

## Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: chronostratygrafia i korelacja litostratygraficzna z basenem turyńskim

Tadeusz Ptaszyński\*, Grzegorz Niedźwiedzki\*\*



T. Ptaszyński



G. Niedźwiedzki

**Buntsandstein in the Holy Cross Mountains: chronostratigraphy and lithostratigraphical correlation with the Thuringian Basin.** *Prz. Geol.*, 54: 525–533.

*Summary.* The study was performed to attempt the lithostratigraphic correlation of the Buntsandstein in the margin of Holy Cross Mountains region with that of the Thuringian Basin, and simultaneously, to clarify its position in the chronostratigraphic scheme, basing on biostratigraphic data (microflora, conchostracans), and on the existence of regional discordances. The authors found strong analogies with other Buntsandstein sections of the Europe. On the other hand, because of the position of the studied area within the marginal part of the Central European Basin, Buntsandstein of the Holy Cross Mountains region is developed in different facies, more fluvial, instead of lacustrine ones. The common presence of *Conchostraca* representing the same species as in other parts of the Central European Basin (Thuringia),

enables possible the correlation of the investigated area with the Thuringian Basin, and helps to locate stratigraphic gaps and discordances. The authors found that the lower boundary of the Buntsandstein and the boundary between the Lower and Middle Buntsandstein in the Polish study area are not equivalents of those in other areas. Also note worthy is the presence at the margin of the Holy Cross Mountains of youngest Permian terrigenous deposits not connected with the Zechstein salinar sedimentation, included to date to Zechstein or to Buntsandstein. The key for understanding the lithostratigraphic scheme of the Buntsandstein of Holy Cross Mountains region is an assumption, that the Zagnańsk Formation is mostly of fluvial, instead of lacustrine origin, consisting of equivalents of the whole Lower Buntsandstein, and that of the lower Volpriehausen Formation of the Middle Buntsandstein, with the Volpriehausen discordance present within. Authors also assume, that at least in this case, differences in the marginal part of the sedimentary basin, in comparison with its central part, depend on the presence of fluvial facies instead of lacustrine ones, and on the presence of sedimentary gaps and discordances whose duration is progressively longer towards the basin margin enlarges in the direction to the basin margin.

**Key words:** Buntsandstein, Zechstein, chronostratigraphy, lithostratigraphy, biostratigraphy, Holy Cross Mountains, Thuringian Basin, correlation, *Conchostraca*

Badając tropy kręgowców pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich dostrześliśmy potrzebę poprawnego określenia wieku ich zespołów. Poniżej przedstawiamy rezultat próby korelacji pstrego piaskowca obrzeżenia Gór Świętokrzyskich z najbardziej aktualnym schematem litostratygraficznym pstrego piaskowca w Basenie Turyńskim (Bachmann & Kozur, 2004; Kozur & Bachmann, 2005; Bachmann i in., 2005) oraz jego odniesienie do skali chronostratygraficznej. Nasze wnioski oparliśmy na badaniach znanych powszechnie odsłoneń powierzchniowych oraz na literaturze przedmiotu. Przedstawiona niżej interpretacja w znacznej mierze odbiega od dotychczasowej (ryc. 1).

Historię badań stratygrafii pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich przedstawiono najpełniej w pracach Senkowiczowej (1970) oraz Kulety i Nawrockiego (2000).

Podstawową cechą cechsztynu i pstrego piaskowca w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jest zmienność facjalna i skrajna zmienność miąższości kompleksów litologicznych. Na przykład, cechsztyń dolny, starszy od formacji z Siodeł, nieobecny w odsłonięciu Zachełmie (patrz Kuleta, 2000; Kuleta & Nawrocki, 2000; Nawrocki i in., 2003) osiąga miąższość do 185,5 m w pobliskich wierceniach (Fijałkowska, 1992), a morskie facje cyklotemu Z1 znane są z odsłoneń w pobliskim Kajetanowie. Dolny pstry piaskowiec, nieobecny w kamieniołomach Jaworznia i Zachełmie, osiąga, zgodnie z naszą interpretacją, w wier-

ceniach Radoszyce 3 i Ruda Strawczyńska odpowiednio 246 m i 175,1 m miąższości, wartości zbliżone do znanych z obszaru Niżu Polskiego (por. Roman, 2004). Świadczy to o zróżnicowaniu hipsometrycznym obszaru sedymentacji, zróżnicowaniu jej środowisk, a także tempa subsyduencji. Zjawiska te wiążą się z pozostawianiem badanego obszaru w strefie marginalnej basenu środkowoeuropejskiego.

Istotne znaczenie dla obrazu geologicznego świętokrzyskiego cechsztynu i pstrego piaskowca ma późniejsza tektonika. Znane nam uskoki młodsze od wczesnego triasu o wartościach zrzutów do kilkuset metrów, porównywalnych z łączną miąższością całego pstrego piaskowca i retu, odpowiedzialne są za kontakty tektonicznie piaskowców tumlińskich z wyższą częścią odpowiedników formacji Volpriehausen w rejonie Siodła–Jaworze–Sosnowica, najniższego z najwyższym pstrym piaskowcem po obu stronach struktury Godowa (patrz Ptaszyński, 1979), czy dolnego i środkowego pstrego piaskowca z retem i wapieniem muszlowym pod Jarugami i Czerwoną Górą.

Diachronizm granic jednostek litostratygraficznych definiowanych na podstawie cech petrograficznych i sedymentologicznych, jest w facjach kontynentalnych oczywisty i wielokrotnie udowodniony, zgodny z zasadą aktualizmu geologicznego. Przyjmujemy jego obecność jako wyjaśnienie wielu dawniejszych wątpliwości dotyczących korelacji stratygraficznej pstrego piaskowca. Diachronizm granic poszczególnych formacji pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru w skali basenu środkowoeuropejskiego został przedstawiony między innymi przez Kozura (1998a).

W tym opracowaniu stosujemy poprawną gramatycznie nazwę „formacja z Jaworzny” zamiast „formacja z Jaworznej”, która nazywana była też omyłkowo „formacją z Jaworzni” (Nawrocki i in., 2003; Ptaszyński & Niedź-

\* ul. Strońska 1 m 12, 01-461 Warszawa; TPTasz@interia.pl

\*\*Wydział Biologii, Uniwersytet Warszawski, ul. S. Banacha 2, 02-097 Warszawa; Muzeum Przyrody i Techniki w Starachowicach, ul. Wielkopiecowa 1, 27-200 Starachowice; grzegorz-niedzwiedzki@yahoo.com

wiedzki, 2004). Jej nazwa pochodzi od stratotypowego wiercenia Jaworzna IG 1 (nie „Jaworzna IG 1”: Pieńkowski, 1991; Nawrocki i in., 1993, 2003).

Obok nazw pięter rekomendowanych przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną, przyjmujemy (w nawiasach) nazwy pięter i podpięter późnego permu i wczesnego triasu (ryc. 1) za Kozurem (1998b,c, 2003), Bachmannem i Kozurem (2004), Kozurem i Bachmannem (2005) i Kozurem (2005a, b), uważając ich zastosowanie za uzasadnione.

Istnieje poważny problem formalny dotyczący ogniwa piaskowców z Tumlina. Naszym zdaniem hipostratotypy ogniwa (odsłonięcia Sosnowica, Tumlin-Gród, Ciosowa: Kuleta & Nawrocki, 2000) jako równowiekowe cechsztynowi (patrz niżej) nie odpowiadają jego stratotypowi (wiercenie Goleniawy IG 1: Kuleta & Nawrocki, 2000) reprezentującemu zapewne dolny i (lub) środkowy pstry piaskowiec, oddzielony od piaskowców tumlińskich co najmniej jedną niezgodnością i w istotny sposób różniący się wiekiem oraz typem sedimentacji. Dlatego poniżej stosujemy nieformalną, ale dla wszystkich zrozumiałą nazwę „piaskowiec tumliński” dla określenia serii skalnej w randze ogniwa pochodzenia głównie eolicznego (Gradziński i in., 1979) odsłoniętej w Tumlinie, Sosnowicy, Ciosowej i kilku mniejszych kamieniołomach oraz nazwę „kompleks C” (*sensu* Kuleta, 1990; Fijałkowska, 1994) dla stratotypu „ogniwa piaskowców z Tumlina” z wiercenia Goleniawy IG 1 oraz identyfikowanego z nim kompleksu piaskowcowego, co najmniej w większości pochodzenia fluwialnego (Fijałkowska, 1994), znanego z innych wierzeń o podobnej pozycji stratygraficznej i wykształceniu facjalnym.

