

LXXXIV

ZJAZD NAUKOWY

POLSKIEGO TOWARZYSTWA

GEOLOGICZNEGO

Chęciny, 9–11 września 2015 r.



**EKSTENSJA I INWERSJA POWARYSCYJSKICH
BASENÓW SEDYMENTACYJNYCH**



POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE



LXXXIV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego

Chęciny, 9–11 września 2015 r.

EKSTENSJA I INWERSJA POWARYSCYJSKICH BASENÓW SEDYMENTACYJNYCH

Materiały konferencyjne pod redakcją naukową
Stanisława Skompskiego

abstrakty pod redakcją naukową
Włodzimierza Mizerskiego



Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy instytut Badawczy

Warszawa 2015

Patronat honorowy:

Sławomir BRODZIŃSKI – Wiceminister Środowiska – Główny Geolog Kraju
Bożentyna PAŁKA-KORUBA – Wojewoda Świętokrzyski
dr hab. Marcin PAŁYS, prof. UW – Rektor Uniwersytetu Warszawskiego
mgr inż. Andrzej PRZYBYCIN – Dyrektor ds. państwowej służby geologicznej Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB
Mariusz ZAWISZA – Prezes Zarządu Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa SA
Adam JARUBAS – Marszałek Województwa Świętokrzyskiego

Komitety honorowy:

prof. dr hab. Adam GASIŃSKI – Prezes Polskiego Towarzystwa Geologicznego
dr hab. Ewa KROGULEC, prof. UW – Dziekan Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego
prof. dr hab. inż. Stanisław ADAMCZAK – Rektor Politechniki Świętokrzyskiej
dr Andrzej MOCHOŃ – Prezes Targów Kielce
mgr inż. Robert JAWORSKI – Burmistrz Chęcin

Instytucje współorganizujące:

Oddział Warszawski Polskiego Towarzystwa Geologicznego
Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy w Warszawie
Oddział Świętokrzyski Polskiego Towarzystwa Geologicznego

Komitet naukowy

Przewodniczący: dr hab. Andrzej Konon, prof. UW

Członkowie:

dr hab. inż. Piotr Krzywiec, prof. ING PAN	prof. dr hab. Joachim Szulc
prof. dr hab. Andrzej Matyja	prof. dr hab. Ireneusz Walaszczyk
prof. dr hab. Tadeusz Peryt	dr hab. Maciej Bąbel, prof. UW
prof. dr hab. Stanisław Skompski	dr Anna Becker

Komitet organizacyjny

Przewodnicząca: dr Izabela Ploch

Sekretarz: mgr Lidia Adach

Członkowie:

dr hab. Andrzej Konon, prof. UW	dr inż. Zbigniew Złonkiewicz
dr hab. Włodzimierz Mizerski, prof. PIG-PIB	mgr inż. Wanda Ginalska-Prokop
dr Marcin Górka	mgr Anna Bagińska
dr Anna Mader	mgr Irena Grzegorzewska
dr Piotr Ziółkowski	mgr Tomasz Krajczyński
	mgr Monika Szablowska

Komitet redakcyjny: Stanisław Skompski, Włodzimierz Mizerski, Izabela Ploch, Andrzej Konon

Redaktor techniczny: Izabela Ploch

Akceptował do druku dnia 27.08.2015 r.

Kierownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
mgr Roman Smółka

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2015

ISBN 978-83-7863-480-5

Projekt okładki: Monika Szablowska

Zdjęcia na okładce: fot. A. Konon

I strona – skały jurajskie w kamieniołomie Małogoszcz,

IV strona – u góry: uskoki normalne w skałach jurajskich – kamieniołom Małogoszcz,

poniżej: jądro synkliny Mnina zbudowanej ze skał mezozoicznych – kamieniołom Maćkowa Góra

Redakcja, projekt i opracowanie typograficzne: Anna Majewska

Adres redakcji: Zakład Publikacji PIG-PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Druk i oprawa: 2M s.c., ul. Makowska 139/141, 04-344 Warszawa

SPIS RZECZY

PRZEDMOWA	7
-----------------	---

STRESZCZENIA REFERATÓW

Joachim SZULC, Anna BECKER, Anna MADER	
Perm i trias – nowe otwarcie w historii Gór Świętokrzyskich	11
Bronisław Andrzej MATYJA	
Jurajska ewolucja północnego obrzeża Tetys	28
Ireneusz WALASZCZYK, Zbigniew REMIN	
Kreda obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	41
Piotr KRZYWIEC	
Późnokredowa inwersja w obrębie północno-wschodniego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich – wyniki interpretacji danych sejsmicznych	51
Andrzej KONON	
Przejawy przesuwczności w obrębie południowo-zachodniego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich	59
Tadeusz PERYT	
Miocen świętokrzyskiego brzegu Paratetydy	68
Stanisław WOŁKOWICZ, Marek GRANICZNY, Krystyna WOŁKOWICZ, Halina URBAN	
Kartografia geologiczna Gór Świętokrzyskich w świetle wybranych map historycznych	71
Józef MIKOŁAJKÓW, Jan PRAŻAK	
Geologiczno-strukturalne uwarunkowania wydzielenia i ochrony GZWP w regionie świętokrzyskim	77

ABSTRAKTY

Paweł ALEKSANDROWSKI, Janusz BADURA, Agnieszka BOCHNACKA, Szymon OSTROWSKI, Magdalena PAŃCZYK, Bogusław PRZYBYLSKI, Olga ROSOWIECKA, Katarzyna SOBIENI „Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne w Sudetach w świetle badań geochronologicznych, strukturalnych i termometrycznych” – nowy projekt państwowej służby geologicznej	87
Katarzyna J. BLACHA, Anna M. POLINKIEWICZ, Bartosz KLUSKA, Mariusz J. ROSPONDEK, Joachim SZULC, Leszek MARYNOWSKI, Wiesław TRELA Rekonstrukcja środowisk sedymentacji i diagenety skał cechsztynu paleozatoki Gałęzic na podstawie analizy sedymentologicznej i badań substancji organicznej (biomarkerów)	88
Danuta CYBULSKA Cysty Dinoflagellata w utworach miocenu polskiego Roztocza	89
Grzegorz CZAPOWSKI, Andrzej GĄSIEWICZ, Krzysztof BUKOWSKI, Liao CHANG, Elżbieta GAŹDZICKA, Wout KRIJGSMAN, Arjan de LEEUW, Karin SANT, Jolanta PARUCH-KULCZYCKA, Barbara STUDENCKA Granica badenu i sarmatu (miocen środkowy) w Paratetydzie Środkowej – nowe dane z zapadliska przedkarpackiego	90

Jacek GRABOWSKI, Izabela PLOCH	
Badania kredy dolnej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich – dotychczasowe wyniki i nowe perspektywy	91
Katarzyna GUZIK	
Ekonomiczne aspekty podziemnej eksploatacji kamieni blocznych	92
Piotr HERBICH	
Wybrane aspekty prawne i hydrogeologiczne odwadniania odkrywkowych wyrobisk górniczych zagrożającego pogorszeniem stanu jednolitych części wód podziemnych	93
Monika KOWAL-LINKA, Adam BODZIOCH	
Udział mat sinicowych w powstaniu nagromadzeń szczątków kręgowców w utworach retu z okolic Gogolina (trias dolny, Śląsk Opolski)	94
Małgorzata LUDWIKOWSKA-KĘDZIA	
Geneza i wiek osadów w profilach otworów wiertniczych Jabłonna UJK-1 i Słopiec UJK-2 w rejonie Daleszyc (centralna część Gór Świętokrzyskich)	95
Mariusz NIECHWEDOWICZ	
Cysty Dinoflagellata z utworów górnego kampanu i dolnego mastrychtu (kreda górna) doliny środkowej Wisły – dane wstępne	97
Wojciech PACIURA	
Historyczne mapy Gór Świętokrzyskich w aplikacji mobilnej GeoLOG	99
Tadeusz PTASZYŃSKI	
Tropy kręgowców pogranicza permu i triasu Gór Świętokrzyskich	100
Barbara RYBAK-OSTROWSKA, Andrzej KONON, Andrzej DOMONIK	
Wpływ litologii na deformacje skał osadowych w strefach uskokowych przesuwczych (Góry Świętokrzyskie)	101
Andrzej STACHOWIAK	
Geologiczno-górnico-środowiskowe aspekty podziemnej eksploatacji kamieni blocznych	103
Joanna URODA	
Ewolucja tektoniczna płaszczowiny skolskiej w rejonie Rzeszów–Strzyżów	104
Michał WYGLĄDAŁA	
Tektonika płaszczowiny śląskiej w rejonie Nowego Żmigrodu	105
Zbigniew ZŁONKIEWICZ	
Zbiornik jurajski na terenie północnej Małopolski – bruzda śródpolska czy otwarty szelf Tetydy?	106

SESJE TERENOWE

Sesja terenowa 1

Mezozoiczna ewolucja i kenozoiczne deformacje północnego obrzeżenia Tetydy

Zbigniew ZŁONKIEWICZ, Anna BECKER	
Stanowisko 1. Zachemie	109
Joachim SZULC	
Stanowisko 2. Żebrowica	120
Andrzej KONON	
Stanowisko 3. Laskowa Góra	121
Joachim SZULC	
Stanowisko 4. Wolica 1	123
Małgorzata KOZŁOWSKA, Marcin BARSKI, Bronisław Andrzej MATYJA	
Stanowisko 5. Wolica 2	124
Andrzej KONON	
Stanowisko 6. Głuchowiec	132
Literatura	135

Sesja terenowa 2

Kenozoiczna ewolucja świętokrzyskiego brzegu Paratetydy

Marcin GÓRKA	
Geologia wschodniego Ponięcia	138
Maciej BĄBEL	
Ewaporaty	145
Marcin GÓRKA, Andrzej RADWAŃSKI, Marcin BARSKI, Bronisław A. MATYJA, Ireneusz WALASZCZYK	
Stanowisko 1. Zajączka Góra w Skotnikach Małych	148
Maciej BĄBEL	
Stanowisko 2. Gacki	154
Maciej BĄBEL	
Stanowisko 3. Siestawice	159
Marcin GÓRKA	
Stanowisko 4. Śladków Mały	163
Literatura	168

PRZEDMOWA

Osiemdziesiąty czwarty Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego odbywa się w Górach Świętokrzyskich. Właśnie tutaj sześćdziesiąt trzy lata temu odbył się pierwszy Zjazd PTG. Będzie to już ósmy zjazd poświęcony budowie geologicznej Gór Świętokrzyskich i obszarów przyległych.

Góry Świętokrzyskie są atrakcyjne pod względem przyrodniczym, a szczególnie – z uwagi na swą budowę geologiczną. Obszar ten obfituje w liczne kamieniołomy i odsłonięcia naturalne, co pozwala na pozyskiwanie nowych danych geologicznych i reinterpretację wcześniejszych wyników badań. Zdecydowana większość dotychczasowych zjazdów w tym rejonie była poświęcona systemom paleozoicznym, dlatego też tegoroczny zjazd ma na celu przedstawienie obecnego stanu wiedzy o mezozoiku i kenozoiku świętokrzyskim. W ostatnich latach pojawiło się w tym zakresie wiele nowych danych; autorzy referatów, na podstawie najnowszych terenowych danych geologicznych i geofizycznych, wykażą, że na mezozoiczno-kenozoiczną historię tego obszaru należy spojrzeć nieco inaczej niż do tej pory. Właśnie tutaj, w Górach Świętokrzyskich, można obserwować unikatowe przejawy „Ekstensji i inwersji powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych”, co jest hasłem obecnego Zjazdu. Tematyka zjazdu obejmuje również inne ważne zagadnienia geologii mezozoiczno-kenozoicznej obszaru świętokrzyskiego.

Organizatorami LXXXIV Zjazdu Naukowego PTG są Oddział Warszawski PTG, Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy oraz Oddział Świętokrzyski PTG.

Tegoroczny Zjazd jest organizowany w wyjątkowym miejscu – w Europejskim Centrum Edukacji Geologicznej Uniwersytetu Warszawskiego, które znajduje się w pięknym kamieniołomie dewońskich dolomitów i wapieni na górze Rzepce, w bezpośrednim sąsiedztwie średniowiecznego zamku w Chęcinach.

Organizatorzy

**Komitety organizacyjny składa serdeczne podziękowania za pomoc materialną i organizacyjną
LXXXIV Zjazdu Naukowego PTG następującym instytucjom:**

Sponsorom Generalnym:

Państwowemu Instytutowi Geologicznemu – Państwowemu Instytutowi Badawczemu

Polskiemu Górnictwu Naftowemu i Gazownictwu SA

Mozów Copper Sp. z o.o.



Sponsorom Oficjalnym:

Politechnice Świętokrzyskiej

Stowarzyszeniu Delta



Politechnika Świętokrzyska
Kielce University of Technology



Partnerom:

Urzędowi Marszałkowskiemu Województwa Świętokrzyskiego

Regionalnej Organizacji Turystycznej Województwa Świętokrzyskiego

Zespołowi Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobrazowych



STRESZCZENIA REFERATÓW



PERM I TRIAS – NOWE OTWARCIE W HISTORII GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Joachim SZULC¹, Anna BECKER², Anna MADER³

¹Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;
e-mail: joachim.szulc@uj.edu.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

³Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski,
ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce

Słowa kluczowe: perm, trias, basen świętokrzyski, litostratygrafia, biostratygrafia, sedimentologia, trzęsienia ziemi.

CZEŚĆ 1. PERM I TRIAS W OBRZEŻENIU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Anna BECKER, Anna MADER i Joachim SZULC

Ewolucja basenu świętokrzyskiego w późnym permie i triasie a przebudowa tektoniczna północnego obrzeżenia Zachodniej Tetydy

W późnym permie pulsacyjne transgresje morskie wkraczające na teren basenu polskiego postępowały z północy, czyli z domeny borealnej. Podobny kierunek (fig. 2) miała też transgresja morska na początku triasu (Pieńkowski 1989).

Transgresja morza cechsztyńskiego w rejonie świętokrzyskim zastała obszar o zróżnicowanej morfologii oraz urozmaiconej linii brzegowej (fig. 1), charakteryzującej się obecnością wąskich zatok, wchodzących dość głęboko w trzon lądu świętokrzyskiego (Bełka 1991; Kuleta & Zbroja 2006). Według Głazka i Kutka (1976) obniżenia te miały charakter rowów tektonicznych, rozdzielonych wąskimi horstami, dostarczającymi materiał detrytyczny do przylegających obniżeń.

Miąższość utworów cechsztynu w strefie proksymalnej wynosi ok. 100 m i rośnie na północny zachód, czyli w kierunku depocentrum polskiego basenu permu. Sukcesję cechsztynu rozpoczynają i kończą osady klastyczne – grubookruchowe w strefach brzeżnych (zlepieńce i piaskowce) i drobnoziarniste w facjach dystalnych (głównie mułowce). Podobnie istotne zróżnicowanie cechuje także utwory morskie – facje dystalne są zdominowane przez utwory ewaporatowe (w tym halit), podczas gdy facje proksymalne wykazują relatywnie duży udział węglanów i utworów klastycznych, a także luk depozycyjnych. Intensywna lateralna zmienność litofacji utrudnia jednoznaczną korelację stratygraficzną profilu cechsztynu w różnych częściach obszaru świętokrzyskiego. Przyjmuje się przy tym, że w strefie facji proksymalnych brak jest osadów tzw. drugiego cyklotemu cechsztyńskiego (por. Kuleta & Zbroja 2006).

Abstrahując od problematyki szczegółowej interpretacji litostratygraficznej cechsztynu świętokrzyskiego, jego atrybutem w facjach marginalnych jest obecność dwóch poziomów zlepieńców – tzw. dolnego zlepieńca (podstawowego), otwierającego sekwencję osadów transgresji cechsztyńskiej, oraz tzw. zlepieńców górnych, zamykających tę sekwencję. Należy podkreślić bardzo istotną różnicę w składzie omawianych zlepieńców. Podczas gdy zlepieńiec podstawowy jest złożony głównie z okruchów skał starszego podłoża (przede wszystkim wapieni dewonu), to dominującym komponentem zlepieńców górnych są ostrokrawędziste okruchy wapieni cechsztyńskich, głównie natury pedogenicznej. Bogactwo różnego typu paleogleb (pl. 3) jest samo w sobie interesującym aspektem badawczym, którego rozwiązanie powinno wnieść wiele nowych danych do rekonstrukcji historii permu świętokrzyskiego.

Istotna zmiana w układzie cyrkulacji oceanicznej zaszła w środkowej części wczesnego triasu (diener), kiedy skończyły się ingresje z domeny borealnej, a basen polski uzyskał nowe połączenie (Milewska & Moryc 1981; Szulc 2000) z otwierającą się od południowego wschodu Zachodnią Tetydą. Połączenie nastąpiło poprzez intensywnie obniżany obszar tzw. depresji krakowsko-tarnowskiej i zatoki rzeszowskiej (fig. 3), będący prekursorem tzw. bramy wschodniokarpackiej (Senkowiczowa 1970).

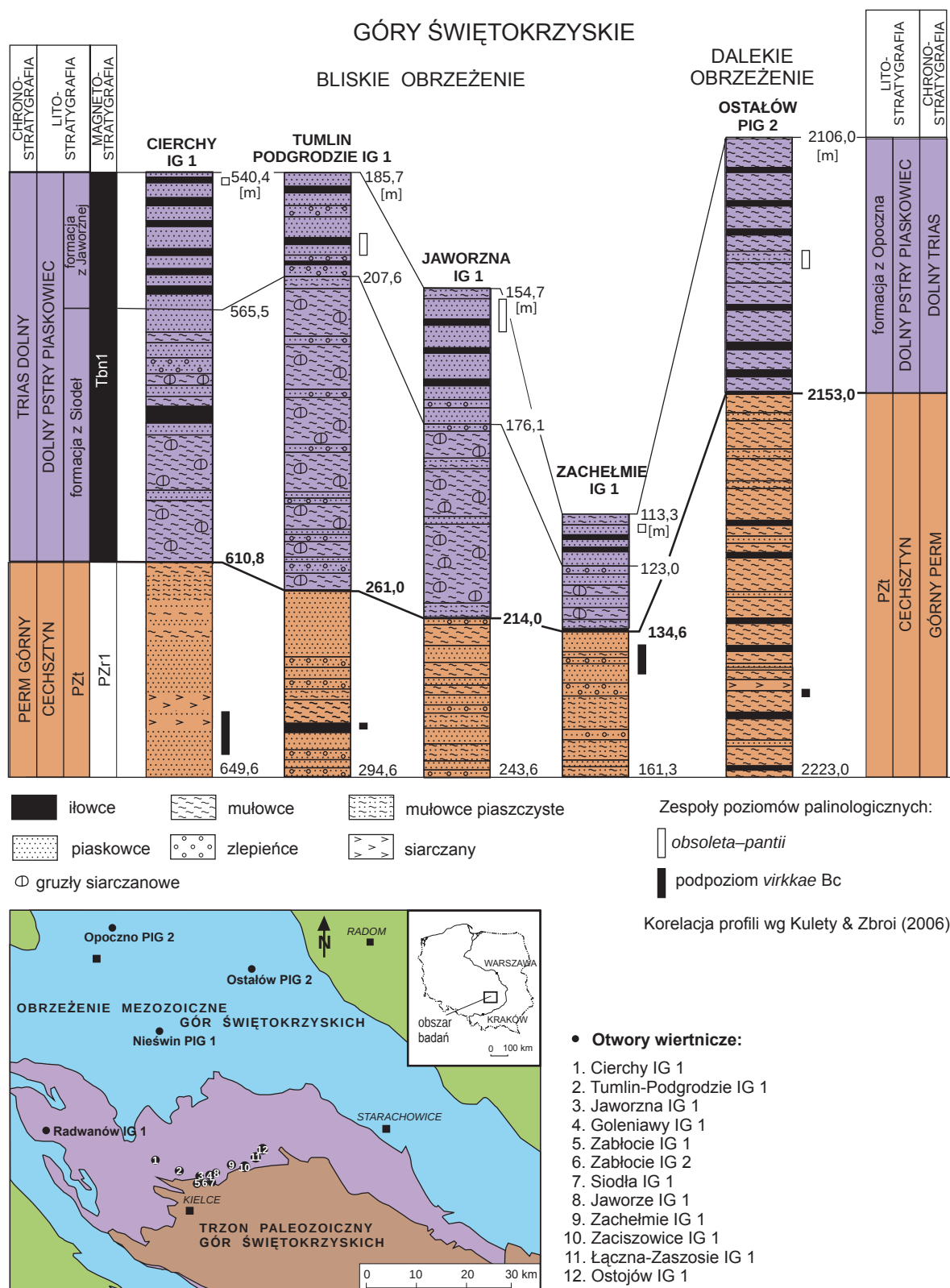


Fig. 1. Uproszczona mapa geologiczna Gór Świętokrzyskich oraz korelacja wybranych profili wiertniczych z Gór Świętokrzyskich, zawierających utwory z pogranicza permu i triasu (wg Kulety & Zbroi 2006) wraz z mapą lokalizacyjną otworów wiertniczych, w których stwierdzono występowanie mikroflory późnopermskiego podpoziomu *virrkiae* Bc oraz wczesnotriasowego poziomu *obsoleta-pantii*. Magnetostratygrafia wg Nawrockiego i in. (2003)

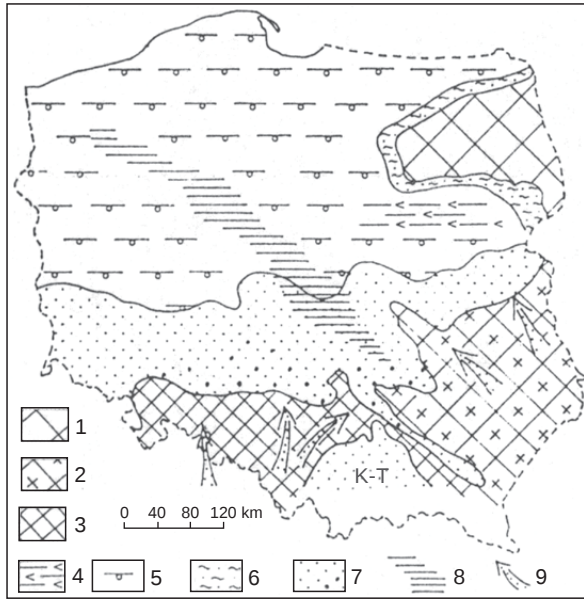


Fig. 2. Rozprzestrzenienie litofacji dolnego pstręgo piaskowca w Polsce (za Szyperko-Teller i in. 1997, zmienione)

1–3 – obszary o przewadze denudacji; obszar sedimentacji w płytkim zbiorniku słonawo-wodnym i jego obrzeżeniu; 4 – osady drobnoklastyczne, miejscami z konglomeratami anhydrytowymi, 5 – przewarstwienia wapieni oolitowych, 6 – osady drobnoklastyczne z przewarstwieniami grubszej frakcji, 7 – osady piaszczyste i zlepieńcowe rzeczne, deltowe i eoliczne, 8 – najgłębsza strefa zbiornika, 9 – główne kierunki dopływu materiału klastycznego; K-T – obniżenie krakowsko-tarnowskie

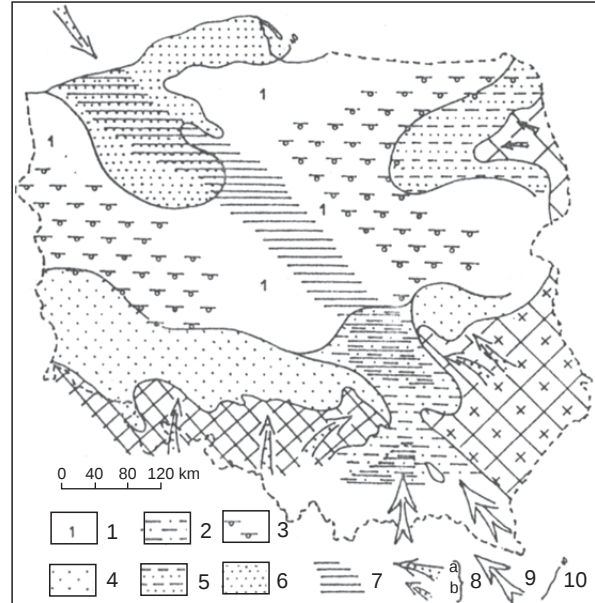


Fig. 3. Rozprzestrzenienie litofacji niższej części środkowego pstręgo piaskowca w Polsce (za Szyperko-Teller i in. 1997, zmienione)

1 – osady drobnoziarniste laminowane, 2 – osady drobnoziarniste z przewarstwieniami grubszej frakcji w pobliżu intensywniej niszczonych obszarów, 3 – wapień, w tym wapień oolitowy, 4 – osady drobnoklastyczne z przewarstwieniami piaskowców, równia pływowa, 5 – piaskowce i mułowce fluwialne i deltowe, 6 – piaskowce o różnej genezie w północnej części zbiornika, 7 – najgłębsza strefa zbiornika, 8 – kierunki dopływu materiału terygenicznego (a – główne, b – podrzędne), 9 – kierunki incesji morskich, 10 – izopachyta 10 m

Wpływy morskie pochodzące z Tetydy, rozpoznane w utworach środkowego pstręgo piaskowca, kontynuowały się także w recie, w którym wydzielono dwa pulsy transgresyjne (fig. 4). Ich zasięg nie przekroczył jednak zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Senkowiczowa 1970), a dominacja osadów węglanowo-siarczanowych świadczy o podwyższonym zasoleniu tego zbiornika morskiego w recie.

Z początkiem triasu środkowego obszar świętokrzyski objęła transgresja morza wapienia muszlowego, w której można wydzielić trzy maksima reprezentowane przez bogate w faunę osady (w kolejności stratygraficznej) warstw falistych i warstw z *Plagiostoma striata* – dla dolnego wapienia muszlowego, oraz warstw ceratytowych – dla górnego wapienia muszlowego. Osady formowane w warunkach stabilizacji poziomu morza (wysokiego stanu morza, HST) reprezentują przede wszystkim warstwy łukowskie. Najsilniejsza regresja w środkowym triasie miał miejsce w ilirze, czego dowodzą salinarne i lądowe utwory środkowego wapienia muszlowego (fig. 4).

Wczesnokimeryjskie wynoszenie południowej Polski, będące pochodną powstania kolizyjnego pasma kimerydzkiego na obszarze Tetydy, wydaje się szczególnie intensywne w regionie świętokrzyskim, gdzie przedtetycka erozja usunęła większość osadów kajpru i sięgnęła głęboko w osady triasu środkowego.

Wyskształcenie, rozwój i stratygrafia triasu dolnego i środkowego Gór Świętokrzyskich – obecny stan wiedzy

Ubóstwo faunistyczne osadów pstręgo piaskowca sprawia, że podstawową metodą stratygraficzną stosowaną dla jej bardziej szczegółowego podziału pozostaje litostratygrafia. Aktualny formalny podział pstręgo piaskowca obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (fig. 5) opracowali Kuleta (2000) oraz Kuleta

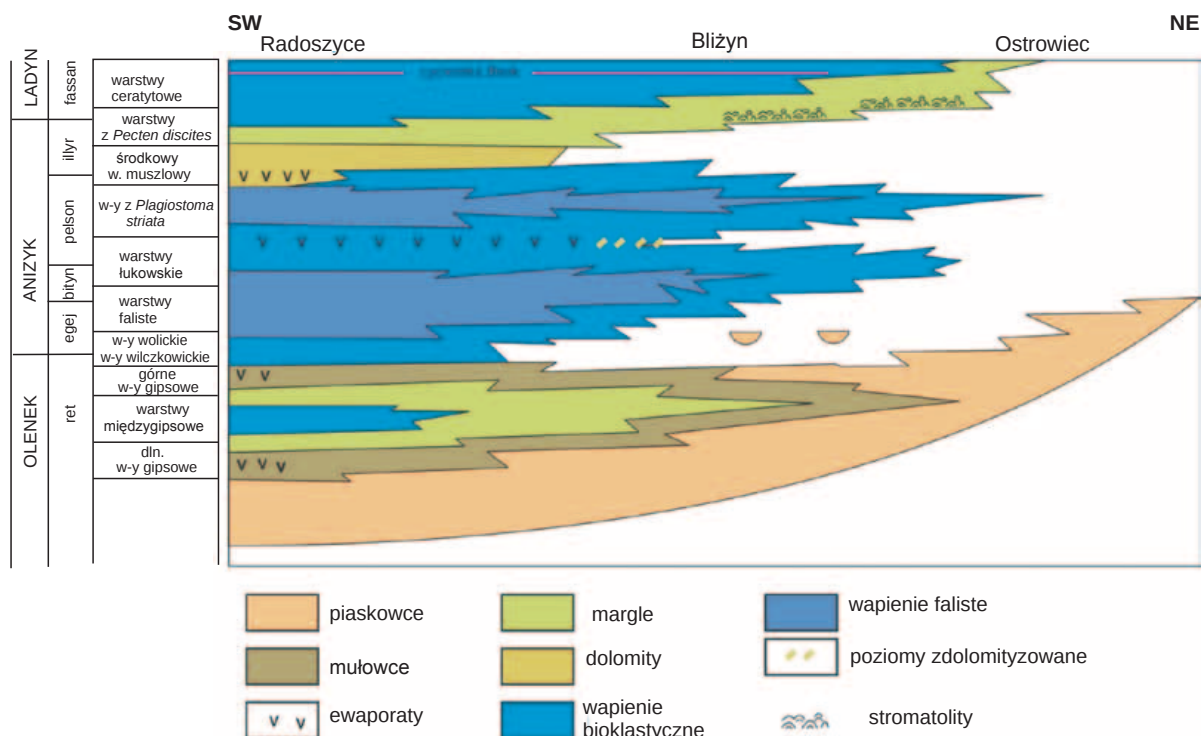


Fig. 4. Schemat stratygrafii sekwencyjnej retu i wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich (wg Szulca 2000)

& Zbroja (2006), na podstawie m.in. wcześniejszych szczegółowych badań Kulety i Rup (1980), Kowalczewskiego i Rup (1989) oraz Zbroi (1991). Najniższą w sukcesji triasu formację z Opoczna rozpoznano na dalekim północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (fig. 1A). Budują ją drobno-klastyczne utwory o charakterze heterolitów z przewarstwieniami piaskowców, miejscami wzbogaconych w ooidy węglanowe. Ku trzonowi paleozoicznemu formacja ta przechodzi lateralnie w trzy inne jednostki w randze formacji: ze Szczukowic, z Siodeł i z Jaworznej (fig. 5). Formację z Siodeł tworzą czerwono-brązowe mułowce z przewarstwieniami piaskowców i zlepieńców z poziomami paleogleb. Formację z Jaworznej budują brązowoszare piaskowce z przewarstwieniami mułowcowo-piaskowcowych heterolitów (pl. 1: 1). W najniższej części formacji występują przewarstwienia, czy też soczewki, zlepieńców, których przykładem jest ogniwo z Zachelmia. Miejscami, w wyższej części formacji występują horyzonty wzbogacone w ooidy węglanowe (Kuleta & Zbroja 2006). Wykształcenie litologiczne formacji ze Szczukowic jest bardzo zróżnicowane. Dla dolnej części formacji typowe są naprzemianległe piaskowce, mułowce i iłowce, głównie o brązowej barwie. Górną część formacji budują masywne mułowce i iłowce z bioturbacjami i strukturami pedogenicznymi. Najwyższą część dolnego pstręgo piaskowca tworzy formacja z Zagnańska (pl. 1: 1), wykształcona w facji piaskowców o zmiennym uziarnieniu, z przewarstwieniami zlepieńców, włączonych do ogniwa z Czerwonej Góry (pl. 1: 2). W obrębie formacji z Zagnańska wyróżniono również ogniwo z Tumlina zbudowane z piaskowców średnioziarnistych warstwowanych przekątnie wielkoskalowo oraz poziomo (pl. 1: 3).

Sukcesję środkowego pstręgo piaskowca rozpoczyna formacja z Goleniaw, z drobnoziarnistymi piaskowcami w spagu, przechodzącymi ku górze w oolitowo-bioklastyczne piaszczyste wapienie z przewarstwieniami drobno-klastycznych heterolitów. Leżąca wyżej formacja ze Stachury jest zbudowana prawie wyłącznie z drobno-klastyczno-piaskowcowo-wapiennych heterolitów. Sukcesję kończy formacja z Samsonowa, utworzona z mułowców i iłowców z wapiennymi i anhydrytowymi konkrecjami. W niższej części formacji wyróżniono ogniwo z Cierch. Ku południowemu zachodowi opisana sukcesja środkowego pstręgo piaskowca przechodzi w formację z Piekoszowa, natomiast ku południowemu wschodowi w formację z Wiór (pl. 1: 4). Obie te formacje są zbudowane z piaskowców, przewarstwionych osadami mułowcowo-iłowcowymi.

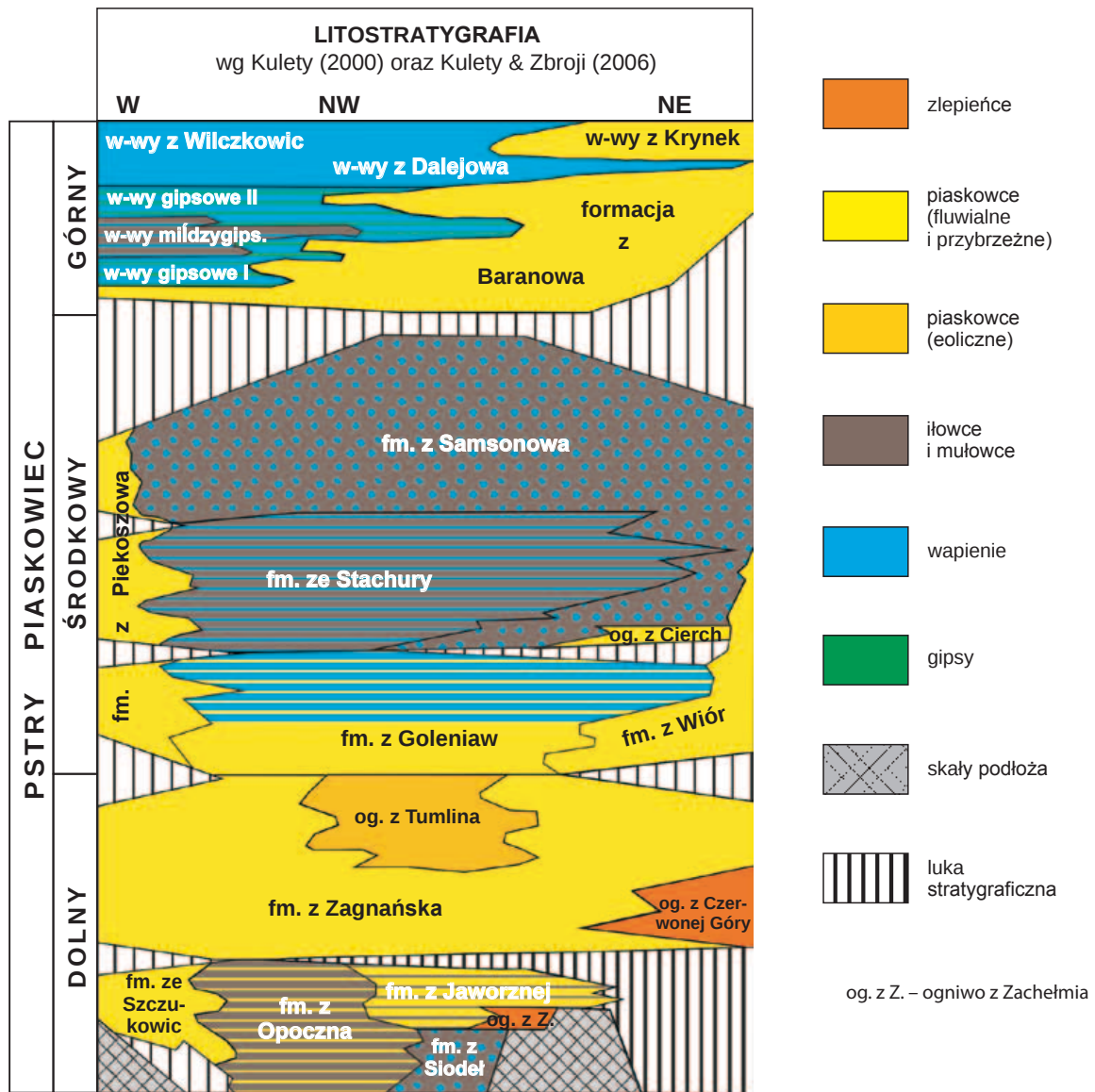


Fig. 5. Litostratygrafia grupy pstrego piaskowca mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (wg Kulety 2000 oraz Kulety & Zbroi 2006, zmienione)

Litologia jednostek uproszczona

Górny pstry piaskowiec w zachodniej i północno-zachodniej części obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich jest wykształcony w węglanowo-siarczanowo-klastycznej facji retu, a w części wschodniej – w postaci czerwonych silikoklastycznych osadów formacji z Baranowa (pl. 1: 5–6).

Cykle transgresywno-regresywne dolnego triasu

Kuleta i Zbroja (2006) wyróżniły w sukcesji pstrego piaskowca szereg cykli transgresywno-regresywnych (T-R). Pierwszy cykl rozpoczyna transgresja morska korelowana z globalną transgresją wczesnego griesbachu (Pieńkowski 1991).

Osady fazy transgresywnej reprezentuje płytkomorska formacja z Opoczna, fluwialno-limniczne formacje z Siodeł i z Piekoszowa oraz fluwialna formacja z Jaworznej. Faza regresywna cyklu doprowadziła do powstania fluwialno-eolicznej formacji z Zagnańska wraz z ogniwnem z Tumlina. Dwa kolejne cykle obejmują osady środkowego pstrego piaskowca.

Puls transgresywny związany z początkiem drugiego cyklu T-R doprowadził do rozwoju formacji z Goleniaw, reprezentującej zróżnicowane środowiska płytkomorskie od przybrzeża po lagunę. Peryferyjne części basenu były zdominowane przez depozycję systemu fluwialnego niższej formacji z Piekoszowa i formacji z Wiór. Etap regresywny tego cyklu reprezentuje luka stratygraficzna oraz spłylenie w centrum basenu.

W wyniku transgresywnej fazy trzeciego cyklu T-R nastąpiło rozszerzenie zasięgu sedymentacji ku południowemu wschodowi i osadzenie brakiczno-lagunowych utworów niższej części formacji ze Stachury, przechodzących lateralnie w rzeczne osady formacji z Piekoszowa i najniższej części formacji z Samsonowa. Fluwialne osady rzek meandrujących, z rozległymi równiami zalewowymi i jeziorami wyższej części formacji z Samsonowa, reprezentują regresywną fazę trzeciego cyklu T-R pstręgo piaskowca rejonu Gór Świętokrzyskich (Kuleta & Zbroja 2006).

Biostratygrafia utworów permu i triasu dolnego – kontrowersje

Położenie granicy permu i triasu w rejonie Gór Świętokrzyskich jest niejasne. Fijałkowska (1994a) stworzyła schemat palinostratygraficzny dla najwyższego cechsztynu oraz dla dolnego i środkowego pstręgo piaskowca. Najwyższy cechszтын характеризує zespół mikroflorystyczny (pl. 2: 1–8) późno-permskiego podpoziomu *virrkiae* Bc (Fijałkowska 1992, 1994b; Fijałkowska-Mader 1997). W formacjach z Opoczna, z Siodeł i z Jaworznej stwierdzono zespół mikroflorystyczny (fig. 6), diagnostyczny dla poziomu *obsoleta–pantii* (pl. 2: 9–20). We wcześniejszych publikacjach (Orłowska-Zwolińska 1984, 1985; Fijałkowska 1992, 1994a, b; Fijałkowska-Mader 1999a, b) przyjmowano wczesnotriasowy wiek tego poziomu, co podtrzymali Kürschner i Herngreen (2010). Marcinkiewicz i in. (2014) w dys-

kusji o możliwości zmiany zasięgu tego poziomu na późny perm–wczesny trias przychylił się ostatecznie do jej triasowego wieku. Za przynależnością całej formacji z Jaworznej do najniższej części triasu dolnego opowiadają się Nawrocki i in. (2003, 2005), przyjmując za Yin i in. (2001), że granica permu i triasu wiąże się ze zmianą polarności z odwrotnej na normalną (fig. 6). Badania magnetostratygraficzne lokują formację z Jaworznej w obrębie zony normalnego namagnesowania (Tbn1).

Dla rozstrzygnięcia kwestii wieku formacji z Jaworznej kluczową rolę odgrywa obecność morskich form planktonicznych – akritarch, występujących w obrębie tej formacji (pl. 2: 17–20). Są one dowodem na wczesnotriasową transgresję w basenie germańskim (por. Pieńkowski 1991; Becker 2005; Feist-Burkhardt i in. 2008). Trudno byłoby w tej sytuacji wytłumaczyć obecność form morskich w lądowej sekwencji późnego permu (por. Wagner 1988, 1994; Wagner & Peryt 1997).