### Cechsztyń, stropowa seria terygeniczna

Ze spągami pstrego piaskowca i zarazem formacji bałtyckiej paralelizowany jest obecnie w regionie spąg formacji z Siodeł i Opoczna, w przybliżeniu zgodnie z granicą paleomagnetycznej zony normalnej Tbn1 i odwrotnej PZr1 (Fijałkowska, 1994; Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003; por. Szurlies, 2004), na podstawie kryteriów przyjętych przez Pieńkowskiego (1989, 1991). Pstry piaskowiec „*sensu polonico*” (por. Fijałkowska-Mader, 1998) obejmuje więc w Górach Świętokrzyskich litologiczne i chronologiczne odpowiedniki górnej części formacji Fulda (= cyklotemu Z7) z zachodniej części basenu środkowoeuropejskiego, co wykazano już wcześniej (Wagner, 1997; Roman, 2004; Ptaszyński & Niedźwiedzki, 2004, 2005, 2006; por. Nawrocki i in., 2003). Kuleta i Nawrocki (2000) włączyli do świętokrzyskiego najniższego pstrego piaskowca także formację ze Szczukowic, której profil w kamieniołomie Jaworzna uznany został za cechsztyński ze względu na odwrotną polarność magnetyczną (Nawrocki, 1997).

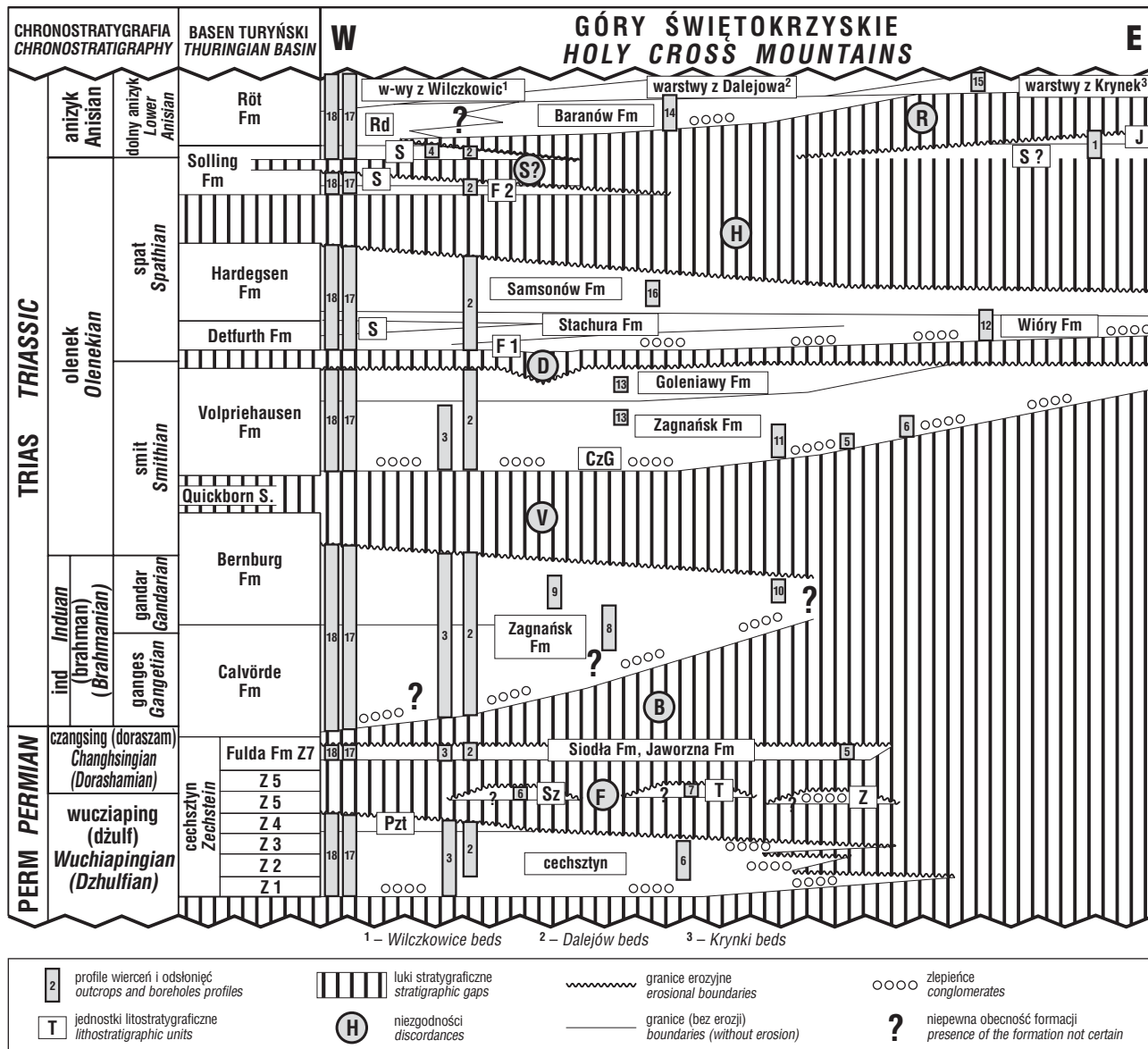
Formacje z Siodeł i Jaworzna wyróżnione w wierceniach, reprezentujące zonę polarności normalnej Tbn1 (Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003) zawierają mikroflorę zespołu *Lundbladispora obsoleta-Protohaploxypinus pantii* (*sensu* Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985; Fijałkowska, 1992, 1994; Fijałkowska-Mader, 1998; Kuleta & Nawrocki, 2000), nie potwierdzającą jednak wczesnotriasowego wieku tych utworów (Ptaszyński & Niedźwiedzki, 2004, 2005; por. Orłowska-Zwolińska, 1984) choć brak tu już przedstawicieli palinodemu *Lueckisporites virkkiae*. Przybliżony zasięg stratygraficzny wspomnianego zespołu mikroflory obejmuje łącznie późny czangsing (doraszam) oraz „ind” (brahman) (dawne podpiętra griesbach i diener, do stropu warstw oolitowych dolnych *sensu* Fuglewicz, 1973, 1980; por. Ptaszyński &

Niedźwiedzki, 2004), co wynika z prac Fuglewicza (1973, 1980), Orłowskiej-Zwolińskiej (1984) i Roman (2004).

W świetle danych paleomagnetycznych, stropowa seria terygeniczna spoczywająca na osadach cyklotemu Z3, mająca w wierceniach Jaworzna IG 1 i Goleniawy IG 1 wyłącznie odwrotną polarność magnetyczną (Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003), nie może być odpowiednikiem stropu cyklotemu Z4 oraz Z5 i Z6 wykazujących polarność normalną (por. Szurlies, 2004). Jedynym możliwym odpowiednikiem stropowej serii terygeniczej wyróżnianej w tych wierceniach, ponad cyklotemem Z3 z V i VI zespołem mikroflory, może być cyklotem Z4 (bez części stropowej) zawierający VII zespół mikroflory (wg Fijałkowskiej-Mader, 1997). Potwierdza to wyraźna odmienność zespołów mikroflory napotkanych w osadach cyklotemów Z4 oraz Z7 (por. Fijałkowska, 1994; Fijałkowska-Mader, 1997). Gdyby te rezultaty potwierdziły się w innych profilach, dowodziłyby obecności luki stratygraficznej w regionie w spągu formacji z Siodeł i Opoczna, obejmującej co najmniej cyklotemy Z5 i Z6. Luka ta może być interpretowana jako odpowiednik dyskordancji na granicy dolnej i górnej części formacji Fulda (por. Roman, 2004) z erozją sięgającą cyklotemu Z3 (Ruda Strawczyńska, gdzie seria osadów terygeniczych ponad Z3 w przedziale 699,8–671,5 m może odpowiadać łącznie formacjom z Siodeł i Jaworzna, por. Pawłowska, 1978a) lub podłoża starszego niż cechsztyń (lokalnie, Zachełmie). Istnienie powyższej luki może potwierdzić słabo dotychczas poznana fauna cechsztyńskich muszloraczków (esterii), odmienna od znanej w basenie turyńskim z formacji Fulda (Z7) i pstrego piaskowca. W dolnej części cyklotemu Z2 w wiercieniu Ruda Strawczyńska (Pawłowska, 1978a) jest obecna *Pseudestheria* sp. oznaczona przez Heinza Kozura (inf. ustna, 2005) na podstawie opublikowanych fotografii.

W całym paralelizowanym z formacją z Jaworzna (Kuleta, 2000; Kuleta & Nawrocki, 2000; Nawrocki i in., 2003) profilu z kamieniołomu Zachełmie stwierdziliśmy obecność esterii z gatunkiem *Falsisca postera* przewodnim dla poziomu *postera* oraz *Falsisca eotriassica* (Ptaszyński & Niedźwiedzki, 2004, 2005). Esterie obecne są też w piaskowcach tumlińskich kamieniołomu Tumlin Gród, w odsłonięciu w Dołach Opacich (formacja z Dołów Opacich *sensu* Barczuk, 1979) oraz w utworach formacji ze Szczukowic w kamieniołomie Jaworzna. Są one w dalszym ciągu przedmiotem badań, których rezultaty trudno jest obecnie przewidzieć. Możemy tylko z pewnością stwierdzić, że nie mają one swych odpowiedników w późnopermskiej i wczesnotriasowej części pstrego piaskowca basenu środkowoeuropejskiego, lecz pod względem taksonomicznym są analogiczne do faun późnopermskich obszaru Chin i Syberii. Z drugiej strony, oznaczenie w zespole z Zachełmia *Falsisca postera* sugeruje bardzo wysoką jego pozycję w profilu najwyższego permu (por. Bachmann & Kozur, 2004; Kozur & Bachmann, 2005).