CHRONO-STRATYGRAFIA			LITOSTRATYGRAFIA		MAGNETOSTRATYGRAFIA wg Nawrockiego i in. (2003)	PALINOSTRATYGRAFIA wg Fijałkowskiej (1994a, b)
GÓRNY PERM	DOLNY TRIAS	MAGNETOSTRATYGRAFIA wg Nawrockiego (1997)	POLSKA wg Wagnera (red. 2008)	GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE wg Kulety & Nawrockiego (2000)		
LOPING	IND	Tbn1	DOLNY PSTRY PIASKOWIEC	formacja bałtycka	Tbn1	?
CHANGHSING	GRIESBACH			formacja z Opoczna		
				formacja z Siodeł z Jaworznej		
		PZr1	GÓRNY CECHSZTYN			
			PZ4			
			PZt			
					PZr1	
						<i>virrkiae</i> Bc

←

Fig. 6. Pozycja stratygraficzna utworów z pogranicza permu i triasu w Górach Świętokrzyskich

W utworach formacji ze Stachury i z Samsonowa Fijałkowska (1994a) stwierdziła obecność poziomu palinostratygraficznego *nejburgii–presselensis* interpretowanego jako olenek (Orłowska-Zwolińska 1984; Marcinkiewicz i in. 2014). Rdzanek (1982) w utworach retu stwierdził występowanie zespołu megasporowego, odpowiadającego poziomowi *Trileites validus*, zdefiniowanemu przez Fuglewicza (1980) i datowanemu na późny olenek lub wczesny anizyk (Fuglewicz 1980; Marcinkiewicz i in. 2014). Wyniki badań paleomagnetycznych wskazują na przewagę polarności normalnej w utworach dolnego pstrego piaskowca oraz polarności odwrotnej w utworach środkowego pstrego piaskowca rejonu Gór Świętokrzyskich (Nawrocki i in. 2003). Schemat taki dobrze koreluje się z utworami z zachodniej Polski (Nawrocki 1997) oraz pozwala na datowanie formacji z Wiór i ogniwa z Tumlina na diener (górny ind, Nawrocki i in. 2003).

Z drugiej strony Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004a), na podstawie analizy tropów kręgowców, proponują, żeby ogniwo z Tumlina włączyć do najwyższego permu. Kontrowersyjność i słabości tej interpretacji szczegółowo omówił Racki (2005). W innej pracy Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004b) na podstawie skamieniałości muszloraczków *Falsisca postera* Kozur et Seidel, znalezionych w kamieniołomie Zachemie, postulują przynależność dolnej części formacji z Jaworznej do najwyższego permu. W tym odsłonięciu spąg triasu definiują (*op. cit.*) występujące wyżej skamieniałości *Falsisca cf. verchojanica* (Molin). Na podstawie oznaczeń taksonomicznych i korelacji litostratygraficznej z utworami pstrego piaskowca środkowo-wschodnich Niemiec Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004b) datowali formację ze Szczukowic i z Siodeł oraz formację z Jaworznej na późny perm (czangsing) lub pogranicze permu i triasu. Znaczenie biostratygraficzne muszloraczków jest jednak wielce kontrowersyjne (Becker 2014) i hipotezy permskiego wieku wymienionych formacji wydają się problematyczne.

Formacja z Zagnańska jest datowana przez Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkiego na przełom indu i oleneku, a formacje z Zagnańska, z Goleniaw, ze Stachury, z Wiór i z Samsonowa – na olenek. Granica oleneku z anizykiem przebiega wg tych autorów (Ptaszyński & Niedźwiedzki 2006) w najwyższej części formacji z Samsonowa. Pstry piaskowiec górny, zarówno wykształcony w facji retu, jak i w postaci formacji z Baranowa, jest datowany na anizyk (*op. cit.*). Nawrocki i Szulc (2000) na podstawie badań magnetostratygraficznych jednoznacznie wskazują położenie granicy olenek/ anizyk wyżej, tj. dopiero w najniższej części wapienia muszlowego.

Dzięki badaniom magnetostratygraficznym (Nawrocki & Szulc 2000), jak też aplikacji stratygrafii sekwencji dla sukcesji morskich osadów wapienia muszlowego (Szulc 2000), odnoszonej do indeksowych reperów biostratygraficznych (Trammer 1975), stratygrafia środkowego triasu obszaru świętokrzyskiego jest zdecydowanie lepiej i pewniej zdefiniowana niż w przypadku omówionych wcześniej utworów permu i triasu dolnego (fig. 6).

CZĘŚĆ 2. POSTHERCYŃSKA MOBILNOŚĆ TEKTONICZNA REGIONU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO W ZAPISIE SEDYMENTOLOGICZNYM UTWORÓW TRIASU I PERMU – DIAGNOZA

Joachim SZULC

Przyjmuje się, że po walnej przebudowie tektonicznej Gór Świętokrzyskich w czasie orogenezy hercyńskiej nastąpił okres spokoju tektonicznego. Młodsze formacje osadowe, tj. permu górnego i triasu, tworzyły się w środowiskach lądowych i płytkomorskich, a ich wykształcenie facjalne było uzależnione od wahań eustatycznych (w przypadku osadów morskich), bądź też wynikało ze zmian klimatycznych (w przypadku osadów lądowych).

Szczegółowa analiza sedymentologiczna sukcesji depozycyjnych cechsztynu, pstrego piaskowca i wapienia muszlowego pozwala na postawienie tezy, że mobilność tektoniczna Gór Świętokrzyskich, wprawdzie słabsza niż w późnym karbonie, to jednak kontynuowała się także po głównej fazie ruchów hercyńskich i modyfikowała (a czasem zacierała) efekt wymienionych wyżej przyczyn zmian facjalnych. W tym rozdziale przedstawiono wybrane struktury depozycyjne, deformacje synsedymencyjne (głównie związane z trzęsieniami ziemi) oraz skokowe następstwa facji – zarówno czasowe, jak i lateralne – dowodzące powyższej tezy.

Deformacje stymulowane trzęsieniem ziemi

Brekcje hydrauliczne, dajki klastyczne i uskoki synsedymencyjne. Brekcie hydrauliczne (pl. 4) są efektem waporyzacji wody formacyjnej, która w warunkach rosnącego stresu mechanicznego (np. kompresyjnego) zwiększa swoją objętość i rozsadza skałę goszczącą (w czasie rozładowania stresu *ergo* w czasie trzęsienia ziemi), co powoduje powstanie systemu szczelin, rozdzielających skałę na przystające do siebie fragmenty (puzzle). Powstałe szczeliny mogą być wypełnione bądź materiałem klastycznym (pl. 4: 1) i tworzyć dajki klastyczne (np. takie jak opisywane przez Głazka i Roniewicza, 1976), bądź w przypadku braku takich wypełnień mogą ulec zabliznieniu przez cement węglanowy (np. żyły węglanowe), wytrącony z roztworów zasysanych w trakcie trzęsienia (ang. *quake pumping sensu* Sibson 1987).

Żyły kalcytowe powszechne na obszarze Gór Świętokrzyskich (Migaszewski i in. 1996; Urban 2007) są kolejnym dowodem na posthercyńską aktywność tektoniczną w tym regionie. Brekcie hydrauliczne są powszechne zarówno w skałach podłoża przedcechsztyńskiego, jak i w samych wapieniach cechsztyńskich – głównie w tzw. zlepieńcach górnych (pl. 4: 2–3), które *de facto* są produktem destrukcji i kanibalistycznej redepozycji osadów powstałych *in situ* w czasie późnego permu.

Innym przejawem synsedymencyjnej aktywności tektonicznej są drobne uskoki syndepozycyjne, obecne w utworach cechsztynu i triasu (pl. 5: 1–2, pl. 7: 5). Kolejnym dowodem na aktywność sejsmiczną obszaru świętokrzyskiego po orogenezie hercyńskiej są charakterystyczne spękania śródformacyjne, powstałe w wyniku bocznego ścinania skały przez przechodzące powierzchniowe fale Love’a (pl. 5: 3–4).

Deformacje plastyczne. Kolejnym dowodem na trzęsienia ziemi są deformacje plastyczne, obecne zarówno w osadach wapiennych, jak i klastycznych (pl. 6).

Zaburzenia pierwotnego warstwowania osadów poddanych szokowi sejsmicznemu zależą często od stopnia lityfikacji obiektu poddanego wibracji. Zwykle osady starsze, lepiej zlityfikowane, ulegają kruchej destrukcji, podczas gdy przykrywające je osady niezlityfikowane ulegają deformacjom plastycznym bądź też upłynnieniu i homogenizacji (pl. 7). Takie następstwo deformacji w obrębie jednej warstwy, diagnostyczne dla oddziaływań sejsmicznych, zostało zdefiniowane przez Seilachera (1969) jako *fault-graded bed*.

Na koniec warto wspomnieć o powszechnych w utworach wapienia muszlowego deformacjach plastycznych, których genezę przypisano niestatecznemu warstwowaniu gęstościowemu, powodującemu powstawanie pogrązków (Bialik i in. 1972). Jak wynika jednak z zamieszczonych w cytowanej pracy rysunków i fotografii (np. fig. 4, fig. 8, pl. I: 2), wiele z tych deformacji wykazuje cechy tzw. deformacji stacjonarnych, diagnostycznych dla zapisu kopalnych trzęsień ziemi (Szulc 1993).

Zmiany litofacji a krótkookresowe ruchy blokowe podłoża. Wydaje się, że powszechne (szczególnie w utworach cechsztynu) kontrastowe następstwa facji, np. podpływowej (*subtidal*) w nadpływową (*supratidal*), można wiązać ze spazmoidalnymi ruchami blokowymi podłoża. W tym przypadku dodatkowym kryterium diagnostycznym są towarzyszące tym zmianom inne, wyżej opisane, struktury depozycyjne i deformacyjne.

W utworach cechsztynu stwierdzono częste występowanie sukcesji typowych dla stopniowego spłykania, zakończonych szybkim powrotem do środowisk głębszych. Taka asymetryczna sukcesja, odpowiadająca wolnemu spłykanu vs. szybkiemu pogłębieniu (*yo-yo tectonics*), może być wiarygodnie interpretowana założeniem transpresyjnego, wolnego wynoszenia bloku z następującym potem jego gwałtownym obniżeniem, stowarzyszonym z trzęsieniami ziemi (*elastic rebound*).

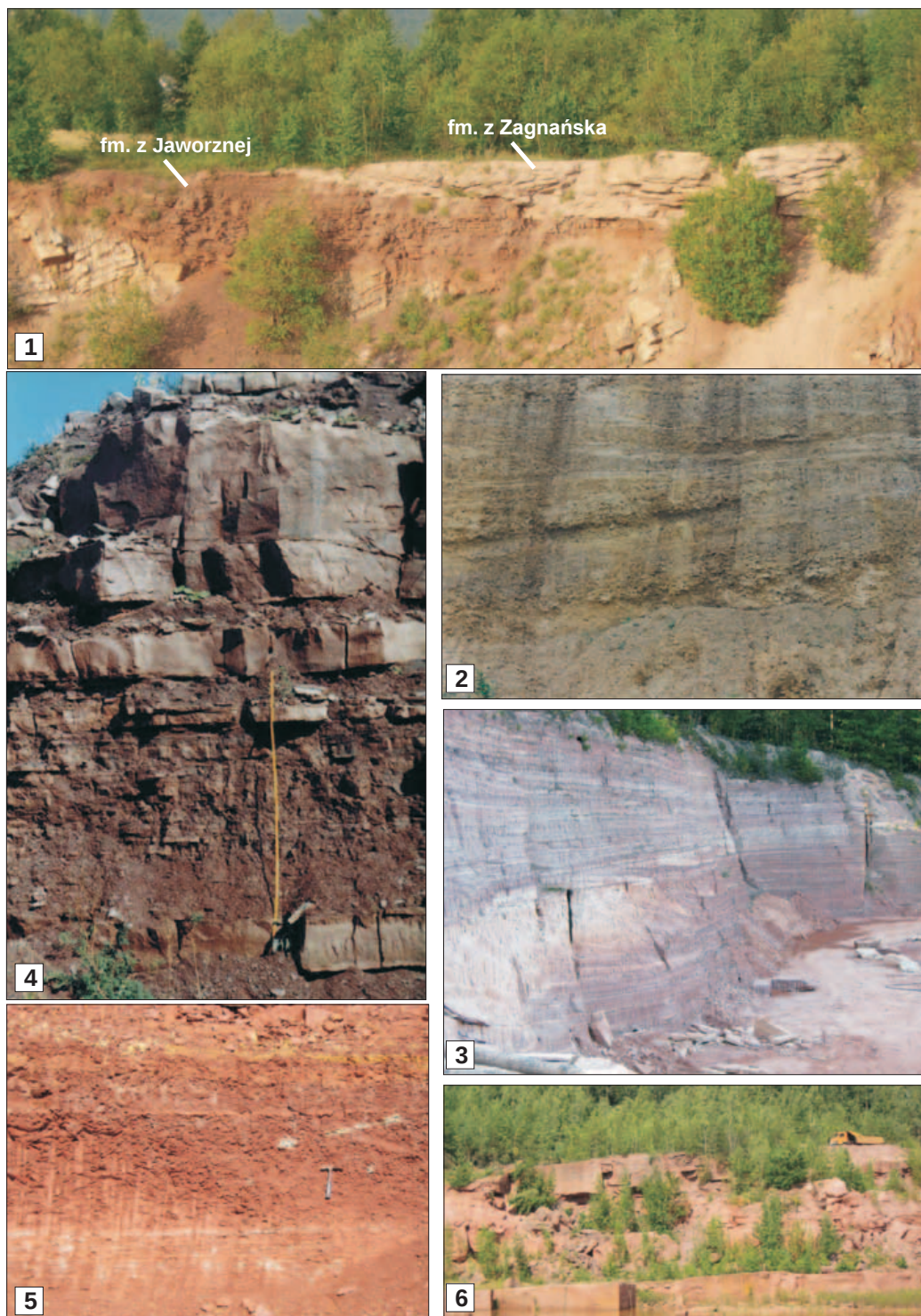
LITERATURA

- BECKER A. 2005 — Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B, Beiheft* 21: 1–117.
- BECKER A. 2014 — Muszloraczkowa stratygrafia pogranicza permu i triasu – rzeczywistość czy mit? *Przegląd Geologiczny*, 62 (4): 184–189.
- BELKA Z. 1991 — Gałęzice – Zechstein profile along the road to Rykoszyn. [W:] T. Piątkowski & R. Wagner (red.), Symposium on the Central European Permian. Guide of excursions, part 2. Zechstein of the Holy Cross Mts: 49–55.

- BIALIK A., TRAMMER J. & ZAPAŚNIK T. 1972 — Synsedimentary disturbances in Middle Triassic carbonates of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **22**: 265–274.
- FEIST-BURKHARDT S., GÖTZ A.E., SZULC J., BORKHATARIA R., GELUK M., HAAS J., HORNING J., JORDAN P., KEMPF O., MICHALIK J., NAWROCKI J., REINHARDT L., RICKEN W., RÖHLING H.G., RÜFFER T., TÖRÖK Á. & ZÜHLKE R. 2008 — Triassic. [W:] T. McCann (red.), *The geology of Central Europe*, t. 2, Mesozoic and Cenozoic: 749–822. The Geological Society, London.
- FIJAŁKOWSKA A. 1992 — Palinostratygrafia osadów cechsztynu i dolnego pstręgo piaskowca w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **40**: 468–473.
- FIJAŁKOWSKA A. 1994a — Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in NW part of the Holy Cross Mts., Poland. *Geological Quarterly*, **38** (1): 59–96.
- FIJAŁKOWSKA A. 1994b — Palynological aspects of the Permo-Triassic succession in the Holy Cross Mountains, Poland. *Documenta naturae*, **87**: 1–76.
- FIJAŁKOWSKA A. & KULETA M. 1994 — Palinostratygrafia oraz aspekty paleogeograficzne i paleoklimatyczne dolnego i środkowego pstręgo piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **50**: 115–116.
- FIJAŁKOWSKA-MADER A. 1997 — Correlation of the Zechstein microflora from Southern Poland. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **157**: 229–234.
- FIJAŁKOWSKA-MADER A. 1999a — Palinostratygrafia, paleoekologia i paleoklimat triasu Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **55**: 139–141.
- FIJAŁKOWSKA-MADER A. 1999b — Palynostratigraphy, palaeoecology and palaeoclimatology of the Triassic in south-eastern Poland. *Zentral Blatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, **1998** (7–8): 601–627.
- FUGLEWICZ R. 1980 — Stratigraphy and palaeogeography of Lower Triassic in Poland on the basis of megaspores. *Acta Geologica Polonica*, **30** (4): 417–470.
- FUGLEWICZ R., PTASZYŃSKI T. & RDZANEK K. 1990 — Lower Triassic footprints from the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **35** (3/4): 109–164.
- GŁAZEK J. & KUTEK J. 1976 — Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. [W:] Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice: 15–54.
- GŁAZEK J. & RONIEWICZ P. 1976 — O żyłach klastycznych pstręgo piaskowca w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **24** (8): 456–458.
- KOWALCZEWSKI Z. & RUP M. 1989 — Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **362**: 5–39.
- KULETA M. 2000 — Litostratygrafia pstręgo piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. [W:] M. Kuleta & J. Nawrocki (red.), *Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstręgo piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich*. Archiwalne sprawozdanie z projektu. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Kielce–Warszawa.
- M. KULETA & J. NAWROCKI (red.) 2000 — Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstręgo piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Archiwalne sprawozdanie z projektu. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Kielce–Warszawa.
- KULETA M. & RUP M. 1980 — Problem granicy cechsztyń–pstry piaskowiec w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, **24**: 972–973.
- KULETA M. & ZBROJA S. 2006 — Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. [W:] S. Skompski & A. Żylińska (red.), *Przewodnik 77 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006: 105–125. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KULETA M., NIEDŹWIEDZKI G. & PTASZYŃSKI T. 2005 — Nowe stanowisko z tropami kręgowców z górnego pstręgo piaskowca Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **53** (2): 151–155.
- KULETA M., NIEDŹWIEDZKI G. & ZBROJA S. 2006 — Stanowisko z tropami kręgowców z osadów najwyższego środkowego pstręgo piaskowca Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **54** (12): 1081–1088.
- KÜRSCHNER W.M. & WALDEMAAR HERNGREEN G.F. 2010 — Triassic palynology of central and northwestern Europe: a review of palynological diversity patterns and biostratigraphic subdivisions. [W:] S.G. Lucas (red.), *The Triassic timescale*. Geological Society, London, *Special Publication*, **334**: 263–283.
- MARCINKIEWICZ T., FIJAŁKOWSKA-MADER A. & PIENKOWSKI G. 2014 — Poziomy megasporowe epikontynentalnych utworów triasu i jury w Polsce – podsumowanie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **457**: 15–42.
- MIGASZEWSKI Z., HAŁAS S. & DURAKIEWICZ S. 1996 — Wiek i geneza mineralizacji kalcytowej w Górach Świętokrzyskich w świetle badań litologiczno-petrograficznych i izotopowych. *Przegląd Geologiczny*, **44** (3): 275–281.

- MILEWSKA Z. & MORYC W. 1981 — Mikrofauna z osadów triasu przedgórza Karpat. [W:] Fauna i flora triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Materiały V Krajowej Konferencji Paleontologów, Kielce–Sosnowiec, 1981: 15–24.
- NAWROCKI J. 1997 — Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. *Earth and Planetary Science Letters*, **152**: 37–58.
- NAWROCKI J. & SZULC J. 2000 — The Middle Triassic magnetostratigraphy from the Peri-Tethys basin in Poland. *Earth and Planetary Science Letters*, **182**: 77–92.
- NAWROCKI J., KULETA M. & ZBROJA S. 2003 — Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains. *Geological Quarterly*, **47** (3): 253–260.
- NAWROCKI J., PIENKOWSKI G. & BECKER A. 2005 — Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstręgo piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie – dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, **53** (3): 222–225.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. 1984 — Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of western Poland. *Acta Paleontologica Polonica*, **29** (3–4): 161–194.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. 1985 — Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. *Bulletin Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **33**: 107–117.
- PIENKOWSKI G. 1989 — Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyń/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, **37** (5): 237–247.
- PIENKOWSKI G. 1991 — Facies criteria for delimitating Zechstein/ Buntsandstein and Permian/ Triassic boundaries in Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 4: 893–912.
- PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2004a — Late Permian vertebrate tracks from the Tumlin sandstone, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **49**: 289–320.
- PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2004b — Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstręgo piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie. *Przegląd Geologiczny*, **52** (12): 1151–1155.
- PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2006 — Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: chronostratygrafia i korelacja litostratygraficzna z basenem turyńskim. *Przegląd Geologiczny*, **54** (6): 525–533.
- RACKI G. 2005 — „Late Permian” vertebrate tracks from the Tumlin Sandstone of Poland – a commentary on some major implications. *Acta Palaeontologica Polonica*, **50** (2): 394–396.
- RDZANEK K. 1982 — Stratygrafia piaskowca pstręgo brachyantykliny Bukowia (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) na podstawie megaspor. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **52** (1–4): 211–230.
- SEILACHER A. 1969 — Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, **13**: 155–159.
- SENKOWICZOWA H. 1970 — Trias. [W:] E. Rühle (red.), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geologicznego*, **56**: 7–48.
- SIBSON R.H. 1987 — Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, **15**: 701–704.
- SZULC J. 1993 — Early alpine tectonics and lithofacies succession in the Silesian part of the Muschelkalk Basin. A synopsis. [W:] H. Hagdorn & A. Seilacher (red.), Muschelkalk, Goldschneck V., Stuttgart: 19–28.
- SZULC J. 2000 — Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys ocean. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **70** (1): 1–48.
- SZYPERKO-TELLER A., KUBERSKA M. & SENKOWICZOWA H. 1997 — Trias dolny (pstry piaskowiec). [W:] S. Marek & M. Pajchłowa (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **153**: 83–132.
- TRAMMER J. (1975) — Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **25** (3): 179–216.
- URBAN J. 2007 — Permian to Triassic paleokarst of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts, Central Poland. *Geologia*, **33**: 5–55.
- WAGNER R. 1988 — Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, **32**: 33–51.
- WAGNER R. 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **146**: 1–71.
- WAGNER R. (red.) 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- WAGNER R. & PERYT T.M. 1997 — Possibility of sequence stratigraphic subdivision of the Zechstein in the Polish Basin. *Geological Quarterly*, **41**: 457–474.
- YIN HONGFU, ZHANG KEXIN, TONG JINNAN, YANG ZUNYI, WU SHUNBAO 2001 — The global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary. *Episodes*, **24**: 102–114.
- ZBROJA S., 1991 — Nowe dane o korelacji osadów permu w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, **35** (2): 281–282.

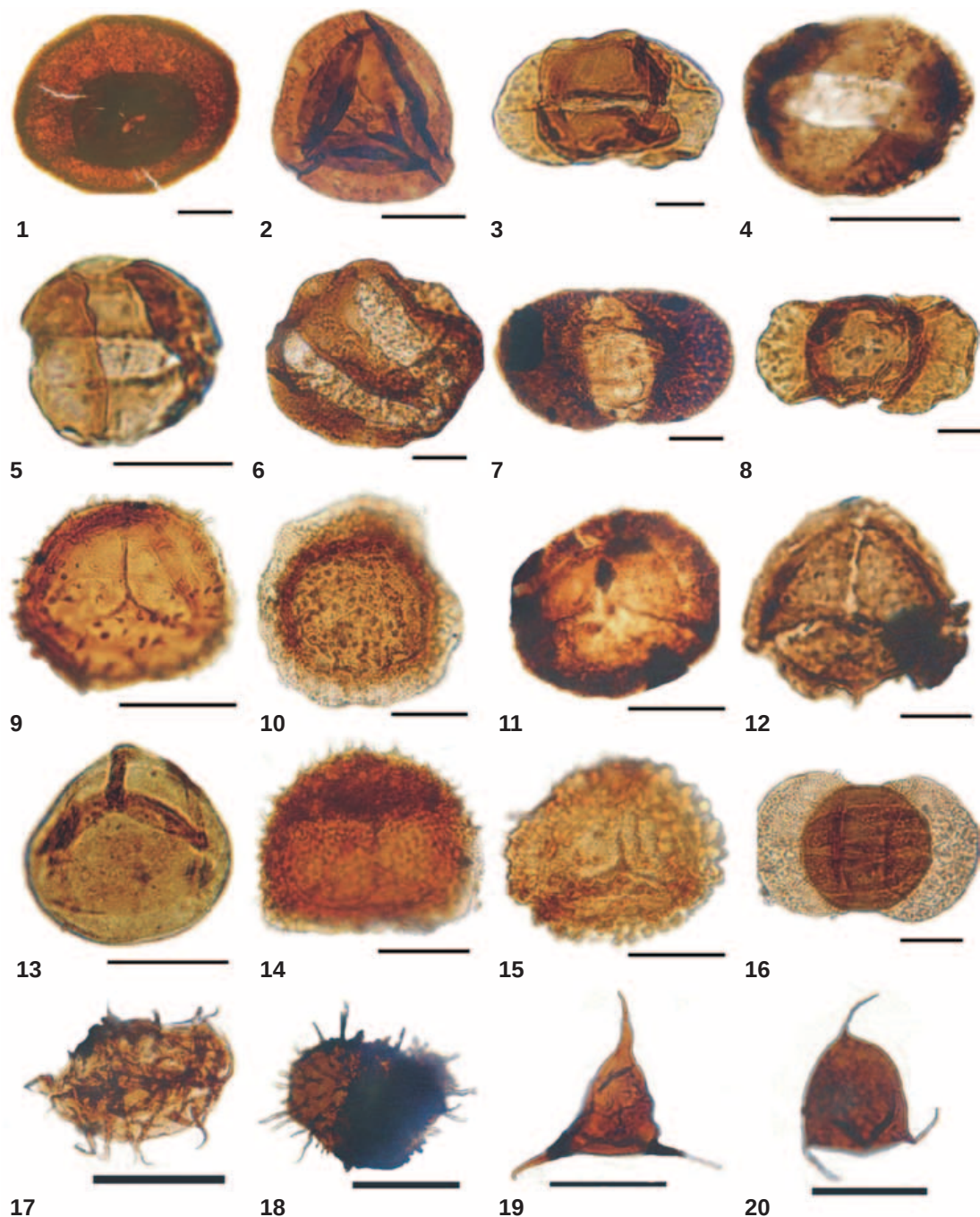
Plansza 1



Utwory pstrego piaskowca w odsłonięciach Gór Świętokrzyskich

1. Kontakt formacji z Jaworznej z formacją z Zagnańska w kamieniołomie Zachelmie; profil pstrego piaskowca ok. 5 m.
2. Przekątnie warstwowane zlepienie ogniwa z Czerwonej Góry, żwirownia w Czerwonej Górze; sukcesja na zdjęciu ok. 4 m.
3. Osady międzywydmowe przechodzące w lewej części zdjęcia w osady wydmore; ogniwo z Tumlina, kamieniołom Tumlin-Gród, wysokość ściany ok. 6 m.
4. Fluwialne osady formacji z Wiór; Wióry, odsłonięcie przy zaporze, miarka – 2 m.
5. Iłowce równi zalewowej z poziomami pedogenicznymi i śladami po korzeniach, formacja z Baranowa; kopalnia ilów w Baranowie.
6. Fluwialne piaskowce korytowe, formacja z Baranowa; kamieniołom Kopulak.

Plansza 2



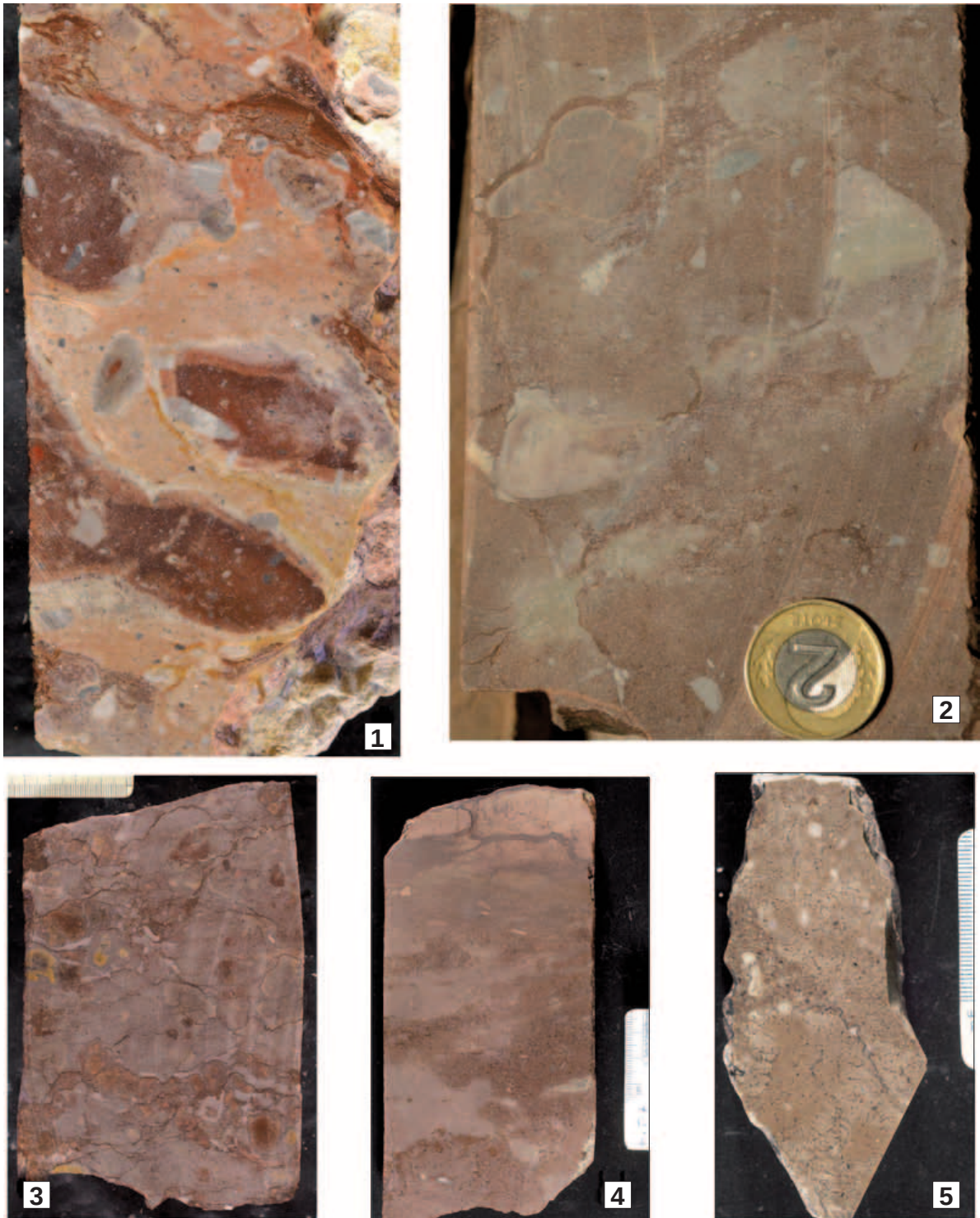
**Miospory przewodnie i charakterystyczne dla utworów z pogranicza permu i triasu
stwierdzone w otworze wiertniczym Tumlin-Podgrodzie IG 1**

1–8: głębokość 283,4 m; **zespół późnopermskiego podpoziomu palinologicznego virkkiae Bc:** 1 – *Nuskoisporites dulhntyi* Potonié & Klaus, 2 – *Perisaccus* sp., 3 – *Lueckisporites virkkiae* Potonié & Klaus norma (N) Ac wg Visschera, 4 – *L. virkkiae* NBb, 5 – *L. virkkiae* NBc, 6 – *L. virkkiae* NC (*Guttulapollenites*), 7 – *Strotersporites richteri* (Klaus) Wilson, 8 – *Jugasporites delasaucei* (Potonié & Klaus) Leschik.

9–20: głębokość 190,7–204,4 m; **zespół wczesnotriasowego poziomu palinologicznego obsoleta–pantii:** 9 – *Lundbladispora obsoleta* Balme, 10 – *L. cf. willmotti* Balme, 11 – *Endosporites papillatus* Jansonius, 12 – *Densoisporites playfordi* (Balme) Dettmann, 13 – *Punctatisporites triassicus* Schulz, 14 – *Kraeuselisporites cuspidus* Balme, 15 – *K. apiculatus* Jansonius, 16 – *Protohaploxypinus pantii* (Jansonius) Orłowska-Zwolińska, 17, 18 – *Baltisphaeridium* sp., 19 – *Veryhachium trispinosum* Eisenack, 20 – *Veryhachium reductum* (Deunff) Jekhowsky.

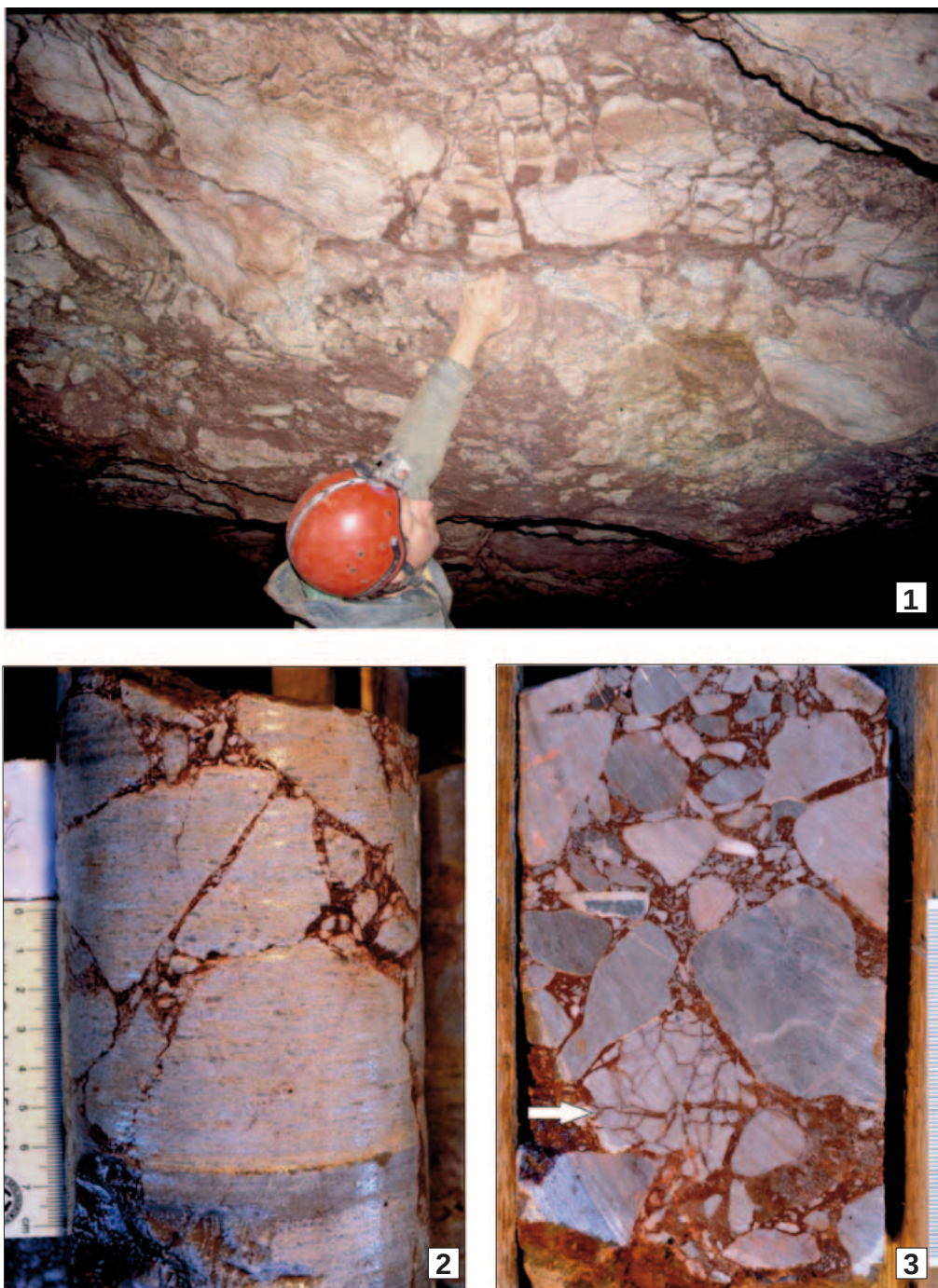
Skala liniowa 30 μm.

Plansza 3

**Przykłady cechsztyńskich węglanowych gleb kopalnych**

1. Pedogeniczne struktury rizolitowe rozwinięte w piaskowcach.
2. Inicjalne nodule glebowe.
3. Masywna gruzłowa gleba wapienna.
4. Gleba wapienna rozwinięta na osadach morskich zwieńczona naskorupieniem typu *hardpan*.
5. Wapień palustrinowy z dobrze zachowaną siatką rizoidów.

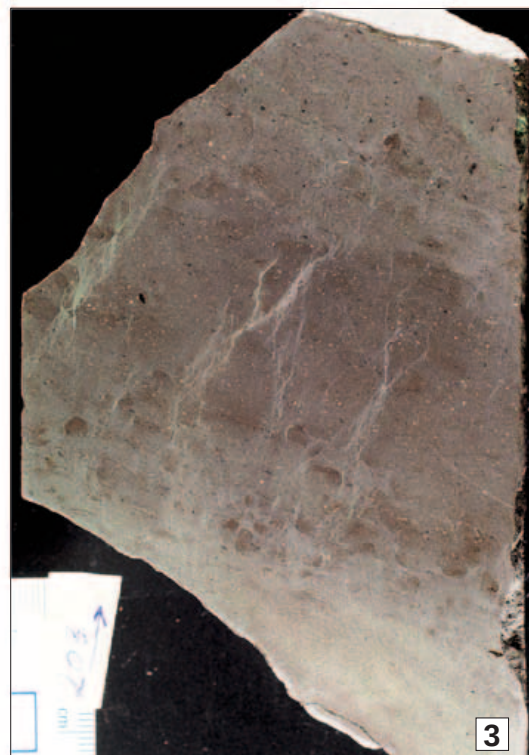
Wszystkie rdzenie z otworu wiertniczego Gałęzice IG 6. Średnica rdzeni – 10 cm.

Plansza 4**Brekcje hydrauliczne**

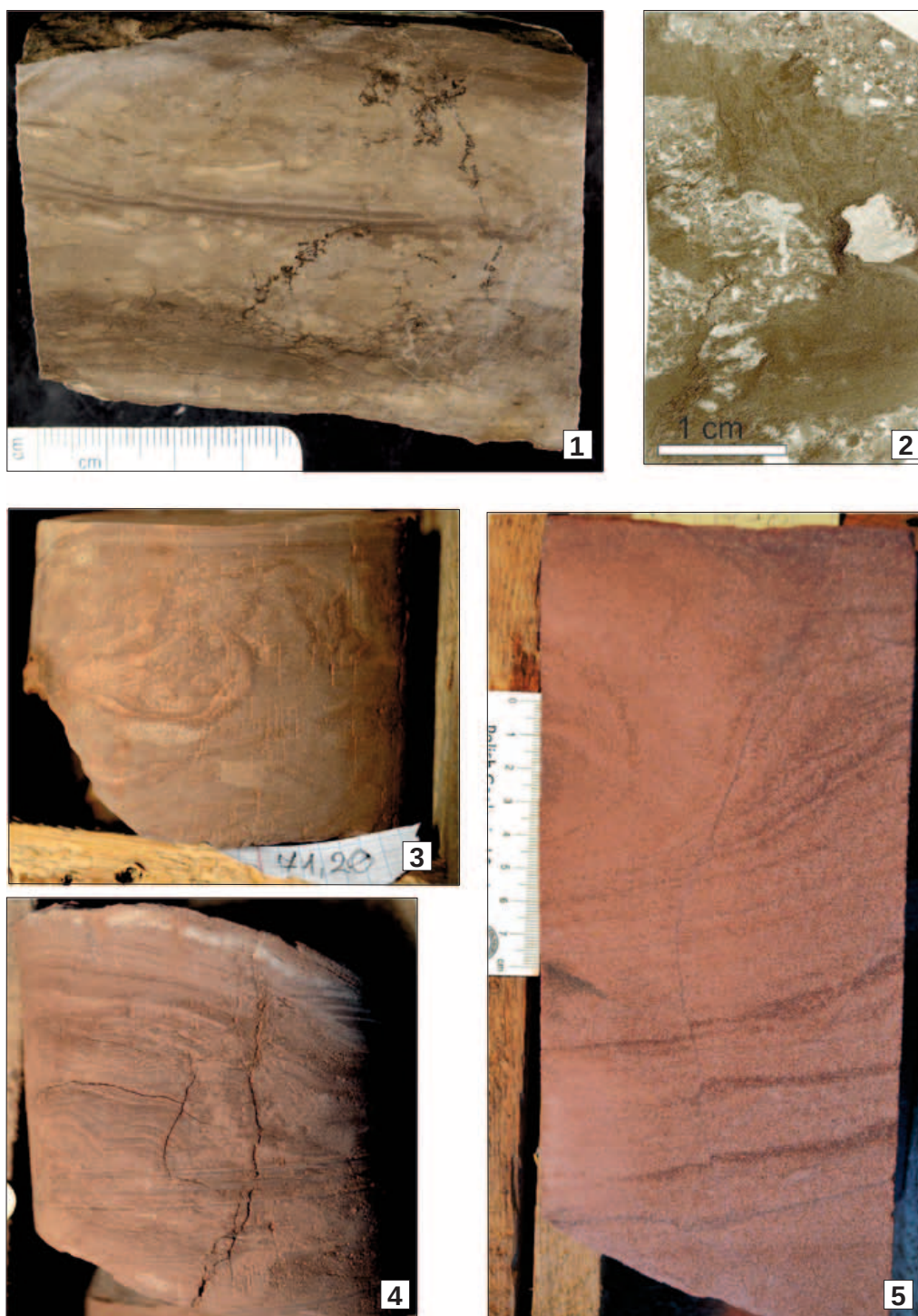
1. Dolnotriasowe brekcie hydrauliczne rozwinięte w wapieniach dewonu; Chelosiowa Jama w kłm. Jaworznia.
2. Brekcja hydrauliczna rozwinięta w cechsztyńskich wapieniach pedogenicznych; rdzeń otworu wiertniczego Szczukowice IG 1.
3. Klast brekcji hydraulicznej (strzałka) (wapień dewoński) w zlepieńcu cechsztyńskim; rdzeń otworu wiertniczego Szczukowice IG 1.