Piaskowce tumlińskie są bardzo specyficznym ogniwem, które może być odnoszone zarówno do formacji Fulda, jak do starszych, terygeniczych formacji cechsztyń, czy nawet górnego czerwonego spągowca, w którym osady wydmowe znacznej miąższości są znane z obszaru Polski (por. Karnkowski, 1997; Kiersnowski, 1997; Pokorski, 1997; Aksamitowska, 2003). Pragniemy podkreślić, że obecny stan wiedzy pozwala już uznać naszą kilkakrotnie podważaną tezę o przedtriasowym wieku piaskowców tumlińskich (Ptaszyński, 2000; Ptaszyński & Niedźwiedzki, 2002, 2004a,b; Ptaszyński & Niedźwiedzki, 2005 ver-



**Ryc. 1.** Schemat chronostratygrafii pstręgo piaskowca w Górach Świętokrzyskich i korelacja litostratigraficzna z basenem turyńskim. Wiercenia i odsłonięcia: 1 — Bukowie, 2 — Cierchy IG 1, 3 — Jaworzna IG 1, 4 — Pałęgi, 5 — Zachełmie, 6 — Jaworzna, 7 — Tumlin i Sosnowica, 8 — Gałęzice, 9 — Zajęczków, 10 — Czerwona Góra pstry piaskowiec dolny, 11 — Czerwona Góra, zlepierce z Czerwonej Góry, 12 — Wióry, 13 — Jaworze, 14 — Baranów, 15 — Witulin, 16 — Samsonów, 17 — Opoczno IG 2, 18 — Ruda Strawczyńska. Jednostki litostratigraficzne: J — ogniwo wapieni marglistych z Jarug, S — formacja z Samsonowa, Rd — ret dolny, F1 — ogniwo piaskowca z Cierchów, F2 — warstwa piaskowca F2 (wg Fijałkowska, 1994), CzG — ogniwo zlepierców z Czerwonej Góry, Pzt — stropowa seria terygeniczna, Sz — formacja ze Szczukowic w kamieniołomie Jaworzna, Z — ogniwo zlepierców z Zachełmia, T — piaskowce tumlińskie. Niezgodności: F w spągu górnej części formacji Fulda; B dyskordancja lokalna w spągu pstręgo piaskowca; V Volpriehausen; D Detfurth; H Hardegsen; S Solling; R dyskordancja lokalna wewnątrz retu. Stratygrafia basenu turyńskiego wg: Bachmann i in., 2005. Interpretacja danych geologicznych z cytowanej literatury oraz badań własnych. Położenie profili nie odpowiada dokładnie ich rzeczywistemu położeniu geograficznemu

**Fig. 1.** Chronostratigraphic scheme of the Buntsandstein in the Holy Cross Mountains and its lithostratigraphic correlation with Thuringian Basin. Boreholes and outcrops: 1 — Bukowie, 2 — Cierchy IG 1, 3 — Jaworzna IG 1, 4 — Pałęgi, 5 — Zachełmie, 6 — Jaworzna, 7 — Tumlin and Sosnowica, 8 — Gałęzice, 9 — Zajęczków, 10 — Czerwona Góra Lower Buntsandstein, 11 — Czerwona Góra, conglomerates from Czerwona Góra, 12 — Wióry, 13 — Jaworze, 14 — Baranów, 15 — Witulin, 16 — Samsonów, 17 — Opoczno IG 2, 18 — Ruda Strawczyńska. Lithostratigraphic units: J — marly limestones from Jarugi Member, S — Samsonów Formation, Rd — Lower Roetian, F1 — Cierchy Sandstone Member, F2 — sandstone layer (after Fijałkowska, 1994), CzG — Czerwona Góra Conglomerate Member, Pzt — Top terygenous Series, Sz — Szczukowice Formation at the Jaworzna quarry, Z — Zachełmie Conglomerate member, T — Tumlin sandstones. Discordances: F in the bottom of the Upper Fulda Formation; B local discordance in the bottom of the Buntsandstein; V Volpriehausen; D Detfurth; H Hardegsen; S Solling; R local discordance within the Roetian. Stratigraphy of the Thuringian Basin after Bachmann et al., 2005. Interpretation of geologic data from the literature quoted and personal observations. Localisation of profiles in the scheme does not correspond precisely to their real geographic position

sus Nawrocki i in., 2003, 2005; Racki, 2005) za udowodnioną.

W stropie formacji z Jaworzny obecna jest w regionie powszechnie niezgodność i luka sedymentacyjna (Kuleta & Nawrocki, 2000). W zachodniej części basenu środkowoeuropejskiego mogłaby jej odpowiadać niezgodność na granicy dolnej i górnej formacji Fulda lub zmiana facji na granicy formacji Fulda i Calvörde, w spagu pstrego piaskowca (por. Bachmann i in., 2005). Jeśli przyjmiemy za Kuleta (2000) oraz Nawrockim i in. (2003), że profil z Zachełmia poniżej granicy z formacją z Zagnańska reprezentuje formację z Jaworzny, ma normalną polarność magnetyczną (Tbn 1: Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003) i jest jej równowiekowy, niezgodność ta odpowiada zmianie facji w spagu formacji Calvörde na obszarze basenu turyńskiego. W wierceniu Ruda Strawczyńska odpowiada jej granica litologiczna na głęb. 671,5 m wynikająca ze zróżnicowania cech petrograficznych zlepieńców (Pawłowska, 1978b).

### Formacja z Zagnańska

Formacja z Zagnańska spoczywa niezgodnie i z luką sedymentacyjną na starszych ogniwach cechsztynu, formacji z Jaworzny, formacji z Siodeł (Kuleta & Nawrocki, 2000); w kamieniołomie Jaworznia na formacji ze Szczukowic, a w kamieniołomie Zachełmie lokalnie bezpośrednio na dewonie. Z całą pewnością należy wyłączyć z niej piaskowiec tumliński jako starszy od formacji z Jaworzny i Siodeł na których formacja z Zagnańska leży niezgodnie, co wynika z jego odwrotnej polarności w kamieniołomie Sosnowica (Nawrocki i in., 2003) oraz znalezionych w nim esterii nieznanych z pstrego piaskowca Turyngii. Tak ograniczona formacja z Zagnańska pozostaje nadal bardzo zróżnicowana litologicznie, obejmując utwory różnego wieku (por. Szyperko-Teller, 1997). Obecności odpowiedników dolnego pstrego piaskowca w obrębie formacji z Zagnańska dowodzi fauna esterii zawierająca przedstawicieli rodziny Vertexiidae (*Vertexia tauricornis*, *Molinesstheria seideli*), znaleziona dotychczas w co najmniej dwóch odległych odsłonięciach: w kamieniołomie Zajączków koło Chęcina oraz w Czerwonej Górze koło Ostrowca Świętokrzyskiego (Barczuk, 1979: fig. 2, odsł. 46) w położeniu stratygraficznym poniżej ogniwa zlepieńców z Czerwonej Góry. Zapewne to ostatnie stanowisko było dawniej uznane za reprezentujące ogniwo mułowców z Dołów Opacich (*sensu* Barczuk, 1979; por. Kuleta & Nawrocki, 2000). Rodzina Vertexiidae pojawia się w zachodniej części basenu środkowoeuropejskiego w stropie formacji Calvörde, a wymienione gatunki obecne są w formacji Bernburg (bez jej najwyższej części) w przedziale chronostratygraficznym obejmującym gandar i najwcześniejszy olenek (Kozur, 1993b; Bachmann & Kozur, 2004; Bachmann i in., 2005). Obecności odpowiedników formacji Calvörde w obręzeniu Gór Świętokrzyskich dotychczas nie udało nam się udowodnić, jakkolwiek dwudzielność warstw strawczyńskich w wierceniu Ruda Strawczyńska (Pawłowska, 1978b) może być analogią do dwudzielności dolnego pstrego piaskowca w centralnej części basenu środkowoeuropejskiego.

W przeważającej części piaskowcowy, fluwialny profil formacji z Zagnańska w kamieniołomie Gałęzice wykazuje duże litologiczne podobieństwo do profilu pobliskiego kamieniołomu Zajączków i zapewne również reprezentuje dolny pstry piaskowiec. Nie znaleźliśmy w nim dotychczas

esterii. Dolny pstry piaskowiec obecny jest też naszym zdaniem w profilu Radoszyce 3 (por. Dembowska, 1957; Fuglewicz, 1980) w granicach 1010–1256 m; warstwy z głęb. 1256–1340 m zapewne odpowiadają tu formacji z Opoczna *sensu* Kuleta & Nawrocki (2000).

Z dotychczasowej wiedzy (por. Dembowska, 1957; Pawłowska, 1978b; Kuleta & Nawrocki, 2000 i in.) wynika, że dolny pstry piaskowiec reprezentują głównie piaskowce i piaskowce ze żwirem pochodzenia fluwialnego z niewielkim udziałem mułowców i iłowców. W profilach o przewadze sedymentacji piaskowcowej i piaskowcowo-żwirowej granica dolnego i środkowego pstrego piaskowca wewnątrz formacji z Zagnańska jest trudna do określenia; w przypadku wiercenia Ruda Strawczyńska stanowi ją naszym zdaniem granica litologiczna na głęb. 496,4 m w stropie warstw strawczyńskich górnych, poniżej warstw łopuszniańskich (Pawłowska, 1978b).

Lukę stratygraficzną, obejmującą według stanu naszej obecnej wiedzy, co najmniej odpowiedniki górnej części formacji Bernburg (Czerwona Góra), całego dolnego pstrego piaskowca wraz z częścią cechsztynu (kamieniołom Jaworznia) bądź nawet łącznie z całym cechszty-nem (lokalnie — kamieniołom Zachełmie) identyfikujemy z z dyskordancją Volpriehausen. Następuje po niej kolejny etap sedymentacji piaskowców, piaskowców ze żwirem i zlepieńców, często o jasnych barwach, pochodzenia fluwialnego. Są to wyróżnione w Rudzie Strawczyńskiej warstwy łopuszniańskie (Pawłowska, 1978b), formacja z Zagnańska w facjach piaskowcowych i piaskowcowo-zlepieńcowych w profilach kamieniołomów Zachełmie i Jaworznia, a we wschodniej części Gór Świętokrzyskich ogniwo zlepieńców z Czerwonej Góry. W wierceniu Radoszyce 3 odpowiadają im utwory z głębokości 894,0–1010,0 m uznane już przez Dembowską (1957) za środkowy pstry piaskowiec. Uznajemy je wszystkie za odpowiedniki dolnej części formacji Volpriehausen środkowego pstrego piaskowca, odpowiadające też typowi petrograficznemu C<sub>2</sub> *sensu* Fijałkowska (1994).

Dla wymienionych wyżej utworów, poza kompleksem ze zlepieńcami obecnym w Czerwonej Górze i Stryczowicach, nie ma obecnie dokumentacji paleontologicznej. Paralelizując je z dolną częścią formacji Volpriehausen i stwierdzając brak dolnego pstrego piaskowca w kamieniołomach Jaworznia i Zachełmie, posługujemy się kryteriami litologicznymi i sedymentologicznymi. Na uznanie zlepieńców ogniwa z Czerwonej Góry za odpowiednik dolnej części formacji Volpriehausen środkowego pstrego piaskowca (por. Nawrocki i in., 2003) pozwala znaleziona w Stryczowicach (lokalizacja patrz Barczuk, 1979: fig. 2, odsł. 28) i Czerwonej Górze (lokalizacja patrz Barczuk, 1979: fig. 2, odsł. 49) fauna oznaczona przez nas jako *Magniestheria rybinskensis* (przy braku obecnych w najwyższym dolnym pstrym piaskowcu Basenu Turyńskiego *M. subcircularis* i *M. truempyi*, por. Kozur, 1993b; Bachmann & Kozur, 2004; Bachmann i in., 2005) w bezpośrednim sąsiedztwie bądź w obrębie facji zlepieńcowych. Jest to dolny olenek-smit.

Pozostające w obrębie formacji z Zagnańska piaskowcowe i piaskowcowo-zlepieńcowe utwory typu petrograficznego „C” leżącej ponad formacją ze Szczukowic w kamieniołomie Jaworznia i ponad formacją z Jaworzny w profilu kamieniołomu Zachełmie znane z wielu wierceń, są w większości lub w całości pochodzenia fluwialnego (wiercenia Ostałów, Łączna, Goleniawy: Kuleta & Nawrocki, 2000; por. Fijałkowska, 1994). Podobnie

wykształcone piaskowce należące do formacji Volpriehausen środkowego pstręgo piaskowca obserwowaliśmy w Turynгии w kamieniołomie Grosswangen (Ptaszyński & Niedźwiedzki, 2006); na Niżu Polskim odpowiada im ogniwo piaskowca drawskiego (Roman, 2004).

W większości równoległe warstwowane, nie zawierające wkładek o drobniejszych frakcjach ani żwirów jasne piaskowce, odstawiające się na stokach i grzbiecie wzgórza na północ od miejscowości Jaworze, oraz identycznie wykształcone piaskowce obecne ponad piaskowcami ze żwirem w stropie profilu formacji z Zagnańska w kamieniołomie Jaworznia mogą być w części produktem redepozycji piaskowców tumlińskich. W Jaworzu (także w pobliskich Siodłach), w stoku, poniżej wymienionych piaskowców występują cienko warstwowane piaskowce i mułowce zawierające liczne skamieniałości śladowe oraz małże *Bakevillia* (= *Gervillia*) *murchisoni*, reprezentujące naszym zdaniem formację z Goleniaw.

Zgodnie z naszą interpretacją, formacja z Zagnańska (bez piaskowców tumlińskich) obejmuje więc łącznie dolny pstry piaskowiec (jeśli obecny) oraz dolną część odpowiedników formacji Volpriehausen środkowego pstręgo piaskowca, bez warstw z *Bakevillia murchisoni* (=formacji z Goleniaw; por. Szyperko-Teller, 1997a). W pierwszym przypadku niezgodność odpowiadająca dyskordancji Volpriehausen znajduje się wewnątrz formacji z Zagnańska w obrębie utworów w przewodzie piaskowcowo-zlepieńcowych pochodzenia fluwialnego. Dlatego wyróżnienie przez Pawłowską (1978b) dwudzielnych warstw strawczyńskich (dolny pstry piaskowiec) oraz wyraźnie odrębnych od nich warstw łopuszniańskich (dolna, piaskowcowa i piaskowcowo-żwirowa część odpowiedników formacji Volpriehausen) wydaje się nam najbliższe schematom litostratygraficznym z zachodniej i środkowej części basenu środkowoeuropejskiego.

Istnieje poważny argument wspierający naszą tezę uznania części formacji z Zagnańska za środkowy pstry piaskowiec oparty na rezultatach badań paleomagnetycznych. Profil paleomagnetyczny formacji z Zagnańska w wierceniu Jaworzna IG 1 (patrz Nawrocki, 1997: fig. 11) z trudem „mieści się” w schemacie paleomagnetycznym dolnego pstręgo piaskowca (por. Szurlies, 2004). Jest to możliwe tylko pod warunkiem przyjęcia, że część profilu o normalnej polarności obejmująca formację z Siodel i Jaworzny reprezentuje tę samą zonę polarności normalnej co najniższa część formacji z Zagnańska (Tbn 1: por. Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003) pomimo obecności erozji połączonej z luką sedymentacyjną w spągu tej ostatniej (Kuleta & Nawrocki, 2000), oraz przyjęcia ciągłości sedymentacji całej formacji z Zagnańska. Możliwość tę uważamy za mało prawdopodobną.

### Formacja z Goleniaw

W profilach stratotypowym i hipostatotypowym formacji z Goleniaw (Cierchy IG 1, Goleniawy IG 1) istnieje ciągłość z niżejległą formacją z Zagnańska (Kuleta & Nawrocki, 2000). Nie znamy sytuacji, gdy formacja z Goleniaw spoczywa na formacji z Zagnańska niezgodnie, podczas gdy niezgodność i luka związana z dyskordancją pomiędzy dolnym i środkowym pstrym piaskowcem w Basenie Środkowoeuropejskim jest powszechna (por. Bachmann i in., 2005). Florę *Densoisporites neburgii* i *Acritarcha* w obrębie formacji z Goleniaw stwierdzono w regionie tylko w wierceniu Opoczno IG 2 (Fijałkowska,

1994). Jej wystąpienie w wierceniu Gorzów Wielkopolski (stratotyp poziomu *Densoisporites neburgii* i *Acritarcha*) odpowiada formacji Volpriehausen (Orłowska-Zwolińska, 1984; Roman, 2004; por. Kozur, 1998; Fijałkowska, 1994). Formacja z Goleniaw jest też paralelizowana z „warstwami z *Gervillia murchisoni*” (= *Bakevillia murchisoni*; Senkowiczowa, 1970; Kuleta & Nawrocki, 2000). Małż ten jest typowy dla wyższej części formacji Volpriehausen (*Avicula* Schichten) na obszarze Niemiec. Z literatury wynika, że *B. murchisoni* pojawia się w środkowym pstrym piaskowcu w rejonie świętokrzyskim w jednym określonym położeniu stratygraficznym i może z tego względu mieć znaczenie korelacyjne (Senkowiczowa, 1970; Pawłowska, 1978b; Fuglewicz, 1980). Z tej przyczyny utwory formacji z Goleniaw znane z wierzeń (Kuleta & Nawrocki, 2000), a także heterolity zawierające ichtnoskamieniałości bezkręgowców i małże *Bakevillia murchisoni*, znane nam z odsłoneń powierzchniowych okolic Jaworza i Siodel, paralelizujemy z wyższą częścią odpowiedników formacji Volpriehausen („*Avicula* – Schichten”). Górną granicę odpowiedników formacji Volpriehausen widzimy w stropie utworów z fauną *Bakevillia murchisoni* reprezentujących formację z Goleniaw. Dyskordancja Volpriehausen w spągu środkowego pstręgo piaskowca opisywana była jako rezultat ruchów tektonicznych fazy palatynackiej (*Pfälzic phase*: Fuglewicz, 1980).