Średnica rdzeni – 10 cm.

Plansza 5

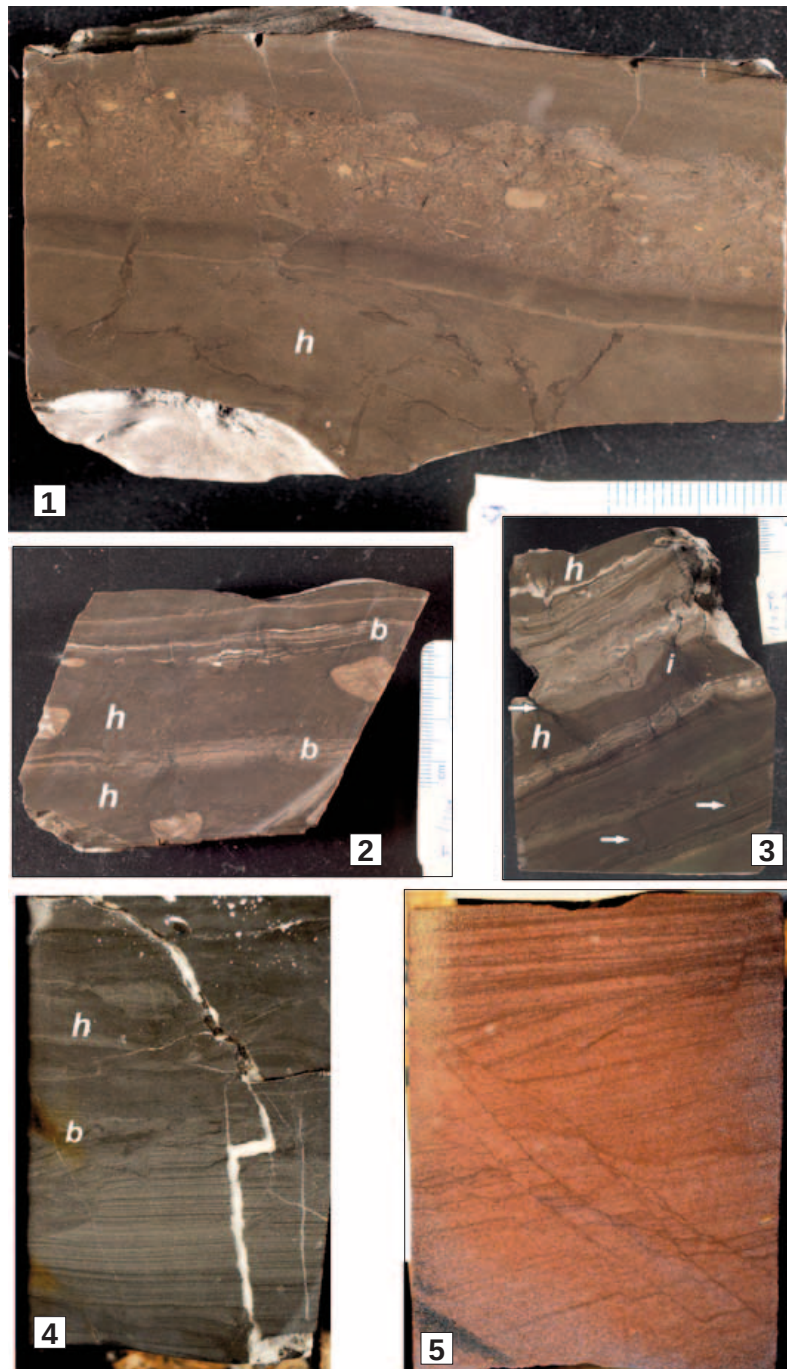
**Uskoki synsedymencyjne i spękania sejsmiczne**

1. Uskok synsedymencyjny w wapieniach cechsztyńskich; rdzeń otworu wiertniczego Tumlin-Podgrodzie IG 1.
 2. Mały synsedymencyjny uskok w wapieniach cechsztyńskich; rdzeń otworu wiertniczego Gałęzice IG 6.
 - 3 i 4. Synsedymencyjne spękania śródformacyjne rozwinięte w wapieniach cechsztyńskich; rdzeń otworu wiertniczego Gałęzice IG 6.
- Średnica wszystkich rdzeni – 10 cm.

Plansza 6**Struktury z upłynnienia**

1. Częściowe upłynnienie laminowanych wapieni cechoszyńskich; rdzeń otworu wiertniczego Gałęzice IG 6.
 2. Detal z figury 1.
 - 3 i 4. Upłynnienie w piaskowcach cechoszyńskich; rdzeń otworu wiertniczego Gałęzice IG 6.
 5. Upłynnienie w piaskowcu dolnego triasu; rdzeń otworu wiertniczego Szczukowice IG 1.
- Średnica wszystkich rdzeni – 10 cm.

Plansza 7

**Złożone deformacje o genezie sejsmicznej**

1. Deformacje plastyczne (*h*) w wapieniach cechsztyńskich; rdzeń otworu wiertniczego Gałęzice IG 6.
 2. Alternowane poziomy deformacji plastycznych (*h*) i brekcji (*b*) w wapieniach cechsztyńskich; rdzeń otworu wiertniczego Gałęzice IG 6.
 3. Syndepozycyjne drobne spękania w zlityfikowanych horyzontach (strzałki) oraz homogenizacja niezlityfikowanych mułów wapiennych (*h*) wraz z ich iniekcją w nadległą warstwę (*i*); rdzeń otworu wiertniczego Gałęzice IG 6.
 4. Gradacja deformacji oddająca stopień lityfikacji warstwy wapiennej: brekcja lepiej zlityfikowanej części (*b*) i upłynnienie części niezlityfikowanej (*h*); rdzeń z otworu wiertniczego Szczukowice IG 1.
 5. Syndepozycyjne kruche deformacje rozwinięte w piaskowcu dolnotriasowym; rdzeń otworu wiertniczego Szczukowice IG 1.
- Średnica wszystkich rdzeni – 10 cm.

JURAJSKA EWOLUCJA PÓŁNOCNEGO OBRZEŻA TETYS

Bronisław Andrzej MATYJA

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: matyja@uw.edu.pl

Słowa kluczowe: jura, Góry Świętokrzyskie, Jura Polska, podłoże zapadliska przedkarpackiego, basen magurski, ekstensja jurajska.

WSTĘP

Przedstawiona w latach siedemdziesiątych XX wieku koncepcja (Kutek & Głazek 1972; Głazek & Kutek 1976) łączyła mezozoiczną historię Gór Świętokrzyskich z rozwojem bruzdy śródpolskiej.

Spróbuję odwrócić ten punkt widzenia i przedstawić ewolucję osadów jurajskich otaczających Góry Świętokrzyskie z perspektywy innych niż bruzda uwarunkowań strukturalnych oraz z wpływu jaki na ich rozwój miały wydarzenia rozgrywające się w oceanie Tetys.

Zdaniem Pożaryskiego (1976a) w tektonice mezozoiku obszaru wokół Gór Świętokrzyskich istotną rolę odgrywały trzy elementy tektoniczne:

1. Krawędź „cokołu starej platformy epigotyjskiej” – czyli krawędź kratonu wschodnioeuropejskiego. Krawędź tę cechowała obecność dwóch pasów fleksur o kierunku NNW–SSE, ustawionych kulisowo. Jeden z pasów fleksur określał granice aulakogenu (= ryftu) śródpolskiego, a drugi, położony bardziej ku NE – krawędź kratonu (Pożaryski 1976b). Opinia o istotności roli jaką ta krawędź odgrywała w jurze nie uległa zmianie (np. Pieńkowski 2004; Świdrowska i in. 2008), a ówczesna ewolucja utworów jury na wschód od tej krawędzi jest odrębną kwestią i nie będzie tu omawiana.

2. Lineament albo rozłam świętokrzyski, oddzielający w obrębie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich strefę kielecką od strefy łysogórskiej i przedłużający się ku WNW co najmniej po wypiętrzenie radomszczańskie, a ku ESE poza Biłgoraj (Głazek & Kutek 1976). Według tych autorów rozłam świętokrzyski stanowił północno-wschodnią granicę ryftu (= aulakogenu). Dalej ku południowemu wschodowi rolę północno-wschodniej granicy aulakogenu odgrywał rozłam Rawy Ruskiej. Należy tu wspomnieć, że Hakenberg i Świdrowska (1996) uważali, że rozłam ten stanowił nie północno-wschodnią, ale południowo-zachodnią granicę ryftu śródpolskiego. Moim zdaniem rozłam świętokrzyski odgrywał bardzo istotną rolę w rozkładzie miąższości i facji jury.

3. Lineament albo rozłam Poznań–Rzeszów, który wg Głazka i Kutka (1976) stanowił południowo-zachodnią granicę aulakogenu (= ryftu) w obrębie strefy metakarpackiej. Roli tego rozłamu w jurze nie sposób określić, bowiem biegnie on południowo-zachodnią granicą trzonu Gór Świętokrzyskich, oddzielając utwory mezozoiku i paleozoiku.

Obok tych elementów tektonicznych istotną rolę odgrywały: (1) strefa metakarpacka (Głazek & Kutek 1976), określana jako element strukturalny o przebiegu równoleżnikowym, który oddzielał kilkakrotnie basen środkowopolski od basenów obszaru Tetys; (2) lineament Zawiercia (Kutek 1996), rozdzielający równoleżnikowo blok małopolski na obszary o różnym rozwoju sukcesji jurajskich oraz (3) uskoki Grójca, jako jedna z poprzecznych stref tektonicznych dzieląca bruzdę śródpolską, a zamykająca od północnego zachodu segment małopolski (świętokrzyski) bruzdy śródpolskiej. Wspomniany segment małopolski bruzdy obejmuje dzisiejszy trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich wraz z jego obrzeżeniem mezozoicznym (Dadlez 1997).

WCZESNA JURA

Utwory jury dolnej występują w sposób zwarty tylko w północnej i północno-wschodniej części obrzeżenia mezozoicznego gór Świętokrzyskich. Ich rozprzestrzenienie ku wschodowi ograniczała, tak jak w triasie, krawędź kratonu wschodnioeuropejskiego, którą można utożsamiać z uskokiem Nowe Miasto–Hłza, a ku południowi istotną rolę ograniczającą zasięg utworów dolnej jury odgrywał rozłam świętokrzyski. W klinie pomiędzy tymi dwoma synsedymantacyjnymi strefami tektonicznymi zachodziła

mięjsza (ponad 900 m) sedymentacja klastyczna jury dolnej. Jak wynika z prac Hakenberga i Świdrowskiej (1997) oraz Dadleza (1998), kontynuacja bruzdy śródpolskiej w sektorze świętokrzyskim, do jury środkowej włącznie, ograniczała się do tego właśnie obszaru.

Wzdłuż południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, od okolic Mieczyna i Fanisławic, ale też ku południowi, w synklinie miechowskiej, utwory jury dolnej nie występują. Są rejestrowane w linii otworów wiertniczych Włoszczowa–Secemin–Biała Wielka, a brak ich w następnej równoległej linii Węgleszyn–Jaronowice–Węgrzynów. Zasięg utworów jury dolnej ku wschodowi układa się równolegle do dyslokacji Pilicy. Na przedłużeniu tej dyslokacji pojawiają się one na powierzchni od Błędowa ku zachodowi. Pieńkowski (2004) na obrazach paleogeograficznych dla obszaru Polski (*op. cit.*, fig. 71) rozszerzył zasięg utworów jury dolnej poza wskazaną granicę. Co więcej, autor ten dopuszcza kilkakrotne, krótkotrwałe połączenia z obszarem basenu Tetys. Uprawniające do zwiększenia zasięgu utworów jury dolnej poza obecny zasięg ich zwartego występowania są dane prezentowane przez Pawłowską (1962), która w otworach wiertniczych okolic Szydłowa napotkała m.in. utwory jury dolnej, datowane na hetang–dolny plienschbach, a być może niższy toark. Późniejsza analiza tych danych nie potwierdziła obecności utworów młodszych od synemuru (Karaszewski & Kopik 1970). W otworze Poręba Wierzbicka 20 z tego obszaru nawiercono 124,5 m utworów jury dolnej, w których rozpoznano (Pawłowska 1962) serię zagajską, skłobską i ew. spąg serii zarzeckiej datowane na hetang i dolny synemur. Jeśli przyjąć na tej podstawie znacznie szerszy niż obecnie zasięg jury dolnej, to należy przyjąć również dźwignięcie dużej części masywu małopolskiego i erozję utworów jury dolnej, a być może i części środkowej. Przedział stratygraficzny, w którym mogło dojść do dźwignięcia i erozji, jest zawarty w przedziale plienschbach–bajos, tzn. między najmłodszymi zachowanymi na erodowanym obszarze osadami a najstarszymi, które pokryły ten obszar. W konkluzji można stwierdzić, że przez całą wczesną jurę, czy też przez jej istotną część, i wczesną środkową jurę w paleogeografii zaznaczał się na południu duży obszar z przewagą denudacji, nazwany łądem przedkarpackim (Pieńkowski 2004) lub strefą metakarpacką (Głazek & Kutek 1976). Łąd ten ku północy zawierał się mniej więcej pomiędzy rozłamem świętokrzyskim i uskokiem Pilicy.

JURA ŚRODKOWA

Morskie utwory aalenu z opisywanego obszaru mają ubogą dokumentację biostratygraficzną, a i ona, choć oparta na amonitach, doczekała się istotnej z punktu widzenia paleogeografii rewizji (Kopik 1998). Piaskowce kościeliskie, które swój wiek dzieliły do niedawna między aalen a dolny bajos, w wyniku rewizji biostratygraficznej Kopika (1998) przypisano w całości do dolnego bajosu. Stąd zasięg morskich utworów zaliczanych do aalenu obecnie jest ograniczony jedynie do obszaru zawartego między rozłamem świętokrzyskim a krawędzią kratonu wschodnioeuropejskiego (uskokiem Nowe Miasto–Iłża) i jest wykształcony jako osady piaszczyste przykryte ilastymi. Uwagi o ew. szerszym rozprzestrzenieniu utworów aalenu na obszarze strefy metakarpackiej zawarto w poprzednim rozdziale.

Począwszy od bajosu strefa metakarpacka jest stopniowo pokrywana utworami batonu i keloweju, które konsekwentnie rozszerzają swój zasięg. Pierwszy moment i kolejne momenty uzyskiwania połączeń z wodami oceanu Tetys określają precyzyjnie datowane znaleziska amonitów o proveniencji tetyńskiej w profilach obszaru epikratonicznego. Z utworów jury środkowej okolic Częstochowy pochodzą amonity z rodzajów *Phylloceras*, *Nannolytoceras* i *Calliphyloceras* (Zatoń 2011); wskazują na takie połączenia w późnej dobie Parkinsoni najpóźniejszego bajosu oraz w dobach *Tenuiplicatus*, *Morrisi* i *Hodsoni* batonu (*op. cit.*). Począwszy od wczesnego keloweju fylloceratidy i/lub lytoceratidy są stałymi składnikami spektrów amonitowych (Matyja & Giżejewska 1979).

W strefie zapadliska przedkarpackiego, pomimo dobrego rozpoznania następstwa osadów i ich rozprzestrzenienia (Moryc 2006), stratygrafia jury środkowej jest oparta na korelacjach litostratygraficznych. Przy takiej konwencji przyjęto, że początek transgresji osadów morskich nastąpił w późnym bajosie (w oryginale w kujawie – Moryc 2006) i stopniowo coraz młodsze osady rozszerzały swój zasięg. Pełne pokrycie osadami tego obszaru nastąpiło dopiero w oksfordzie (*op. cit.*).

W keloweju, dzięki precyzyjnej biostratygrafii (Różycki 1953; Siemiątkowska-Giżejewska 1974), można stwierdzić ostre i szybkie zmiany facji i miąższości, które można interpretować jako efekt działalności uskoków synsedymentacyjnych (por. także niżej). Jest udowodnione badaniami biostraty-

graficznymi (Barski 1999), że do istotnych zmian w rozkładzie miąższości dochodziło już podczas monotonnej sedymentacji ilów batońskich, ale wyrywkowe dane nie pozwalają na stwierdzenie powszechności takich zjawisk.

Rozkład miąższości utworów jury środkowej od linii Zawiercie–Busko Zdrój ku południowi, w tym i w podłożu zapadliska, wpisuje się w system uskoków o przebiegu W–E i N–S. Zdecydowaną przewagę równoleżnikowych struktur tektonicznych również na pozostałym obszarze synklinorium miechowskiego dostrzegają Hakenberg i Świdrowska (1996), którzy dla jury środkowej wymieniają trzy równoleżnikowe strefy dyslokacyjne, z których najbardziej północna rozciąga się na południe od Częstochowy przez Jaronowice po Jędrzejów, a środkowa, „od źródeł Pilicy po Książ Wielki” (*op. cit.*), odpowiada wspomnianej linii Zawiercie–Busko Zdrój czy lineamentowi Zawiercia wyróżnionemu przez Kutka (1996) – por. niżej.

NAJPOŹNIEJSZA ŚRODKOWA I PÓŹNA JURA

W wyróżnionym przedziale czasu nawiązuję do trzech sekwencji transgresyjno-regresyjnych wyróżnionych przez Kutka (1994) dla południowej części obszaru epikratonicznej Polski: (1) sekwencja COK (od dolnego keloweju po poziom Hypselocyclum dolnego kimerydu włącznie), (2) sekwencja LUK (odpowiadająca formacji muszlowcowej, której dolna granica leży blisko dolnej granicy poziomu Divisum dolnego kimerydu, a górna – wewnątrz poziomu Eudoxus górnego kimerydu) i (3) sekwencja KVB obejmująca pozostałą część górnego kimerydu i część tytonu, należącą do formacji pałuckiej oraz pozostałą część tytonu i dolny berias formacji kcyńskiej, obejmujące w większej części fację purbeku.

Te trzy sekwencje oddzielone dużymi powierzchniami nieciągłości i znane z licznych regionów Europy Kutek (1994, str. 181) zaliczył do jednej supersekwencji.

Na obszarze od obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przez synklinorium miechowskie i część Jury Polskiej utwory z przedziału stratygraficznego od środkowego keloweju po nie najwyższy dolny kimeryd wykazują podobne wykształcenie facjalne, związane z występowaniem skondensowanych utworów z pogranicza keloweju i oksfordu, następnie utworów megafacji gąbkowej, wapieni pelitowych i – wieńczących sekwencję – utworów płytkowodnej platformy węglanowej (sekwencja COK). Obszar podłoża zapadliska przedkarpackiego wykazuje podobną sukcesję facji, tyle tylko, że obejmuje dużo większy przedział stratygraficzny (por. niżej).