### Odpowiedniki formacji Detfurth i Hardegsen

Dysponując fragmentaryczną dokumentacją paleontologiczną trudno jest obecnie odróżnić litologiczne odpowiedniki formacji Detfurth i Hardegsen, zwłaszcza w dość jednolitych i w większości drobnoziarnistych facjach. W zachodniej i centralnej części Basenu Środkowoeuropejskiego nie ma na ich granicy dyskordancji (Bachmann & Kozur, 2004). Z badań Orłowskiej-Zwolińskiej (1984) i Roman (2004) wynika, że w profilu stratotypowym Otyń IG 1 poziom *Densoisporites neburgii* (*sensu stricto*) występuje w obrębie formacji Detfurth (patrz też: Bachmann & Kozur, 2004), a poziom *Densoisporites neburgii* - *Cycloverruiriletes presselensis* w obrębie formacji Hardegsen. Z Gór Świętokrzyskich zespół flory *Densoisporites neburgii* nie został dotychczas opisany.

W Wiórach (formacja z Wiór) obecny jest kompleks utworów fluwialnych, w przewodzie piaskowcowych, z ichtnofauną kręgowców. W jego środkowej części występuje *Magniestheria deverta* obecna w basenie środkowoeuropejskim wyłącznie w formacji Detfurth oraz *Palaeolimnadia alsatica detfurthensis* i *Euestheria exacta* mające szerszy zasięg stratygraficzny. Fauna ta pozwala paralelizować formację z Wiór (*sensu* Kuleta & Nawrocki, 2000) lub przynajmniej jej środkową część z formacją Detfurth i określić jej wiek jako wczesny spat. Wiek tej ichtnofauny oceniany był dotychczas błędnie jako diener (Ptaszyński, 2000) lub smit (Ptaszyński & Niedźwiedzki, 2004). Lokalnie wykształcone ogniwo piaskowców z Cierchów poniżej formacji z Samsonowa (Cierchy IG 1, Stachura IG 1: Kuleta & Nawrocki, 2000) interpretowane jako utwory rzek roztokowych, wciętych erozyjnie w utwory stropowych części formacji z Goleniaw (Kuleta & Nawrocki, 2000) interpretujemy jako równowiekowe formacji z Wiór. Ogniwo z Cierchów występuje też zapewne w Rudzie Strawczyńskiej na głębokości 345,9–355,6 m i w wierceniu Studzianna IG 1 (por. Pawłowska, 1978b). Jego obecność, podobnie jak kilkumetrowa warstwa zlepieńców ponad „warstwami z *Gervillia murchisoni*”, a pod „war-

stwami hieroglifowymi” w wierceniu Radoszyce 3 (807,65–816,50 m, patrz: Dembowska i in., 1957; Senkowiczowa, 1970) odpowiada w Górach Świętokrzyskich dyskordancji Detfurth w spągu odpowiedników formacji Detfurth. Formacji tej może też odpowiadać w różnych profilach część (lub nawet całość) formacji ze Stachury (= „warstw hieroglifowych”, „warstw labiryntodontowych”), nadległej nad formacją z Goleniaw, co wynika z pracy Senkowiczowej (1970), a więc zapewne także dolna część formacji z Samsonowa w położeniu stratygraficznym poniżej formacji ze Stachury (wiercenia Stachura IG 1; Cierchy IG 1: Fijałkowska, 1994; patrz też Fig. 2).

W wierceniu Radwanów IG 1 flora zespołu *Densoisporites neyburgii-Cycloverruiriletes presselensis* (odpowiadająca formacji Hardegsen) jest obecna w obrębie formacji ze Stachury dopiero ok. 55 m ponad stropem formacji z Goleniaw (Fijałkowska, 1994). Ten sam zespół mikroflory jest obecny ponad formacją z Wiór w wierceniu Momina w obrębie formacji z Samsonowa (Kuleta & Nawrocki, 2000) oraz w wierceniach Stachura IG 1 i Cierchy IG 1 ponad dolną częścią formacji z Samsonowa (por. Fijałkowska, 1994; Kuleta & Nawrocki, 2000: s. 40).

Istnieją w regionie stanowiska gdzie brak formacji z Zagnańska, a nawet części pstrego piaskowca środkowego został udowodniony (wiercenie Boża Wola: Fuglewicz, 1973, 1980; patrz także Kuleta & Nawrocki, 2000). W wierceniu Boża Wola IG 1 w przedziale głęb. 2000–2075 m obecna jest flora poziomu megasporowego *Echiriletes echinatus* (formacja Hardegsen: Fuglewicz, 1973, por. Kozur, 1998a). Podobną florę megaspor z *Pusulosporites populosus* (= *Talchirella daciae*) i *Echiriletes echinatus* znaleziono w powierzchniowych odsłonięciach w Suchedniowie (Filonowicz, 1979), pod względem litologicznym odpowiadających formacji ze Stachury. Najniższa, ok. 30-metrowa część profilu wiercenia Boża Wola IG 1 nie ma jednoznacznej dokumentacji paleontologicznej; jako część formacji ze Stachury (Kuleta & Nawrocki, 2000) może reprezentować odpowiedniki formacji Detfurth (lub Hardegsen) wkraczające niezgodnie na podłoże cechsztyńskie (Fuglewicz, 1973, por. Kuleta & Nawrocki, 2000). Obecność tych osadów w wierceniu Boża Wola IG 1 bezpośrednio na zlepnięcach spoczywających na cechsztynie (Fuglewicz, 1973) było jedną z podstaw do dawnych przypuszczeń o zupełnym braku dolnego pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich (Fuglewicz, 1980, Fuglewicz i in., 1990, por. Fijałkowska, 1992).

W formacji z Samsonowa w odsłonięciu Samsonów stwierdziliśmy obecność fauny esterii *Euestheria execta* oraz *Palaeolimnadia nodosa* pozwalających paralelizować również ten profil z formacją Hardegsen (spat). Przyjmuje my więc, że część formacji ze Stachury z florą *Densoisporites neyburgii-Cycloverruiriletes presselensis* oraz większa część formacji z Samsonowa powyżej formacji ze Stachury są odpowiednikami formacji Hardegsen. Jest rzeczą interesującą, że uwzględniając wyniki naszych badań, można określić wiek flory *Glossopteridium* znanej z wierceń Radoszyce 3 (624,4 m: Bocheński, 1957) i Ruda Strawczyńska (322,1 m: Pawłowska, 1978b) jako spat.

Z rozwiązania naszego wyniku niewielka miąższość odpowiedników formacji Hardegsen w bliskim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wyraźnie rosnąca w kierunku centrum basenu środkowoeuropejskiego, gdzie pojawiają się młodsze zespoły mikroflory (por. Fijałkowska, 1994, wiercenie Opoczno IG 2; Fig. 2). Z faktu tego wynika obecność w regionie w stropie odpowiedników formacji Hardegsen

luki stratygraficznej i zapewne erozji. W tym miejscu zaznaczyć należy, iż rozległa luka i niezgodność postulowana na obszarze Polski na granicy środkowego i górnego pstrego piaskowca (por. Szyperko-Teller, 1997) odpowiada dyskordancji Hardegsen. Jedną z przyczyn dawnych nieporozumień dotyczących położenia stratygraficznego tej luki było uznanie odpowiedników formacji Solling, nie zawsze konsekwentnie odróżnianych od retu (por. Roman, 2004), za należące razem z retem do górnego pstrego piaskowca. Formacja Solling jest w większości współczesnych schematów litostratygraficznych włączana do środkowego pstrego piaskowca (por. Lepper & Röhlings, 1998; Roman, 2004; Bachmann i in., 2005 i in.) co zresztą jest zabiegiem wyłącznie formalnym. Tak jest też w pracy Kulety i Nawrockiego (2000), w której odpowiedniki formacji Solling uznano za środkowy pstry piaskowiec. Tym samym dyskordancja Hardegsen obecna jest tu, podobnie jak w przeważającej części basenu środkowoeuropejskiego, wewnątrz środkowego pstrego piaskowca a nie w jego stropie.

### Odpowiedniki formacji Solling

W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w górnej części formacji z Samsonowa, pojawiają się obok *Cycloverruiriletes presselensis* i niewielkiej ilości *Densoisporites neyburgii*, gatunki palinomorf charakterystyczne dla formacji Solling, w tym *Angustisulcites gorpaii*, a także nieobecne w profilach poniżej *Verrucosisporites pseudomorulae*, *Stellapollenites thiergartii*, *Krytomisporites ervii* (Fijałkowska, 1994). *C. presselensis* występuje aż do stropu pstrego piaskowca środkowego (w Bukowiu: Rdzanek, 1981).

W wierceniu Boża Wola IG 1 w spągu megacyklotemu meridionalnego (*sensu* Fuglewicz, 1973) w przedziale głębokości 1841–1843 m jest obecna flora poziomu megasporowego *Trileites validus* charakterystyczna według Kozura (1998a) dla formacji Solling (poziom *validus*, późny spat). Flora z *Trileites validus* (najwyższy olenek: Fuglewicz, 1973) różni się od flory „mułowca z *Pusulosporites*”, ale też od trzeciego, młodszego zespołu mikroflory (wg Fuglewicza, 1973) przypisanego retowi, zawierającego między innymi *Trileites grandis* i *Erlansosporites licheniformis* (anizyk: Fuglewicz, 1973; por. Rdzanek, 1980, 1981, 1984).

W Pałęgach w obrębie formacji z Samsonowa stwierdziliśmy faunę esterii wyraźnie odmienną od fauny z odsłonięcia Samsonów. Występuje tu masowo *Palaeolimnadia alsatica alsatica* oraz prawdopodobnie *P. nodosa* i *Euestheria albertii* cf. *mahlerselli*. Fauna ta odpowiada najwyższej części formacji Solling w Basenie Środkowoeuropejskim (por. Kozur, 1993d; Bachmann i in., 2005). Jej wiek przypisać można pograniczu spatu i dolnego anizyku (por. Bachmann i in., 2005); może ona być w przybliżeniu równowiekowa turyńskiemu piaskowcowi chiroteriowemu (Thüringischer Chirotheriensandstein; por. Kuleta i in., 2006 – w druku). Tym samym obecność w Górach Świętokrzyskich odpowiedników formacji Solling uważamy za udowodnioną. Rozpoczyna je naszym zdaniem kompleks piaskowcowy F2 (patrz Fijałkowska, 1994) analogiczny do Solling Sandstein, pozbawiony mikroflory (Fijałkowska, 1994). Powyżej spoczywają utwory mułowcowo-ilaste z wkładkami piaszczystymi bez węglanów, zawierające esterie i makroszczątki flory. W kopalni ilów w Pałęgach widoczny był we wschodniej ścianie wyrobiska kontakt osadów formacji z Samsonowa z czerwono-brunatnymi utworami piaskowcowo-mułowcowo-ilastymi reprezen-

tującymi już najprawdopodobniej najniższą część formacji z Baranowa, eksploatowanymi też w odległym o kilka kilometrów Kozowie.

### Uwagi o zlepieńcach pstrego piaskowca

Obraz stratygrafii pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich komplikuje obecność kilkukrotnego niezależnego wystąpienia zlepieńców z materiałem egzotycznym (być może częściowo po kolejnych redepozycjach) w profilu pstrego piaskowca dolnego i środkowego, a także retu. Facje gruboklastyczne i rozległe luki stratygraficzne są charakterystyczne dla marginalnych części Basenu Środkowoeuropejskiego (por. Kozur, 1993a).

Położenie stratygraficzne zlepieńców i piaskowców ze zwirem w pstrym piaskowcu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich interpretujemy następująco:

1. W facjach fluwialnych niższej części profilu pstrego piaskowca dolnego (kamieniołom Gałęzice, wiercenie Ruda Strawczyńska: spąg warstw strawczyńskich). Żwiry tworzą ławice zlepieńców w obrębie piaskowcowych facji fluwialnych lub są rozproszone w większych odcinkach profilu (por. Pawłowska, 1978b).

2. W obrębie odpowiedników dolnej części formacji Volpriehausen pstrego piaskowca środkowego. Jest to największe i najbardziej charakterystyczne wystąpienie zlepieńców — w tym gruboławicowych — w całym profilu pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich (ogniwo zlepieńców z Czerwonej Góry), związane z dyskordancją Volpriehausen. Do nich należą zlepieńce w kamieniołomie na wschód od wsi Czerwona Góra, widoczne też w okolicznych wąwozach oraz w rejonie Stryczowic; zlepieńce spoczywające ponad formacją ze Szczukowic w stropowej części profilu kamieniołomu Jaworznia, piaskowce ze zwirem w wierceniach Ruda Strawczyńska (warstwy łopuszańskie) i zlepieńce obecne w zboczach i dnie doliny Świśliny pomiędzy Dołami Opacimi a zaporą Wióry, po zachodniej stronie struktury tektonicznej Godowa, w położeniu stratygraficznym poniżej formacji z Wiór.

3. W spągu części odpowiedników formacji Detfurth, związane z dyskordancją Detfurth. Zlepieńce te w Wiórach mogą być odpowiednikiem dolnej części formacji Detfurth albo łącznie formacji Detfurth i Volpriehausen; ewentualna granica pomiędzy nimi nie jest tu uchwytna. W wierceniach Radoszyce 3 obecna jest kilkumetrowa warstwa zlepieńcowa w stropie „warstw z *Gervillia*” (patrz Dembowska i in., 1957; Senkowiczowa, 1970), a więc młodsza od zlepieńców z Czerwonej Góry, ale starsza od wyróżnionych w tym wierceniach warstw hieroglifowych (= formacji ze Stachury według Kuleta & Nawrocki, 2000).

4. Zlepieńce obecne lokalnie w spągu odpowiedników formacji Solling, ponad udokumentowanymi mikroflorą odpowiednikami formacji Hardegsen, np. w wierceniach Boża Wola IG1 na głęb. ok. 1973 m (por. Fuglewicz, 1973), związane jako młodsze od formacji Hardegsen („mułowca z *Pusulospirites*”) z dyskordancją Hardegsen.

5. Zlepieńce i piaskowce ze zwirem kwarcowo-kwarcytowym w obrębie formacji z Baranowa znane nam z kamieniołomów Baranów i Kopulak, mogą być związane z dyskordancją wewnątrz retu.

Pragniemy zauważyć, że sedymentacja tak zwanych pseudoolitów zbudowanych w części z ziaren mułowców, ilowców i wapieni, ale także z kwarcu o frakcji psefitowej, spotykanych w górnej części pstrego piaskowca środkowe-

go, odpowiada pod względem energii środowiska sedymentacji frakcji żwirowej.

Obecność skał wylewnych i tufów wśród egzotycznych składników zlepieńców sygnalizowana z kamieniołomu Jaworznia (Fuglewicz, 1967), wiercenia Studzianna IG 2, a także z Monokliny Przesudeckiej i Tatr (Fuglewicz, 1980) może dotyczyć (przy uwzględnieniu naszej interpretacji) wyłącznie odpowiedników formacji Volpriehausen.

### Ret

Obecność najniższego retu wykształconego w postaci przewarstwiających się cienkoławicowych piaskowców, mułowców z żyłkami postdiagenetycznego gipsu i margli dolomitycznych o jasnych barwach, zawierających kości kręgowców, detrytus roślinny i mikroflorę, położonego ponad środkowym pstrym piaskowcem można stwierdzić: 1) w Jarugach (Barczuk, 1978: „ogniwo wapieni marglistych z Jarug”, fig. 2, odsł. 44); 2) w Bukowiu, gdzie stwierdzono obecność przejściowych zespołów megaspor charakterystycznych dla środkowego pstrego piaskowca i retu (Rdzanek, 1980, 1981, 1984); 3) w okolicy Dołów Biskupich: osady błędnie opisane jako dewońskie (Ptaszyński, 1979: odsł. 3), zawierające również przejściowy zespół megaspor podobny do opisanych z Bukowia 4) zapewne w wierceniach Ruda Strawczyńska w przedziale głębokości 272,6–267,5 m („warstwy z Radoszyce”, zawierające makroskopowo stwierdzone, nie oznaczone megaspory: Pawłowska, 1978b). Dane te pozwalają przypuszczać, że przejście pstrego piaskowca środkowego w najniższy ret zaszło tu bez uchwytnego luki sedymentacyjnej czy niezgodności; nastąpiła jedynie zmiana facji (Rdzanek, 1980, 1981, 1984). Utwory te cechują jasne barwy, podobnie jak część osadów z odsłonięcia Pałęgi, ale w odróżnieniu od tego ostatniego obecne są tu skały węglanowe, brak natomiast skamieniałości esterii. W Pałęgach, podobnie jak w Jarugach, miejscami spotyka się w utworach piaskowcowo-ilastych warstewki gipsu. Luka stratygraficzna o zasięgu regionalnym obecna jest powyżej ogniwa wapieni z Jarug (*sensu* Barczuk, 1979), na którym w NE części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Doły Biskupie, Jarugi, Bukowie) spoczywa bezpośrednio ogniwo piaskowców z Krynek (por. Barczuk, 1979; Rdzanek, 1980, 1981, 1984), zawierające w Witulinie pod wapieniem muszlowym późne, charakterystyczne dla bitynu, zaawansowane stadia ewolucyjne małżów *Costatoria costata* (por. Bachmann & Kozur, 2004). Luka ta jest mniej rozległa ku zachodowi, gdzie w recie pojawia się po okresie niedepozycji i zapewne erozji formacja z Baranowa spoczywająca tu na środkowym pstrym piaskowcu (Kuleta & Nawrocki, 2000). Luka stratygraficzna i niezgodność obecna wewnątrz retu jest starsza od formacji z Baranowa i młodsza od ogniwa wapieni marglistych z Jarug wspomnianego wyżej.