Megafacja gąbkowa jest zdefiniowana jako utwory węglanowe (wapienie i margle) zarówno uławiczone, jak i biohermalne, zawierające gąbki krzemionkowe należące do grup Lithistida i Hyalospongia (Hexactinosa i Lychniscosa), a zachowane jako „mumie” wapienne (Matyja & Pisera 1991). W takim rozumieniu megafacja gąbkowa była rozprzestrzeniona na północnym szelfie Tetys i może być śledzona od Portugalii, poprzez strefę keltibericką i prebetycką w Hiszpanii, Góry Jura we Francji i Szwajcarii, Jurę Szwabską, Jurę Frankońską, Morawy, Polskę, Ukrainę, Rumunię, aż po zachodni Kaukaz. Maksymalne rozprzestrzenienie na szelfie Tetys megafacja gąbkowa miała w oksfordzie, ale stratygraficznie jest obecna we wszystkich piętrach jury górnej. Zasięg stratygraficzny utworów megafacji gąbkowej na omawianych obszarach Polski jest różny. Najszybciej wycofuje się ona z kratonu wschodnioeuropejskiego, najdłużej trwa w obrębie podłoża zapadliska przedkarpackiego (por. szczegółowe dane poniżej). Pojawienie się megafacji gąbkowej jest poprzedzone znacznym pogłębieniem zbiornika morskiego, związanym ze zjawiskami silnej ekstensji w przyległych od południa basenach oceanu Tetys (por. niżej). W dobrze datowanych biostratygraficznie profilach jury środkowej na obszarze Jury Polskiej i Gór Świętokrzyskich moment owego pogłębienia przypada na przedział od środkowego keloweju po najniższy oksford (Giżejewska 1974; Matyja 1977; Giżejewska & Wieczorek 1977; Dembicz & Praszkiar 2003).

Inną charakterystyczną cechą jury górnej jest rozwój płytkowodnych platform węglanowych. Płytkowodna platforma węglanowa jest tu definiowana przez zespół osadów węglanowych składanych powyżej strefy oddziaływania efektywnej podstawy falowania. Efektywna podstawa falowania (Immenhauser 2009), obejmująca zarówno normalnopogodową, jak i sztormową podstawę falowania, sięga współcześnie do głębokości od kilku do kilkudziesięciu metrów.

Pomiędzy utworami megafacji gąbkowej a płytkowodnej platformy węglanowej najczęściej występują wapienie pelitowe czy wapienie margliste, charakteryzujące się ubóstwem skamieniałości

(wapienie siedleckie, formacja wapieni pileckich, wapienie płytowe z Bałtowa czy formacja z Niwek – por. niżej).

Powyżej utworów płytkowodnej platformy węglanowej, na obszarze obrzeżenia Gór Świętokrzyskich pojawiają się facje muszlowcowe. Są to muszlowce ostrygowe, którym towarzyszy nasilenie sedymentacji silikoklastycznej. U podstawy facji muszlowcowej występuje powierzchnia nieciągłości z twardym dnem obserwowana na dużym obszarze płytkowodnej platformy węglanowej wschodniej Polski (por. Seilacher i in. 1985; Gutowski 1998). Pojawienie się facji muszlowcowej było synchroniczne nie tylko na wspomnianym obszarze, lecz także było synchroniczne z wydarzeniami występującymi powszechnie w prowincji submedyterańskiej (Atrops 1982). Wyrażają się one m.in. przez przemiany w świecie fauny amonitowej: amonity z rodzajów *Ataxioceras* i *Orthosphinctes* zostały zastąpione amonitami z rodzajów *Garnierisphinctes* i *Crussoliceras*. Powszechność tych wydarzeń jest wiązana ze znaczącym wzrostem poziomu morza (Atrops & Ferry, 1989). Wspomniane wydarzenia są lokalizowane w horyzoncie semistriatum poziomu Hypselocyclum (Atrops 1982) dolnego kimerydu.

Północno-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

Obszar północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest tu scharakteryzowany przez zbiorczy schemat oparty na 31 otworach wiertniczych z synkliny tomaszowskiej opracowany w latach osiemdziesiątych (Matyja i in. 1988) i przedstawiony niedawno drukiem (Matyja & Wierzbowski 2014). Sukcesja utworów jury górnej synkliny tomaszowskiej prezentuje typową sukcesję osadów sekwencji COK, modyfikowaną w szczegółach przez przecinający obszar uskoku synsedymencyjny Grójca. Uskok ten, zrzucający skrzydło północno-zachodnie, wytwarza kontrast facjalny między cienkimi, skondensowanymi osadami środkowego i górnego keloweju (wapienie ze Świnnej – Różycki 1955), występującymi w skrzydle wiszącym uskoku, a kilkudziesięciometrowym zespołem geozostych z czertami. Działalność tego uskoku powoduje również oboczne zaszewianie się oksfordzkich wapieni gąbkowych z pelitowymi wapieniami formacji wapieni pileckich. W środkowym późnym oksfordzie megafacja gąbkowa definitywnie wycofała się na rzecz pelitowej sedymentacji wapieni pileckich i najprawdopodobniej w dobie Bimammatum lub nawet wcześniej, w późnej dobie Hypselum, wkroczyła płytkowodna platforma węglanowa. Warto tu przypomnieć, że moment wejścia tej platformy jest tylko nieco późniejszy od jej instalacji na północno-wschodnim obrzeżeniu (por. wyżej), a dużo wcześniejszy niż jej wkroczenie na obszar południowo-zachodniego obrzeżenia (por. niżej), gdzie nadal panowała wówczas megafacja gąbkowa. Oba wymienione obszary rozdziela rozłam świętokrzyski i to jego oddziaływanie jest przypisywane wspomniane zróżnicowanie środowisk (Matyja & Wierzbowski 2014). Istotne są tu jeszcze dwie informacje: po pierwsze 70 km na zachód, na obszarze Wyżyny Wieluńskiej, trwała wówczas megafacja gąbkowa (Wierzbowski 1966; Wierzbowski i in. 1983), po drugie obszar synkliny tomaszowskiej leżał wówczas w osi bruzdy śródpolskiej. W późnym oksfordzie oś ta, o ile w ogóle istniała, nie stanowiła przeszkody w szybkiej progradacji płytkowodnej platformy węglanowej, a głębsze obszary dna znajdowały się na zachód od osi bruzdy i – za przyczyną rozłamu świętokrzyskiego – na południu.

Zanik płytkowodnej platformy węglanowej platformy był synchroniczny z pozostałymi obszarami obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i przypadł na późną dobę Hypselocyclum wczesnego kimerydu. Po okresie wzmożonej sedymentacji silikoklastycznej w późnym kimerydzie i wczesnym tytonie na opisywanym obszarze zainstalowała się późnotytońska płytkowodna platforma węglanowa.

Północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

Opis oparto głównie na wynikach badań Gutowskiego (1992, 1998). Utwory jury górnej w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nawiązują w ogólnym następstwie facji do innych obszarów obrzeżenia. Początek sukcesji stanowi megafacja gąbkowa, która obejmuje tu zarówno wapienie uławicone, jak i biohermy gąbkowe. Te ostatnie liczą ponad 50 m miąższości (Gutowski 1992) i są wieku wczesnoksfordzkiego. Uławicone utwory megafacji gąbkowej są oddzielone od płytkowodnej platformy węglanowej przez fację wapieni płytowych, a w miejscach, gdzie były rozwinięte biohermalne wapienie gąbkowe, rozwinęły się biohermy koralowe. Płytkowodna platforma węglanowa z facjami: koralową, organogeniczno-onkolitową, oolitową i laminitową zaczęła się tworzyć w dobie Bifurca-

tus późnego oksfordu, a ustąpiła formacji muszlowcowej, tak jak na innych obszarach obrzeżenia, u schyłku doby Hypselocyclum.

Obszar badań obejmował profile położone w strefie aktywnych uskoków. Jest to dobrze widoczne w miąższościach porównywalnych stratygraficznie sukcesji. Na obszarze Bałtów–Ożarów, położonym bliżej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, miąższość utworów jury górnej do dolnej granicy utworów muszlowcowych wynosi ok. 350 m, podczas gdy na obszarze Wierzbica–Iłża miąższość ta dochodzi ponad 420 m (Gutowski 1998, fig. 2 i 3). Wyższe części sukcesji gornojurajskiej stanowią ility margliste z cienkimi przeławieniami muszlowców nanogyrowych (ility i muszlowce z Guzowa) i leżące wyżej nerineidowe wapienie krzyżanowickie. Zdaniem Gutowskiego (1992) wapienie krzyżanowickie reprezentują dystalną część następnej, młodszej, bo późnokimerydzkiej, płytkowodnej platformy węglanowej.

Południowo-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

Wykształcenie i stratygrafia utworów gornojurajskich na obszarze południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oparto głównie na pracach Kutka (1968) i Matyi (1977). Sukcesja facji jest tam bardzo podobna zarówno do obszaru północno-wschodniego, jak i północno-zachodniego obrzeżenia, ale również do zachowanej części utworów jurajskich na obszarze Jury Polskiej, a tym samym do obszaru synkliny miechowskiej. Na południowo-zachodnim obrzeżeniu rozwijała się z początkiem późnej jury megafacja gąbkowa – zarówno w facjach wapieni uławiconych, jak i wapieni biohermalnych. Te ostatnie rozwijały się w określonych strefach dna, zazębiając się początkowo z uławiconymi wapieniami gąbkowymi, ale począwszy od doby Bimammatum, w obniżeniach pomiędzy biohermami cjanobakteryjno-gąbkowymi powstawały wapienie mikrytowe (wapienie siedleckie) o bardzo wysokiej zawartości węglanu wapnia (Peszat 1964), niemal pozbawione organizmów bentonicznych. Relief dna pomiędzy biohermami a obniżeniami z wapieniami siedleckimi wynosi 200 m (Matyja 1977). Koniec rozwoju bioherm wiąże się ze spływaniem zbiornika. Pierwszymi symptomami spłylenia było sadowienie się, na szczytowych częściach bioherm gąbkowych, kolonijnych koralowców z rodzin Latomeandridae, Microsolenidae i Styliniidae. Dalszymi przejawami zbliżającej się płytkowodnej platformy węglanowej było pojawianie się w obrębie wyższej części wapieni siedleckich soczew, zbudowanych z wapieni ziarnistych, wraz z płytkowodnym zespołem organizmów bentonicznych (glonów wapiennych, koralów kolonijnych i zestawem płytkowodnym małżów) – Matyja i in. (1989). Definitywne wejście płytkowodnej platformy węglanowej na opisywany obszar nastąpiła w późnej dobie Planula późnego oksfordu. Platforma ta rozwijała się przez niemal cały wczesny kimeryd (Kutek 1968). Szczegółowe następstwo osadów w obrębie platformy węglanowej prezentują profile kamieniołomu Bukowa (Matyja 2011) i kamieniołomu w Małogoszczu (Kutek i in. 1992), a także m.in. odwiedzonego podczas zjazdu kamieniołomu w Głuchowcu. Zanik platformy węglanowej wiąże się ze zwiększeniem dostawy silikoklastów. Głębokość zbiornika, początkowo utrzymująca się w strefie permanentnego oddziaływania falowania na dno, uległa stopniowemu zwiększeniu. Pojawiły się muszlowce nanogyrowe, początkowo w formie autochtonicznych nagromadzeń muszli, a w górę profilu w postaci nagromadzeń allochtonicznych (sztormowych) wśród osadów węglanowych, a potem silikoklastycznych. Wzmożenie sedymentacji silikoklastycznej było niemal równoczesne z początkiem późnego kimerydu.

Opisywana płytkowodna platforma węglanowa ku zachodowi wkracza na obszar dzisiejszej synkliny miechowskiej, ale tam jej granica ma charakter erozyjny. Na obszarze Jury Polskiej spłylenie, będące być może preludium do progradującej platformy, jest rejestrowane rozwojem wapieni koralowcowych, ułożonych na szczytach niektórych zespołów biohermalnych. Ku południowi jej krawędź nie przekracza równoleżnika Buska. Jedynie w najbardziej północnych profilach otworów wiertniczych usytuowanych na obszarze zapadliska są rejestrowane w obrębie formacji z Niwek cienkie wkładki wapieni ziarnistych, mogących być dystalnym śladem owej platformy.

Jura Polska

Obszar Jury Polskiej, z racji stopnia odkrycia i szerokości wychodni skał gornojurajskich, umożliwia – jak w żadnym innym z omawianych obszarów – prześledzenie zmian facjalnych późnej jury. Następstwo facji najbardziej przypomina obszar południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzy-

skich. Tak jak i tam powyżej skondensowanych utworów wyższego keloweju i najniższego oksfordu występuje megafacja gąbkowa. W jej obrębie zróżnicowanie na obszary z rozwojem budowli biohermalnych i obszary basenów między nimi zidentyfikowano od bardzo wczesnego oksfordu. Rozwój bioherm miał podczas oksfordu charakter agradacyjny i prowadził do wytworzenia istotnego (160–200 m) reliefu dna między zespołami biohermalnymi a basenami międzybiohermalnymi (Matyja & Wierzbowski 1996). Skalę powstałej w ten sposób deniwelacji określono dzięki precyzyjnym datowaniom biostratygraficznym (*op. cit.*), przyjmując granicę keloweju z oksfordem jako płaszczyznę odniesienia dla porównywania miąższości równowiekowych utworów w obu obszarach facjalnych. Ale były jeszcze inne czynniki, których działalność sprowadzała się głównie do wytworzenia deniwelacji dna, często warunkujących opisany rozwój obu wspomnianych powyżej facji. Przykłady relacji między wyniesionym wcześniej bądź wynoszonym podczas późnej jury podłożem a rozwojem na nim bioherm gąbkowych opisywano zarówno z centralnej Polski, gdzie podłoże było dźwigane ruchem poduszki solnej (Matyja i in. 1985), jak i z Jury Polskiej, gdzie jako przyczynę sprawczą wskazywano różnice w subsydencji podłoża. Różnice te były wywołane obecnością paleozoicznych intruzji, istniejących w podłożu bioherm (Jędrys i in. 2004, Matyszkiewicz i in. 2004). Zdaniem Matyi i Wierzbowskiego (2004) rozciągłość zespołów biohermalnych ma związek z rozciągłością elewacji podłoża, które rozwijały się przed i w trakcie oksfordu. Moim zdaniem owe elewacje podłoża wytwarzały uskoki synsedymencyjne o dużej rozciągłości, niekiedy z ich udowodnioną działalnością już w keloweju. Wówczas, w keloweju, wytwarzały one prar relief dna morza oksfordzkiego, zróżnicowanego na zespoły biohermalne i baseny.

Podobnie jak w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w szczytowych partiach zespołów biohermalnych Julianki i Kroczyca (por. Matyja & Wierzbowski 2004) instalowały się koralie kolonijne. Czas ich instalacji przypadł na koniec doby Planula lub na początek doby Platynota (Matyja & Wierzbowski 2006a). Na obszarze położonym dalej na południe wzdłuż wychodni utworów jury górnej wapienie koralowcowe już nie występują, a w tym samym czasie tworzą się wapienie mikrytowe z podrzędnymi wkładkami margli formacji pileckiej. W zrekonstruowanym obrazie paleogeografii późnej jury (Matyja & Wierzbowski 2004) opisana zmiana facji przypada na obszar między zespołem biohermalnym Kroczyca a basenem międzybiohermalnym Pilicy. Wydaje się bardzo prawdopodobne, że opisywana strefa zmian facjalnych była powiązana z aktywnością równoleżnikowo biegnącego lineamentu Zawiercia, wyróżnionego przez Kutka (1996, 2001). Kutek (1996: s. 60, 2001: s. 220) wymienia szereg cech odróżniających obszary położone na północ i na południe od lineamentu, zarówno na monoklinie śląsko-krakowskiej, jak i we wschodnim obrzeżeniu antyklinorium śródpolskiego. Warto do tych cech dodać, że Różycki (1953), opisując facje jury środkowej i wczesnej jury późnej, granicę między największymi jednostkami facjalnymi: północnym regionem częstochowsko-zawierciańskim a południowym regionem olkusko-krakowskim, usytuował nieco na południe od Zawiercia. Także w obrazie rozprzestrzenienia oksfordzkich zespołów biohermalnych, na linii biegnącej przez Zawiercie, jest widoczna zmiana kierunku ich rozciągłości. Na południe od Zawiercia zespoły biohermalne wykazują rozciągłość równoleżnikową, podczas gdy na północ od Zawiercia pojawiają się również w ich rozwoju kierunki NE–SW.

Jura górna w podłożu zapadliska przedkarpackiego

Cykl sedymentacyjny, w którego obręb wchodziły utwory jury górnej podłoża zapadliska przedkarpackiego, rozpoczął się z początkiem późnego bajosu (Moryc 2006 – w oryginale: w dolnym kujawie), a zakończył w walanżynie, a być może – w hoterywie (Urbaniec & Świetlik 2003; Dziadzio i in. 2004). Na tym obszarze obraz ewolucji facji jury górnej uległ w wyniku badań stratygraficznych (Matyja & Barski 2007; Barski & Matyja 2008) tak poważnym zmianom, że konieczna była także zmiana interpretacji strukturalnej tego obszaru (Matyja 2009).

Ze względu na pewne różnice w wykształceniu utworów jury górnej opisywany obszar podzielono na dwa regiony. Granica pomiędzy nimi biegnie na równoleżniku położonym nieco na południe od Dąbrowy Tarnowskiej. W oksfordzie na obu obszarach były rozwinięte utwory megafacji gąbkowej, obejmującej zarówno wapienie ulawicone, jak i wapienie biohermalne. Te ostatnie, w odróżnieniu od obszaru Jury Polskiej i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, sięgają stratygraficznie dużo wyżej. W regionie północnym biohermy powstawały niemal do końca wczesnego kimerydu, a w regionie południowym występują też takie, które sięgają aż do dolnego tytonu. Na obszarach między biohermami gąbkowo

-cyanobakteryjnymi, ale też stratygraficznie ponad nimi, rozwinęła się facja margli, wapieni marglistych i wapieni pelitowych (formacja z Niwek). Stratygraficznie jej zasięg w regionie północnym sięga od górnego oksfordu do niższej części dolnego tytonu, a w regionie południowym – od górnego oksfordu po wyższą część dolnego tytonu. Powyżej miększej formacji z Niwek zainstalowała się w regionie północnym w wyższej części wczesnego tytonu płytkowodna platforma węglanowa (formacja ze Swarzowa), która trwała aż do początku późnego tytonu. Dane biostratygraficzne datujące wiek platformy węglanowej oparto na dinocystach (Matyja & Barski 2007; Barski & Matyja 2008). Ostatnio tytoński wiek tej platformy w pełni potwierdziły badania dinocyst wapiennych i kalpionelli prowadzone przez Morycowa i Moryca (2011). Badacze ci zrewidowali swoje wcześniejsze poglądy o wczesnokimerydzkim wieku platformy (Morycowa & Moryc 1976). Zasięg tytońskiej płytkowodnej platformy węglanowej (formacji ze Swarzowa) ku północy jest erozyjny. Sięga ona mniej więcej do równoleżnika biegnącego przez Busko Zdrój. Koniec rozwoju płytkowodnej platformy węglanowej wiązał się ze wzmagającą się sedymentacją silikoklastyczną (formacja ze Smęgorzowa). Wiek tej formacji, określony na zasadzie superpozycji nad datowaną biostratygraficznie formacją ze Swarzowa, może sięgać od wysokiego górnego tytonu do bliżej nieokreślonej części beriasu.

W regionie południowym ponad biohermami gąbkowo-cyanobakteryjnymi, a obocznie w stosunku do najwyższej części formacji z Niwek, rozwinęły się potężne rafy koralowcowe (formacja z Pilzna). Rafy zaczęły się rozwijać we wczesnym tytonie i trwały do początku późnego tytonu (Barski & Matyja 2008). Ponad koralowcową formacją z Pilzna występują osady dolomityczno-wapienne (formacja ropczycka), reprezentujące ekstremalnie płytkowodne, lokalnie lagunowe środowiska. Część formacji ropczyckiej należy do górnego tytonu (Świetlik i in. 2011), a granica pomiędzy jurą i kredą biegnie zapewne w obrębie tej formacji (Urbaniec i in. 2010). Warto wspomnieć, że stwierdzona miąższość leżących wyżej utworów kredy dolnej na obszarze zapadliska osiąga 130 m (*op. cit.*), a może być nawet o kilkadziesiąt metrów większa, ze względu na nieokreśloną część formacji ropczyckiej należącą do kredy.

W utworach jury górnej podłoża zapadliska przedkarpackiego, tak jak na obszarze Jury Polskiej, stwierdzono różnorakie redepozycje starszych osadów (Matyja & Barski 2009). Redepozycje były dokumentowane: klastami piaskowców jury środkowej, klastami wapieni z mikrofacjami otwornic planktonicznych dolnego oksfordu czy redepozycjami środkowojurajskich cyst *Dinoflagellata*, stwierdzanych w utworach oksfordu i kimerydu. Materiał redeponowany odnajdowano wyłącznie na obszarach zajętych przez uławicone wapienie gąbkowe bądź wapienno-marglistą formację z Niwek. Genezę tych zjawisk, poprzez analogię z ruchami masowymi z obszaru Jury Polskiej, przypisano uskokom synsedymencyjnym (*op. cit.*). Do redepozycji dochodziło podczas odsłaniania utworów jury środkowej w ścianach tych uskoków. Minimalne zrzuty uskoków, w których skrzydłach wiszących odsłaniałyby się utwory redeponowane w odpowiednie części profilów jury górnej, były znaczne i zawierały się w przedziale od 154 do 472 m. Istnienie tak istotnych deniwelacji dna zbiornika późnojurajskiego, wywołanych synsedymencyjną tektoniką, było zapewne przyczyną warunkującą, tak jak i na obszarze Jury Polskiej, różnicowanie obszaru sedymentacji na facje biohermalne i basenowe, a jednocześnie odzwierciedlało ekstensyjny reżim tektoniczny obrzeży oceanu Tetys.