Nie stwierdziliśmy dotychczas obecności esterii w formacji z Baranowa i w warstwach z Krynek. Z zasady superpozycji i korelacji biostratygraficznej (Rdzanek, 1980, 1981, 1984; Fijałkowska-Mader, 1998 i danych przedstawionych tutaj) wynika, że podobnie jak na obszarze Niemiec ret w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jest w całości wieku wczesnoanizyjskiego (por. Fijałkowska-Mader, 1998, Kozur, 2003, Bachmann & Kozur, 2004; Bachmann i in., 2005).

Dolna granica facji węglanowych retu i wapienia muszlowego jest w Górach Świętokrzyskich wyraźnie diachroniczna (por. Senkowiczowa, 1970). Być może sedymentacja wapienia muszlowego rozpoczęła się w rejonie

Doły Biskupie-Jarugi-Bukowie dopiero w pelsonie, o czym może świadczyć skład gatunkowy faun konodontowych w jego spągu w NE części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Ptaszyński, 1979, 1981) w porównaniu z faunami konodontowymi SW części obrzeżenia (Trammer, 1975).

### Podsumowanie

Obraz chronostratygrafii pstręgo piaskowca w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i jego korelacji ze schematem litostratygraficznym innych części basenu środkowoeuropejskiego jest jeszcze niepełny. Wymaga on dalszych badań i uściślenia już istniejących rezultatów. Jest to z pewnością możliwe co staraliśmy się wykazać powyżej. Z naszej analizy, którą należy traktować jako wstępną, wynika natomiast charakter podstawowych różnic pomiędzy profilem z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich a centrum basenu środkowoeuropejskiego, obok różnic w wykształceniu facjalnym. Mniejsza miąższość pstręgo piaskowca w regionie świętokrzyskim wynika raczej z obecności na tym obszarze luk stratygraficznych połączonych z erozją wcześniejszych utworów niż z proporcjonalnego zmniejszenia miąższości poszczególnych ogniw i formacji. Niezgodności i luki jakie tu stwierdzamy odpowiadają w części niezgodnościom znanym w skali całego obszaru basenu środkowoeuropejskiego; istnieją też niezgodności o charakterze lokalnym (w pobliżu granicy cechsztynu i pstręgo piaskowca i w obrębie retu, patrz ryc. 2). Uzyskanie pełnego ich obrazu może mieć wpływ na interpretację procesów sedymentacji w skali basenów sedymentacyjnych opieraną na zjawiskach tektoniki i cykliczności sedymentacji lub na założeniach stratygrafii sekwencji.

Pragniemy wyrazić szczególną wdzięczność Marii Kulecie i Stanisławie Zbroji z Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego w Kielcach za wszechstronną życzliwą pomoc, w tym ułatwienie dostępu do nieopublikowanej pracy archiwalnej Kulety i Nawrockiego (2000), na której oparliśmy w znacznej części nasze wnioski. Serdecznie dziękujemy dr. hab. Heinzowi Kozurowi za pomoc w pracy nad oznaczaniem esterii i wieloletnie cierpliwe dyskusje.

### Literatura

AKSAMITOWSKA A. 2003 — Środowiska sedymentacji i rozwój depozycji osadów górnego czerwonego spągowca w rejonie Poznania. *Prz. Geol.*, 51: 168–174.  
 BACHMANN G. H. & KOZUR H. W. 2004 — The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cycles. *Hallesches Jahrb. Geowiss.* B 26: 17–62.  
 BACHMANN G. H., BEUTLER G., SZURLIES M., BARNASCH J. & FRANZ M. 2005 — International Field Workshop on the Triassic of Germany and surrounding countries. Halle, July 14–20, 2005: 1–75.  
 BARCZUK A. 1979 — Studium petrograficzne utworów pstręgo piaskowca w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Arch. Miner.*, 35: 87–155.  
 BOCHEŃSKI T. 1957 — Tymczasowa wiadomość o występowaniu formy roślinnej typu *Glossopteris*: *Glossopteridium* J. Czarnockii n. sp. — w pstrym piaskowcu w otworze Radoszyce 3. [W:] Łotocka Z. (red.), Wyniki wiercenia Radoszyce 3. *Biul. Inst. Geol.*, 124: 181–184.  
 DEMBOWSKA J. 1957 — Triassic. [W:] Łotocka Z. (red.), Wyniki wiercenia Radoszyce 3. *Biul. Inst. Geol.*, 124: 167–170.  
 DEMBOWSKA J., KWIATKOWSKI S. & PAWŁOWSKA K. 1957 — Opis profilu Radoszyce 3. [W:] Łotocka Z. (red.), Wyniki wiercenia Radoszyce 3. *Biul. Inst. Geol.*, 124: 11–59.

FIJAŁKOWSKA A. 1992 — Palinostratygrafia osadów cechsztynu i dolnego pstręgo piaskowca w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 40: 468–473.  
 FIJAŁKOWSKA A. 1994 — Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in north-western part of the Holy Cross Mts. *Kwart. Geol.*, 38: 59–84.  
 FIJAŁKOWSKA-MADER A. 1997 — Correlation of the Zechstein microflora from southern Poland. [W:] Podemski M., Dybowa-Jachowicz S., Jaworowski K., Jureczka J. & Wagner R. (red.), Proceedings of the XIII International Congress on the Carboniferous and Permian, 28th August — 2nd September, 1995 Kraków, Poland. Part 1. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 157: 229–234.  
 FIJAŁKOWSKA-MADER A. 1998 — Palynostratigraphy, Palaeoecology and Palaeoclimatology of the Triassic in South-Eastern Poland. [W:] Bachmann G. H. & Lerche I. (red.), Epicontinental Triassic 1. International Symposium, Halle/Saale, September 21–23, 1998. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*: 601–627.  
 FILONOWICZ P. 1979 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Skarżysko-Kamienna (779), 1 : 50 000: 1–71.  
 GRADZIŃSKI R., GAŁOŁ J. & ŚLĄCZKA, A. 1979 — The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts., Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdune areas. *Acta Geol. Pol.*, 29: 151–175.  
 KARNKOWSKI P. H. 1997 — Palaeogeography and palaeotectonics of the Rotliegend in the Polish Permian Basin. Podemski M., Dybowa-Jachowicz S., Jaworowski K., Jureczka J. & Wagner R. (red.), Proceedings of the XIII International Congress on the Carboniferous and Permian, 28th August–2nd September, 1995 Kraków, Poland. Part 2. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 157: 97–106.  
 KIERSNOWSKI H. 1997 — Upper Permian eolian complex in Poland. [W:] Podemski M., Dybowa-Jachowicz S., Jaworowski K., Jureczka J. & Wagner R. (red.), Proceedings of the XIII International Congress on the Carboniferous and Permian, 28th August – 2nd September, 1995 Kraków, Poland. Part 2. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 157: 107–110.  
 KOZUR H. 1988 — The Permian–Triassic boundary in marine and continental sediments. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1: 1245–1277.  
 KOZUR H. 1993a — Annotated correlation tables of the Germanic Buntsandstein and Keuper. [W:] Lucas S. G. & Morales M. (red.), The Nonmarine Triassic. *New Mexico Mus. Nat. Hist. Sc. Bull.*, 3: 243–247.  
 KOZUR H. 1993b — Range charts of conchostracans in the German Basin. [W:] Lucas S. G. & Morales M. (red.), The Nonmarine Triassic. *New Mexico Museum of Natural History & Sc. Bull.*, 3: 249–253.  
 KOZUR H. 1993c — The Importance of Conchostracans for the Correlation of Continental and Marine Beds. [W:] Lucas S. G. & Morales M. (red.), The Nonmarine Triassic. *New Mexico Museum of Natural History & Sc. Bull.*, 3: 261–266.  
 KOZUR H. 1993d — Stratigraphic and palaeobiogeographic importance of the Latest Olenekian and Early Anisian conchostracans of Middle Europe. [W:] Lucas S. G. & Morales M. (red.), The Nonmarine Triassic. *New Mexico Museum of Natural History & Sc. Bull.*, 3: 255–258.  
 KOZUR H. 1994 — The Correlation of the Zechstein with the Marine Standard. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 137: 85–103.  
 KOZUR H. 1998a — The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan scale. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1998: 701–725.  
 KOZUR H. 1998b — Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 227–272.  
 KOZUR H. 1998c — Problems for evaluation of the scenario of the permian-triassic boundary biotic crisis and of its causes. *Geol. Croatica*, 51: 135–162.  
 KOZUR H. 2003 — Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic. *Hallesches Jahrb. Geowiss.*, 25: 49–79.  
 KOZUR H. 2005a — Pelagic uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary conodonts of Iran. Part II: Investigated sections and evaluation of the conodont faunas. *Hallesches Jahrb. Geowiss.*, B 19: 49–86.  
 KOZUR H. 2005b — Correlation of the continental uppermost Permian and lower Triassic of the Germanic Basin with the marine scale in the light of new data from China and Iran. *Albertiana*, 33: 48–51.  
 KOZUR H. & BACHMANN G. 2005 — Correlation of the German Triassic with the international scale. *Albertiana*, 32: 21–35.  
 KULETA M. 2000 — Osady pstręgo piaskowca w kamieniołomie Zachełmie. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 56: 128–130.  
 KULETA M. & NAWROCKI J. 2000 — Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstręgo piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Arch. IG, Kielce*.