OBSZAR TETYS

W jurze przy południowej krawędzi kratonu północnoeuropejskiego rozpoczęły się procesy rozciągania i ścieniania skorupy ziemskiej, które umożliwiły jej pograżanie i gromadzenie na niej osadów głębokomorskich. Basenem, który od wczesnej jury przylegał do kratonu północnoeuropejskiego, był basen magurski, który zdaniem Birkenmajera (1986) powstał w wyniku przemieszczenia (relokacji) strefy ryftowania z rowu skałkowego ku północy. Do tej klasycznej rekonstrukcji wprowadzono ostatnio pewne uściślenia, dotyczące zarówno wczesnych etapów ewolucji basenu magurskiego (Barski i in. 2012; Segit i in. 2015), jak i jego rozległości (Lewandowski i in. 2005, 2006).

Basen magurski wyodrębnił się pod koniec aalenu bądź na początku bajosu, wraz z wyodrębnieniem się grzbietu czorsztyńskiego. Utworami rejestrującymi ten etap rozwoju są czarne łupki ilaste z konkrejami syderytowymi (Segit i in. 2015), którym trudno przypisać cechy osadów oceanicznych. Wkrótce potem, ale być może w tym samym przedziale czasu, rozpoczęła się sedymentacja osadów „czarnego

fliszu”, tj. ciemnych łupków ilastych i mułowcowych z wkładkami piaszczystych turbidytów, wskazująca na aktywną działalność uskoku w obrzeżach basenu magurskiego, a tym samym na przekształcanie tego basenu w obszar oceaniczny. Ten etap rozwoju jest ograniczony do wczesnego bajosu (Barski i in. 2012) i kończy się w dobie Niortense najwcześniejszego późnego bajosu (Segit i in. 2015). Począwszy od późnej doby Niortense aż po późny baton (Gedl 2008; Segit i in. 2015) trwała sedimentacja ciemnych piaszczystych margli i łupków marglistych, z podrzędnymi cienkimi wkładkami również piaszczystych wapieni. Ówczesny zanik sedimentacji turbidytowej może się wiązać z pograżeniem wspomnianych obrzeży basenu (Barski i in. 2012), albo z odsunięciem owych obrzeży od obserwowanych części basenu sedimentacyjnego, co może być związane z poszerzaniem basenu magurskiego. Argumentów za tą drugą możliwością dostarczyły badania paleomagnetyczne prowadzone w pienińskim pasie skałkowym w południowo-zachodniej Ukrainie (Lewandowski i in. 2005) i Słowacji (Lewandowski i in. 2006). Badania te wykazały, że podczas keloweju i wczesnego oksfordu doszło do bardzo szybkiego i znacznego przesunięcia ku południowi badanego obszaru pienińskiego basenu skałkowego. Dane paleomagnetyczne określają rozmiary tego przesunięcia na 1000 do 1400 km. Przesunięcie to, liczone wzdłuż południka, wskazuje na to, że obszar położony na północ od basenu skałkowego, czyli basen magurski, poszerzył się wówczas o 775–990 km (*op. cit.*). Warto przy tym pamiętać, że od późnego batonu (Gedl 2008) aż po późny kimeryd (Widz 1992) basen magurski osiągnął swą maksymalną głębokość wyrażoną sedimentacją radiolarytów. Reżim ekstensyjny był postulowany dla basenu magurskiego (Birkenmajer 1986), ale wspomniany rozmiar owej ekstensji czyni bardzo wiarygodnymi poglądy (m.in. Birkenmajer 1986; Jurewicz 2005) o istnieniu skorupy oceanicznej w basenie magurskim, potwierdzone także danymi bezpośrednimi z Rumunii (Bombita & Savu 1986; Bombita & Pop 1991) i zachodniej części pienińskiego pasa skałkowego (Soták i in. 2002). W późnym kimerydzie sedimentację radiolarytów zastąpiła sedimentacja pelagicznych wapieni z rogowcami, która trwała aż do barremu (Obermajer 1986).

RELACJE WYDARZEŃ NA OBSZARZE EPIKRATONICZNYM DO WYDARZEŃ NA OBSZARZE OCEANU TETYS

W jurze doszło do istotnego przekształcenia basenów na obszarze epikratonicznej Polski. Bruzda śródpolska, czytelna w rozkładzie miąższości i ciągłości sedimentacji utworów jury dolnej w północnej i centralnej Polsce, uległa w sektorze południowym (z granicą północną na uskoku Grójca) ograniczeniu do zwężającej się strefy, zawartej między brzegiem kratonu wschodnioeuropejskiego a rozłamem świętokrzyskim. Na południe od tego rozłamu utwory jury dolnej mają obecnie małe miąższości albo ich brak. Podobnie jest z utworami najniższej jury środkowej – aalenu. Jeżeli utwory jury dolnej i aalenu były obecne na tym obszarze, a istnieją argumenty potwierdzające taką hipotezę, przynajmniej w odniesieniu do utworów jury dolnej (Pawłowska 1962), to zostały usunięte erozyjnie przed bajosko-batońską transgresją morską. Oznacza to, że we wczesnej jurze albo we wczesnej środkowej jurze na południu epikratonicznej Polski doszło do wydzwignięcia i powstania dużego obszaru lądowego z przewagą procesów erozji, sięgającego ku północy do rozłamu świętokrzyskiego i niemal uskoku Pilicy, a nazywanego lądem przedkarpaccim (Pieńkowski 2004) lub strefą metakarpaccą (Głazek & Kutek 1976).

W celu powiązania tego etapu rozwoju obszaru z etapami powstawania jurajskich basenów oceanu Tetys, należy wspomnieć, że stadium inicjalne przyszłego basenu ryftowego (stadium ryftu kontynentalnego – Boillot 1981) polega na podnoszeniu i erozji obszaru w jego obrzeżach. Podnoszenie jest związane ze ścienieniem litosfery na rzecz astenosfery, dźwigającej się w wyniku transferu ciepła. Taki transfer zarejestrowano w zjawisku powszechnej, płytkiej illityzacji, stwierdzonej w utworach karbonu Zagłębia Górnośląskiego (Środoń i in. 2006). Wydarzenie to, datowane na około 175 mln lat (czyli przedział toark–aalenu), zostało określone jako *Mesozoic thermal event*. Jest ono szeroko notowane w Europie i północnej Afryce i związane z ryftowaniem i ścienieniem litosfery podczas otwierania oceanów Tetys i północnego Atlantyku (*op. cit.*).

Późnobajosko-wczesnobatoński etap ewolucji obszaru to stopniowe obniżanie strefy metakarpacciej, skutkujące postępującą transgresją. Zaznaczył się wówczas również rozwój równoleżnikowych stref tektonicznych, czytanych z rozmieszczenia facji i zmian miąższości, a rozwijających się od obszaru podłoża zapadliska przedkarpacciego aż po równoleżnik Częstochowy (Hakenberg & Świdrowska 1996).

Ten etap rozwoju przypadł na etap wyodrębniania się basenu magurskiego przez intensywne uskokowanie jego obrzeży, skutkujące rozwojem sedymentacji fliszowej (Barski i in. 2012; Segit i in. 2015). Bardzo możliwe, że równoleżnikowe strefy uskokowe w strefie kratonicznej są odzwierciedleniem tego etapu rozwoju basenu Magury. W batonie, po okresie stadium wąskiego oceanu (Boillot 1981) nastąpiło stopniowe rozszerzanie basenu i jego pogłębianie. Dobrą charakterystykę na obszarze epikratonicznym ma etap gwałtownego otwarcia oceanicznego basenu magurskiego, przypadający na kelowej i wczesny oksford (Lewandowski i in. 2005). Obserwuje się wówczas maksimum rozprzestrzenienia osadów jurajskich na terenie Polski, zmianę typu sedymentacji z klastycznej na węglanową, a jednocześnie zjawiska silnej kondensacji i luk stratygraficznych. Kryzys sedymentacji klastycznej był związany z rozszerzeniem transgresji i zatopieniem obszarów alimentacyjnych, a to z kolei można wiązać z relatywnym podniesieniem się poziomu morza, związanym z zapadaniem obrzeży powstającego oceanu. W dobrze datowanych biostratygraficznie profilach jury środkowej na obszarze Jury Polskiej i Gór Świętokrzyskich moment owego pogłębienia przypada na przedział od środkowego keloweju po najniższy oksford (Giżejewska 1974; Matyja 1977; Giżejewska & Wieczorek 1977; Dembic & Praszkiere 2003). Na powiązanie dynamicznych procesów ekstensji zachodzących w tym czasie w zewnętrznych basenach oceanu Tetys ze zjawiskami na przyległym obszarze szelfu zwrócili uwagę Matyja i Wierzbowski (2006b), a wydarzenie to określili jako „wydarzenie geotektoniczne Metis”. Z wydarzeniem tym było związane pojawienie się pelagicznych osadów węglanowych z planktonicznymi otwornicami czy ze stomiosferidami (Garlicka & Tarkowski 1980).

Rozwój sedymentacji węglanowej był wówczas hamowany procesami rozpuszczania, co skutkowało bulastością osadów, licznymi lukami stratygraficznymi, kondensacją stratygraficzną i anomaliami geochemicznymi (np. Brochwicz-Lewiński i in. 1984). Jeszcze we wczesnym oksfordzie wzrosło tempo sedymentacji węglanowej. Epizody ekstensji charakteryzujące się znacznymi różnicami miąższości, facji i przejawami syne-sedymentacyjnej działalności uskoków na pewno były widoczne już w kelowej, a spektakularnie zapisały się w rozprzestrzenieniu oksfordzkich zespołów biohermalnych i basenów międzybiohermalnych. Z obszaru podłoża zapadliska są znane także z kimerydu.

Zespoły biohermalne o równoleżnikowej rozciągłości notowano w obrębie Jury Polskiej (Matyja & Wierzbowski 2004), w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (niepublikowane dane B.A. Matyi) oraz w obszarze synklinorium miechowskiego (niepublikowane dane B.A. Matyi i A. Wierzbowskiego). Wapieni biohermalnych nie stwierdzono w północno-zachodnim obrzeżeniu. W północno-wschodnim obrzeżeniu, w rejonie Podgrodzie–Przepaść, konturują one we wczesnym oksfordzie krawędź tektoniczną o innej rozciągłości (por. Gutowski 1992).

Zasięg zespołów biohermalnych ku północy wiąże z zasięgiem zjawisk ekstensji w obrębie Tetys. Na Jurze Polskiej zespoły o takim przebiegu występują aż po Działoszyn (Matyja & Wierzbowski 2004), tyle że na północ od Zawiercia aż po Częstochowę pojawiają się w ich rozciągłości również kierunki NE–SW. Na południe od linii Zawiercie–Busko Zdrój, zarówno na obszarze Jury Polskiej, jak i podłoża zapadliska przedkarpackiego, równoleżnikowa rozciągłość zespołów biohermalnych jest wyraźna. Warto przy tym zauważyć, że tylko do linii Zawiercie–Busko Zdrój od północy sięgała wczesno-kimerydzka płytkowodna platforma węglanowa Gór Świętokrzyskich (por. wyżej). Z dużą dozą prawdopodobieństwa można uznać, że na południe od linii Zawiercie–Busko Zdrój w oksfordzie i wczesnym kimerydzie występowała strefa uskoków pasywnego obrzeża kontynentu. Odległości pomiędzy wyniesieniami podłoża (czyli pomiędzy skrzydłami wiszącymi uskoków), na którym rozwijały się oksfordzkie zespoły biohermalne, można wprost przełożyć na obrazy profili sejsmicznych takich obrzeży (np. Watts 1992; Picup i in. 1996). Dalej ku południowi zespoły biohermalne rozrastały się stratygraficznie i sięgały aż do tytonu, a udokumentowane kilkusetmetrowe zrzuty uskoków syne-sedymentacyjnych wskazują na intensywność zjawisk ekstensji. W basenie magurskim oceanu Tetys trwała wówczas sedymentacja mułów radiolariowych.

WNIOSKI

Rozwój obszaru położonego w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w synklinorium miechowskim, na Jurze Polskiej i w zapadlisku przedkarpackim w jurze wykazywał silne powiązania z rozwojem wydarzeń w basenie magurskim oceanu Tetys. Dźwignięcie strefy metakarpackiej we wczesnej jurze wiąza-

ło się z fazą ryftu kontynentalnego w obszarze Tetys. Późniejsze etapy ewolucji utworów jury wskazywały na coraz intensywniejsze zjawiska ekstensji. Maksimum rozprzestrzenienia zjawisk, związanych z ryftowaniem w strefie oceanicznej, przypadło w obszarze kratonicznym na środkowy kelowej – wczesny oksford (*Metis geotectonic event*) i oksfordzki okres rozwoju megafacji gąbkowej. Zjawiska regresji, charakteryzujące się wycofywaniem megafacji gąbkowej i progradacją płytkowodnej platformy węglanowej, rozpoczęły się najwcześniej (doba Bifurcatus) na północno-wschodnim obrzeżeniu. Nieco później (doba Bimammatum) platforma sforsowała oś bruzdy śródpolskiej na północ od rozłamu świętokrzyskiego, a pod koniec doby Planula dotarła na południowo-zachodnie obrzeżenie. Platforma ta nie przekroczyła linii Zawiercie–Busko Zdrój. Koniec rozwoju platformy węglanowej był na całym obszarze obrzeżenia synchroniczny i przypadł na koniec doby Hypselocyclum. Od momentu wycofania się megafacji gąbkowej związków opisywanego obszaru z wydarzeniami w basenie magurskim trudno się doszukać. Natomiast obszar położony na południe od linii Zawiercie–Busko Zdrój nadal był pod wpływem rozwoju obszaru Tetys. Megafacja gąbkowa utrzymywała się tu do początku tytonu, dzieląc się facjalnie obszarem z sedimentacją wapienno-marglistą i rejestrując rozprzestrzenieniem bioherm i skalą rozmiarów uskoków synsedymencyjnych reżim ekstensyjny. Jest bardzo prawdopodobne, że obszar ten znajdował się w późnej jurze już poza obszarem szelfu.

LITERATURA

- ATROPS F. 1982 — La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du sud-est de la France; systématique, évolution, chronostratigraphie des genres Orthosphinctes et Ataxioceras. *Documents des Laboratoires de Géologie Lyon*, **83**: 1–463.
- ATROPS F. & FERRY S. 1989 — Sequence stratigraphy and changes in the ammonite fauna (Upper Jurassic SE France). W: *2eme Congres Français de Sédimentologie, Mesozoic Eustasy Record on Western Tethyan Margin*, Lyon: 7–9.
- BARSKI M. 1999 — Stratygrafia jurajskich czarnych ilów z odsłoneń w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na podstawie cyst Dinoflagellata. *Przegląd Geologiczny*, **47** (8): 718–722.
- BARSKI M. & MATYJA B.A. 2008 — Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego w oparciu o mikroskamieniałości. *Kwartalnik AGH Geologia*, **34** (3/1): 163–164.
- BARSKI M., MATYJA B.A., SEGIT T. & WIERZBOWSKI A. 2012 — Early to Late Bajocian age of the „black flysch” (Szlachtowa Fm.) deposits: implications for the history and geological structure of the Pieniny Klippen Belt, Carpathian. *Geological Quarterly*, **56** (3): 391–410.
- BIRKENMAJER K. 1986 — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, **88**: 7–32.
- BOILLOT G. 1981 — Geology of the continental margins. Longman Group Ltd.
- BOMBITA G. & POP G. 1991 — Mesozoic formations from Poiana Botizii, Pieniny Klippen Belt of Romania. *Geologica Carpathica*, **42** (3): 139–146.
- BOMBITA G. & SAVU H. 1986 — Sur les roches volcaniques associées aux Klippes Piénines de Poiana Botizii (Maramuresh Roumainm). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **56**: 337–348.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., GAŚIEWICZ A., KRUMBEIN W.E., MELENDEZ G., SEQUEIROS L., SUFFCZYŃSKI S., SZATKOWSKI K., TARKOWSKI R. & ŻBIK M. 1984 — Anomalia geochemiczna na pograniczu jury środkowej i górnej w południowej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, **32** (12): 647–649.
- DADLEZ R. 1997 — Epicontinental basin in Poland: Devonian to Cretaceous – relationships between the crystalline basement and sedimentary infill. *Geological Quarterly*, **41** (4): 419–431.
- DADLEZ R. 1998 — Epikontynentalne baseny sedimentacyjne w Polsce, od dewonu po kredę – zależności rozwoju od budowy skorupy krystalicznej. [W:] M. Narkiewicz (red.), *Analiza basenów sedimentacyjnych Niżu Polskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **165**: 17–30.
- DEMBICZ K. & PRASZKIER T. 2003 — Stratygrafia, mikrofacje i środowisko sedimentacji osadów keloweju z profilu Włodowice koło Zawiercia. *Tomy Jurajskie*, **1**: 35–48.
- DZIADZIO P., GAŹDZICKA E., PLOCH I. & SMOLEŃ J. 2004 — Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in Central and SE Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **74**: 125–196.
- GARLICKA I. & TARKOWSKI R. 1980 — Biostratigraphy and microfacies development of the Lower and Middle Oxfordian at Żalas (Cracow region). *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, **28**: 59–68.

- GEDL P. 2008 — Organic-walled dinoflagellate cyst stratigraphy of dark Middle Jurassic marine deposits of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, **131**: 7–227.
- GIŻEJEWSKA M. 1974 — Stratigraphy and paleontology of the Callovian in the southern and western margins of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **24** (2): 365–406.
- GIŻEJEWSKA M. & WIECZOREK J. 1977 (1976) — Remarks on the Callovian and Lower Oxfordian of the Zalas Area (Cracow Upland, Southern Poland). *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, **24**: 167–175.
- GLĄZEK J. & KUTEK J. 1976 — Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. *Przewodnik XLVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Starachowice: 14–51.
- GUTOWSKI J. 1992 — Górny oksford i kimeryd północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Maszynopis pracy doktorskiej. Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.
- GUTOWSKI J. 1998 — Oxfordian and Kimmeridgian of the north-eastern margin of the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Geological Quarterly*, **42** (1): 59–72.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1996 — Rozwój paleogeograficzny niecki miechowskiej i jego strukturalne uwarunkowania w późnym triasie oraz wczesnej i środkowej jurze. *Prace Instytutu Geografii WSP w Kielcach*, **1**: 77–92.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1997 — Propagation of the south-eastern segment of the Polish Trough connected with bounding fault zones (from Permian to the Late Jurassic). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Series IIA*, **324**: 793–803.
- IMMENHAUSER A. 2009 — Estimating palaeo-water depth from the physical rock record. *Earth-Science Reviews*, **96**: 107–139.
- JĘDRYS J., GRABOWSKA T., KRAJEWSKI M., MATYSZKIEWICZ J. & ŻABA J. 2004 — Założenia strukturalne górnourajskich budowli węglanowych na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej w świetle danych magnetycznych. [W:] J. Partyka (red.), Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, t. 1, Przyroda: 19–26. Wyd. Ojcowski Park Narodowy, Ojców.
- JUREWICZ E. 2005 — Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta Geologica Polonica*, **55** (5): 295–338.
- KARASZEWSKI W. & KOPIK J. 1970 — Jura dolna. *Prace Instytutu Geologicznego*, **56**: 65–98.
- KOPIK J. 1998 — Jura dolna i środkowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **378**: 67–120.
- KUTEK J. 1968 — Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, cz. 1, Stratygrafia. *Acta Geologica Polonica*, **18** (3): 493–586.
- KUTEK J. 1994 — Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. *Acta Geologica Polonica*, **44** (3–4): 168–221.
- KUTEK J. 1996 — Obszar niecki nidziańskiej jako część polskiego permsko-mezozoicznego basenu ryftowego. *Prace Instytutu Geografii WSP w Kielcach*, **1**: 51–68.
- KUTEK J. 2001 — The Polish Permo-Mesozoic Rift Basin. [W:] P.A. Ziegler i in. (red.), Peri-Tethys Memoir 6: Peri Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. *Mémoires du Muséum d'histoire naturelle*, **186**: 213–236.
- KUTEK J. & GLĄZEK J. 1972 — The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geologica Polonica*, **22** (4): 603–653.
- KUTEK J., MATYJA B.A., RADWAŃSKI A. & WIERZBOWSKI A. 1992 — Large quarry of cement works at Małogoszcz; Kimmeridgian. [W:] Oxfordian & Kimmeridgian Joint Working Groups Meeting. Guide Book and Abstracts: 30–34. Warszawa.
- LEWANDOWSKI M., AUBRECHT R., KROBICKI M., MATYJA B.A., REHAKOVA D., SCHLOGL J., SIDORCZUK M. & WIERZBOWSKI A. 2006 — Palaeomagnetism of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians): evidence for low-latitude origin and palaeogeographic dispersion of the Upper Jurassic carbonates. *Volumina Jurassica*, **4**: 56–58.
- LEWANDOWSKI M., KROBICKI M., MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 2005 — Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathians, Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **216**: 53–72.
- MATYJA B.A. 1977 — The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **27** (1): 41–64.
- MATYJA B.A. 2009 — Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Foredeep area. *Geological Quarterly*, **53** (1): 49–62.