- NAWROCKI J., WAGNER R. & GRABOWSKI J. 1993 — The Permian/Triassic boundary in the Polish Basin in the light of paleomagnetic data. *Geol. Quart.*, 37: 565–578.
- NAWROCKI J. 1995 — Skala magnetostratygraficzna dla utworów czerwonego spągowca, cechsztynu i pstręgo piaskowca z obszaru Polski. *Prz. Geol.*, 43: 1027–1029.
- NAWROCKI J. 1997 — Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. *Earth and Planetary Sc. Lett.*, 152: 37–58.
- NAWROCKI J., KULETA M. & ZBROJA S. 2003 — Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains. *Geol. Quart.*, 47: 253–260.
- PAWŁOWSKA K. 1978a — Charakterystyka utworów permskich (cechsztynu) z Zatoki Kieleckiej w Górach Świętokrzyskich na podstawie materiałów z otworu wiertniczego w Rudzie Strawczyńskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 309: 83–97.
- PAWŁOWSKA K. 1978b — Charakterystyka triasu Niecki Promnickiej na podstawie otworu w Rudzie Strawczyńskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 309: 99–120.
- PIENKOWSKI G. 1989 — Sedymentologiczne kryterium wyróżniania granicy cechsztynu/pstręgo piaskowca oraz perm/trias w Polsce. *Prz. Geol.*, 37: 237–247.
- PIENKOWSKI G. 1991 — Facies criteria for delimitating Zechstein/Buntsandstein and Permian/Triassic boundaries in Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1: 893–912.
- POKORSKI J. 1997 — Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. [W:] Marek S. & Pajchłowa M. (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 45–62.
- PTASZYŃSKI T. 1979 — Budowa geologiczna okolic Nietuliska koło Ostrowca Świętokrzyskiego. *Arch. Inst. Geol. Podst. Uniw. Warsz.*
- PTASZYŃSKI T. 1981 — Konodonty w wapieniu muszlowym okolic Nietuliska (północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). [W:] Senkowiczowa H. i in. (Komitet Organizacyjny), Fauna i flora triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Mat. V Kraj. Konferencji Paleontol. Kielce—Sosnowiec 1981*: 45–51.
- PTASZYŃSKI T. 2000 — Tropie kręgowców z piaskowca tumlińskiego Góry Grodowej — Góry Świętokrzyskie. *Prz. Geol.*, 48: 418–421.
- PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2002 — Nowe znaleziska tropów kręgowców z pstręgo piaskowca Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 50: 441–446.
- PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2004a — Late Permian vertebrate tracks from the Tumlin sandstone, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 49: 289–320.
- PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2004b — Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstręgo piaskowca Zachelmia, Góry Świętokrzyskie. *Prz. Geol.*, 52: 1151–1155.
- PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2005 — Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstręgo piaskowca Zachelmia, Góry Świętokrzyskie — odpowiedź. *Prz. Geol.*, 53: 225–229.
- RACKI G. 2005 — „Late Permian” vertebrate tracks from the Tumlin Sandstone of Poland — a commentary on some major implications. *Acta Palaeont. Pol.*, 50: 394–396.
- RDZANEK K. 1980 — Uwagi o litostratygrafii triasu wąwozu Bukowia (Góry Świętokrzyskie). *Prz. Geol.*, 28: 24–31.
- RDZANEK K. 1981 — Megaspory flory przejściowej pomiędzy piaskowcem pstrym środkowym i retem z Bukowia (Góry Świętokrzyskie). [W:] Senkowiczowa H. i in. (Komitet Organizacyjny), Fauna i flora triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Mat. V Krajowej Konferencji Paleontologów. Kielce—Sosnowiec 1981*: 68–73.
- RDZANEK K. 1984 — Stratygrafia piaskowca pstręgo Brachyantykliny Bukowia (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) na podstawie megaspor. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 52: 211–230.
- ROMAN [BECKER] A. 2004 — Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades Doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.) vorgelegt an der Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. [<http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/04/04H038/prom.pdf>]
- SZYPERKO-TELLER A. 1997a — Trias dolny (pstry piaskowiec). Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. [W:] Marek S. & Pajchłowa M. (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 112–117.
- SZYPERKO-TELLER A. 1997b — Trias dolny (pstry piaskowiec). Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. [W:] Marek S. & Pajchłowa M. (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 121–132.
- TRAMMER J. 1975 — Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 25: 179–216.
- WAGNER R. 1997 — Perm górny (cechsztynu). [W:] Marek S. & Pajchłowa M. (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 63–82.

Praca wpłynęła do redakcji 21.04.2006 r.  
Akceptowano do druku 04.05.2006 r.

### UWAGA! ZASADY PRENUMERATY:

Prenumeratę krajową przyjmują jednostki kolportażowe RUCH, właściwe dla miejsca zamieszkania lub siedziby prenumeratora. Prenumeratę ze zleceniem wysyłki za granicę przyjmuje RUCH S.A., ul. Jana Kazimierza 31/33, 01-248 Warszawa, konto PBK SA, IV Oddział Warszawa, nr 68124010531111000004430494. Dostawa odbywa się pocztą zwykłą w ramach opłaconej prenumeraty, z wyjątkiem zlecenia dostawy pocztą lotniczą, której koszt w pełni pokrywa zamawiający. Zlecenia na prenumeratę dewizową, przyjmowane od osób zamieszkałych za granicą, są realizowane od dowolnego numeru w danym roku kalendarzowym. Informacje o warunkach prenumeraty i sposobie zamawiania udziela RUCH S.A., tel. 53-28-812; 53-28-813.

Wpłaty na prenumeratę są przyjmowane wyłącznie na okresy kwartalne, a terminy przyjmowania wpłat — na teren kraju i za granicę — są następujące: do 20.11 — na I kwartał następnego roku, do 20.02 — na II kwartał danego roku, do 20.05 — na III kwartał, do 20.08 — na IV kwartał. Cena prenumeraty kwartalnej wynosi **36 zł**, a za granicę jest o 100% wyższa.

Dostawa zamówionej prasy następuje:

przez jednostki kolportażowe RUCH — w sposób uzgodniony z zamawiającym,  
ponadto istnieje możliwość indywidualnej i zbiorowej prenumeraty *Przeglądu Geologicznego*  
— bezpośrednio w Państwowym Instytucie Geologicznym,

Prenumeratę można zamawiać, wnosząc opłatę z góry, przy czym przez cały czas prenumeraty będzie obowiązywała cena z dnia jej rozpoczęcia.

Zgłoszenia na prenumeratę przyjmuje w Państwowym Instytucie Geologicznym **Sekcja Dystrybucji Wydawnictw PIG**, gmach A, pokój 1 (parter), tel. 849-53-51 wew. 403 lub 229. Prenumeratę można też zgłaszać listownie na ten adres: Państwowy Instytut Geologiczny, **Sekcja Dystrybucji Wydawnictw PIG**, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.

Podstawą przyjęcia prenumeraty będzie nadesłanie na nasz adres zamówienia oraz kopii dowodu wpłaty, dokonanej na konto Państwowego Instytutu Geologicznego w BPH S.A, Oddz. w Warszawie ul. Jasna 1, nr 79 1060 0076 0000 4010 2000 2100.