- MATYJA B.A. 2011 — Płytkowodna platform węglanowa późnej jury na południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. [W:] Materiały konferencyjne „Jurassica IX”. Małogoszcz, 06–08 września 2011: 133–151.
- MATYJA B.A. & BARSKI M. 2007 — Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. *Tomy Jurajskie*, 4: 39–50.
- MATYJA B.A. & BARSKI M. 2009 — Zjawiska redepozycji w utworach górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego jako efekt synsedymencyjnej tektoniki. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 35 (3/1): 91–92.
- MATYJA B.A. & GIŻEJEWSKA M. 1979 — Distribution of Callovian and Lower Oxfordian ammonite faunas in Poland. *Acta Geologica Polonica*, 29 (2): 177–185.
- MATYJA B.A. & PISERAA. 1991 — Late Jurassic European sponge megafacies: general perspective. [W:] 3rd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Poitiers. Abstracts vol.: 81.
- MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 1985 — Rozwój sedymentacji i zróżnicowanie facjalne w jurze górnej struktury Zalesia. [W:] Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe: 19–29. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 1996 — Sea-bottom relief and bathymetry of late Jurassic sponge megafacies in Central Poland. *GeoResearch Forum*, 1–2: 333–340.
- MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 2004 — Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne utworów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej. [W:] J. Partyka (red.), Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, 1: 13–18. Ojców.
- MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 2006a — Field trip B2 – Julianka, coral colonization of the cyanobacteria-sponge bioherms at the turn of the Oxfordian and Kimmeridgian. [W:] A. Wierzbowski i in. (red.), International Congress on the Jurassic System, 6–18 September 2006, Kraków, Poland: 203–204.
- MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 2006b — The oceanic „Metis Geotectonic Event” (Callovian/ Oxfordian) and its implications for the Peri-Tethyan area of Poland. *Volumina Jurassica*, 4: 60–61.
- MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 2014 — Górna jura synkliny tomaszowskiej (północno-zachodnie obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). [W:] A. Feldman-Olszewska & A. Wierzbowski (red.), Jurajskie utwory synkliny tomaszowskiej. Jurassica XI. Przewodnik wycieczek terenowych, abstrakty i artykuły. Spała, 9–11.10.2014 r.: 9–20. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- MATYJA B.A., GUTOWSKI J. & WIERZBOWSKI A. 1989 — The open shelf – carbonate platform succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the SW margin of the Holy Cross Mts: stratigraphy, facies and ecological implications. *Acta Geologica Polonica*, 39 (1–4): 29–48.
- MATYJA B.A., KUTEK J. & WIERZBOWSKI A. 1988 — Opracowanie litologii, stratygrafii i map utworów jurajskich z obszarów wierzeń w skrzydłach synkliny tomaszowskiej: 1–110. Archiwum Zakł. Prac. Geol. Uniw. Warszawskiego, Warszawa.
- MATYSZKIEWICZ J., KRAJEWSKI M., TYC A., KRÓL K., KĘDZIERSKI J., JĘDRYS J. & ŚWIĄDER J. 2004 — Rozwój facjalny górnourajskiego kompleksu skał zegarowych koło Smolenia (Wyżyna Krakowsko-Wieluńska). [W:] J. Partyka (red.), Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, t. 1, Przyroda: 35–42. Wyd. Ojcowski Park Narodowy, Ojców.
- MORYC W. 2006 — Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Kraków–Pilzno. *Nafta-Gaz*, 62 (6): 263–282.
- MORYCOWA E. & MORYC W. 1976 — Rozwój utworów jurajskich na przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej-Szczucina. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 46 (1–2): 231–288.
- MORYCOWA E. & MORYC W. 2011 — Górnourajsko–?dolnokredowy kompleks węglanowy w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej-Szczucina (Przedgórze Karpat). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 447: 25–48.
- OBERMAJER M. 1986 — Mikrofacje i wiek formacji wapienia pienińskiego (tyton–barrem) jednostki Grajcarka we wschodniej części pienińskiego pasa skałkowego. *Przegląd Geologiczny*, 34 (6): 317–323.
- PAWŁOWSKA K. 1962 — Retyk i lias południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 6 (3): 436–446.
- PESZAT C. 1964 — Litologia jurajskich skał węglanowych między Tokarnią a Chmielnikiem. *Acta Geologica Polonica*, 14 (1): 1–78.
- PICKUP A.L.B., WHITMARSH R.B., FOWLER C.M.R. & RESTON T.J. 1996 — Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel, seismic reflection profile. *Geology*, 24 (12): 1079–1082.
- PIENKOWSKI G. 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute Special Papers*, 12: 1–154.

- POŻARYSKI W. 1976a — Ogólna charakterystyka tektoniczna mezozoiku świętokrzyskiego. [W:] Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Starachowice: 7–13.
- POŻARYSKI W. 1976b — Rozwój tektoniczny i facjalny młodszego mezozoiku na przekroju Starachowice–Anopol. [W:] Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Starachowice: 99–112.
- RÓŻYCKI S.Z. 1953 — Górny dogger and dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Prace Instytutu Geologicznego*, **17**: 1–412.
- RÓŻYCKI S.Z. 1955 — Parkinsonie, garantiany i strenocerasy z doggeru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geologica Polonica*, **5** (3): 305–341.
- SEGIT T., MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 2015 — The Middle Jurassic succession in the central sector of the Pieniny Klippen Belt (Sprzycne Creek): implications for the timing of the Czorsztyn Ridge development. *Geologica Carpathica* (w druku).
- SEILACHER A., MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 1985 — Oyster beds: morphologic response to changing substrate condition. *Lecture Notes in Earth Sciences*, **1**: 421–435.
- SIEMIĄTKOWSKA-GIŻEJEWSKA M. 1974 — Stratigraphy and paleontology of the Callovian in the southern and western margins of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **24** (2): 365–406.
- SOTÁK J., BIRÓN A. & SPIŠIAK J. 2002 — The blocky accumulation of ophicalcites in the front of the Magura Unit (Moravia): their fabric and possible origin from sea-floor oceanization. *Geologica Carpathica*, **53**: 48–48.
- ŚRODOŃ J., CLAUSER N., BANAŚ M. & WÓJTOWICZ A. 2006 — K-Ar evidence for Mesozoic thermal event superimposed on burial diagenesis of the Upper Silesia Coal Basin. *Clay Minerals*, **41**: 669–690.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., POLUHTOVIČ 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 Geologica Polonica*, **130**: 1–130.
- ŚWIETLIK B., URBANIEC A., HEJNAR J. & BOBREK L. 2011 — Nowe odkrycie tytońskich tintinidów w rejonie Sędziszowa Małopolskiego. [W:] Materiały konferencyjne „Jurassica IX”. Małogoszcz, 6–8 września 2011 r.: 7–26.
- 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.
- URBANIEC A., BOBREK L. & ŚWIETLIK B. 2010 — Litostratygrafia i charakterystyka mikropaleontologiczna utworów kredy dolnej w środkowej części przedgórza Karpat. *Przegląd Geologiczny*, **58** (12): 1161–1175.
- WATTS T. 1992 — The formation of sedimentary basins. [W:] G.C. Brown, C.J. Hawkesworth & R.C.L. Wilson (red.), *Understanding the Earth a new synthesis*. Cambridge University Press.
- WIDZ D. 1992 — Datation par les radiolaires jurassique de l'Unité de Grajcarek (Zones des klippen de Pieniny, Carpathes occidentales, Pologne). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **40** (2): 115–124.
- WIERZBOWSKI A. 1966 — Górny oksford i dolny kimerydy Wyżyny Wieluńskiej. *Acta Geologica Polonica*, **16** (2): 127–200.
- WIERZBOWSKA A., MATYJA B.A. & ŚLUSARCZYK-RADWAN D. 1983 — Nowe dane o górnej jurze Wyżyny Wieluńskiej i okolic Burzenina oraz jej znaczeniu surowcowym. *Kwartalnik Geologiczny*, **25** (3): 517–533.
- ZATOŃ M. 2011 — Diversity dynamics of ammonoids during the latest Bajocian and Bathonian (Middle Jurassic) in the epicratonic Polish Basin. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **91** (2): 89–99.

KREDA OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Ireneusz WALASZCZYK, Zbigniew REMIN

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: i.walaszczyk@uw.edu.pl

Słowa kluczowe: inwersja, eustatyka, ewolucja tektoniczna, kreda górna, bruzda duńska-polsko, antyklinorium śródpolskie.

WSTĘP

Obszar obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich daje bezpośredni wgląd w sekwencje kredowe pogranicza antyklinorium śródpolskiego i przelegających do niego, odpowiednio od NE i SW, synklinoriów brzeżnego i nidziańskiego. Pomimo że odsłonięcia na tym obszarze reprezentują niepełny zapis systemu kredowego, to dają możliwość bardzo precyzyjnych badań facjalnych i chronostratygraficznych, niezbędnych do poprawnego zrozumienia ewolucji kredowej południowo-wschodniej Polski. Wyniki tych badań są również dobrą podstawą poprawnej kalibracji (facjalnej, chronostratygraficznej) dostępnego do badań materiału wiertniczego i geofizycznego. W konsekwencji sekwencje kredowe obrzeżenia permsko-mezozoicznego stanowią od dawna cel intensywnych badań.

Jednym z najważniejszych celów prowadzonych ostatnio prac jest odtworzenie późnokredowej ewolucji świętokrzyskiego segmentu bruzdy duńsko-polskiej oraz rozwiązanie problemu jej ostatecznej inwersji tektonicznej. Dwie interpretacje ewolucji tej części bruzdy oraz czasu i następstwa zdarzeń prowadzących do jej ostatecznej inwersji przedstawiono w literaturze: (1) interpretację zakładającą bardzo wczesne (subhercyńskie) ruchy wznoszące (niekoniecznie połączone z emersją), zaznaczające się w zapisie kredy już w koniaku (?najmłodszym turonie) (np. Pożaryski 1960; Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska 1988; Krzywiec 2000; Krzywiec i in. 2009); oraz (2) interpretację zakładającą początek ruchów inwersyjnych dopiero w późnym mastrychie (np. Kutek & Głazek 1972; Hakenberg & Świdrowska 1998; Świdrowska & Hakenberg 1999; Świdrowska 2007).

Obie interpretacje oparto na tej samej faktografii geologicznej: geometrii sekwencji kredowych (głównie gradientów miąższości w przekrojach prostopadłych do rozciągłości antyklinorium) oraz rozkładzie facji. Zaprezentowane poniżej nowe dane i/lub reinterpretacje faktów znanych wcześniej pokazują, że żadna z interpretacji, w ich obecnym kształcie, nie tłumaczy ewolucji tektonicznej całego obszaru świętokrzyskiego. W tym kontekście pokazano również potencjał danych dotyczących zmian eustatycznych oraz biogeograficznych.

W niniejszym opracowaniu wzięto pod uwagę tylko utwory albu i kredy górnej, natomiast zupełnie pominięto problematykę „neokomu”.

CHARAKTERYSTYKA TERENU

Kreda obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich to formalnie kreda należąca do północno-wschodniej części synklinorium nidziańskiego oraz południowo-zachodniej części synklinorium warszawsko-lubelskiego (fig. 1). Wychodnie na tym ostatnim obszarze są najlepiej poznane w tak zwanym „profilu środkowej Wisły”, w ciągu odsłoneń wzdłuż doliny Wisły, od miejscowości Opoka Duża na południu po Puławę na północy. W niecce nidziańskiej odsłonięcia są rozrzucone po całym obszarze. Obraz kredy dopełniają odsłonięcia południowej Lubelszczyzny, szczególnie Rostocza.

BIOSTRATYGRAFIA I CHRONOSTRATYGRAFIA

Podstawy stratygrafii albu–kredy górnej omawianego terenu zostały wypracowane przez Samsonowicza (1925, 1934), Pożaryskiego (1938, 1947, 1948), Kongiela (1962) i Cieślińskiego (1959, 1960, 1963). Intensywne prace prowadzone w późniejszych latach doprowadziły do dzisiejszego stanu rozpoznania

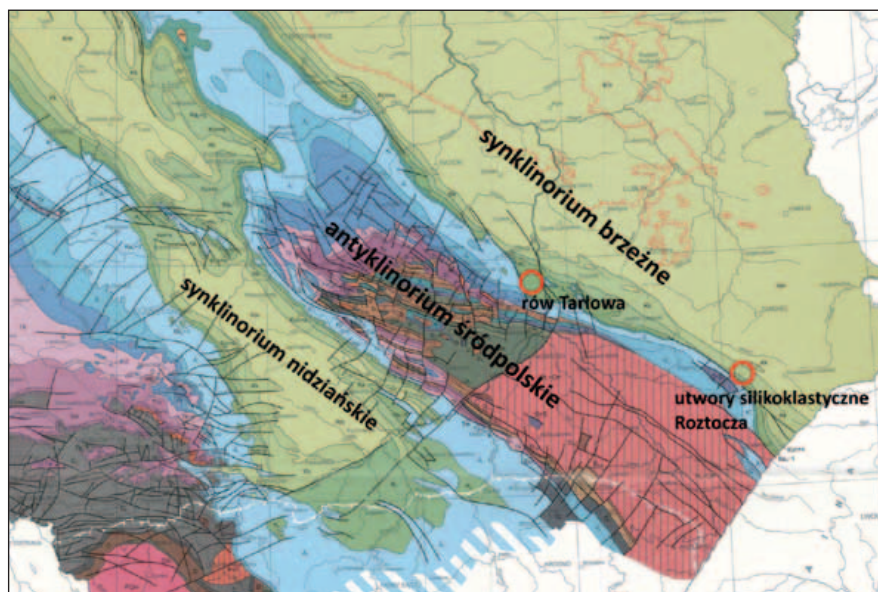


Fig. 1. Mapa geologiczna południowo-wschodniej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez i in. 2000) z lokalizacją rowu Tarłowa oraz wystąpień utworów silikoklastycznych Rostocza

	inoceramy	belemnity	amonity	otwornice
MASTRYCHT				
	GÓRNY	<i>Belemnella kazimiroviensis</i>	<i>H. c. john-jagti</i> <i>Hoploscaphites constrictus crassus</i> <i>H. c. livensis</i>	<i>Anomalinoidea pinguis</i>
	DOLNY	<i>Belemnella junior</i>		
		<i>Trochoceras radiosus</i>		
KAMPAN				
	GÓRNY	<i>Endocostea typica</i>	<i>Bln. sp. F</i> <i>Bln. sp. G</i> <i>Bln. vistulensis</i>	<i>Angulogavelinella gracilis</i>
		"Inoceramus" <i>redbirdensis</i>	<i>Bln. inflata</i>	
		<i>Trochoceras costaeus</i>	<i>Belemnella lanceolata</i>	
		"Inoceramus" <i>inkermanensis</i>	<i>Nostoceras hyatti</i>	
		"Inoceramus" <i>altus</i>		<i>Rosita contusa</i>
		<i>Sphaeroceras pertenuiformis</i>		
		"Inoceramus" <i>tenuilineatus</i>	<i>Belemnella langei</i>	<i>Didymoceras donezianum</i>
		<i>Cataceramus subcompresus</i>	<i>Bostrychoceras polyplacum</i>	<i>Bolivinoidea millaris</i>
		"Inoceramus" <i>azerbaydżanensis</i> <i>- vorhelmsensis</i>	<i>Belemnella mucronata</i>	<i>Stensioeina beccariiformis</i>
SANTON				
		<i>Sphaeroceras sarumensis</i> <i>- Cataceramus doriensis</i>	<i>Gonioteuthis granulata quadrata</i> <i>Gonioteuthis granulata granulata</i>	<i>Gavelinella monterelensis</i> <i>Bolivinoidea decoratus</i>
		<i>Sphenoceras patootensisiformis</i>	<i>Gonioteuthis westfalica granulata</i>	<i>Globotruncana fornicata</i>
		<i>Sphenoceras pinniformis</i>	<i>Kitchinites emscheris</i> <i>- Nowakites savini</i>	<i>Globotruncana lapparenti</i>
		<i>Cladoceras undulaticulatus</i>	<i>Actinocamax verus</i>	

	inoceramy	belemnity	amonity	otwornice
KONIAK				
	GÓRNY	<i>Sph. pachti</i> <i>Ma. subquadratus</i>	<i>Tenaxites pseudotenaxites</i> <i>Paratenaxites serratomarginatus</i>	
	SR	<i>V. involutus</i> <i>V. koeneni</i> <i>I. gibbosus</i> <i>Cr. d. deformis</i>		
	DOLNY	<i>Cr. crassus inconstans</i> <i>Cr. waltersdorfensis hanoverensis</i> <i>Cr. deformis erectus</i>		<i>Marginotruncana coronata</i>
TURON				
	GÓRNY	<i>Cr. waltersdorfensis</i> <i>Myt. scupini</i> <i>Myt. incertus</i> <i>I. perplexus</i>	<i>Forresteria petrocariensis</i>	
	SR	<i>I. lamarcki</i> <i>I. apicalis</i> <i>Myt. hercynicus</i> <i>Myt. subhercynicus</i>		
	DOLNY	<i>Myt. mytiloides</i> <i>Myt. kossmati</i> <i>Myt. pueblensis</i>		<i>Helvetaglobotruncana helvetica</i>
CENOMAN				
	GÓRNY	<i>Myt. hattini</i>	<i>Praeactinocamax plenus</i>	<i>Calycoceras naviculare</i>
	SR	<i>I. pictus</i>		<i>Rotalipora cushmani</i>
	DOLNY	<i>I. atlanticus</i> <i>I. schoendorfii</i>		<i>Acanthoceras rhotomagensis</i>
		<i>I. virgatus</i> <i>I. crippei</i>	<i>Neohibolites minimus</i>	<i>Mantelliceras mantelli</i>

Sph. = *Sphenoceras*
Ma. = *Magadiceramus*
V. = *Valviceramus*
Cr. = *Cremnoceras*
Myt. = *Mytiloides*
I. = *Inoceramus*

H. c. = *Hoploscaphites constrictus*
Bln. = *Belemnella*
Blit. = *Belemnitella*

Fig. 2. Biostratygrafia kredy górnej Polski pozakarpackiej na podstawie inoceramów, amonitów, belemnitów i otwornic oraz jej interpretacja chronostratygraficzna

biostratygraficznego wiodących grup paleontologicznych (amonyty, belemnity, inoceramidy, otwornice): Marcinowski (1974, 1975, 1980), Gaździcka (1978), Błaszczewicz (1980), Peryt (1980), Walaszczyk (1987, 1992, 2004), Gawor-Biedowa (1992), Walaszczyk i Peryt (1998), Jagt i in. (2004), Machalski i in. (2004), Machalski (2005a, b, 2012), Remin (2004, 2012, 2015), Voigt i in. (2008), Dubicka i Peryt (2012), Keutgen i in. (2012), Jurkowska (2015). Rozpoznanie to jest podstawą chronostratygraficznej interpretacji kredy górnej pozakarpacciej Polski (fig. 2), opartej niemal wyłącznie na biostratygrafii; badania izotopowe oraz magnetostratygraficzne obejmują niewielkie wybrane fragmenty zapisu górnokredowego (Plasota i in., 2015; Remin i in. 2015b).

GEOMETRIA SEKWENCJI KREDOWYCH W POŁUDNIOWO-ZACHODNIM I PÓŁNOCNO-WSCHODNIM OBRZEŻENIU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

W przełomowej pracy Kutka i Głazka (1972, s. 629 oraz fig. 5) wzrost miąższości w kierunku Gór Świętokrzyskich w sekwencjach górnokredowych niecki nidziańskiej oraz północno-wschodniego obrzeżenia był jednym z głównych argumentów na rzecz istnienia na tym obszarze depocentrum w osiowej części bruzdy duńsko-polskiej co najmniej po początek mastrychtu. Podobne wnioski

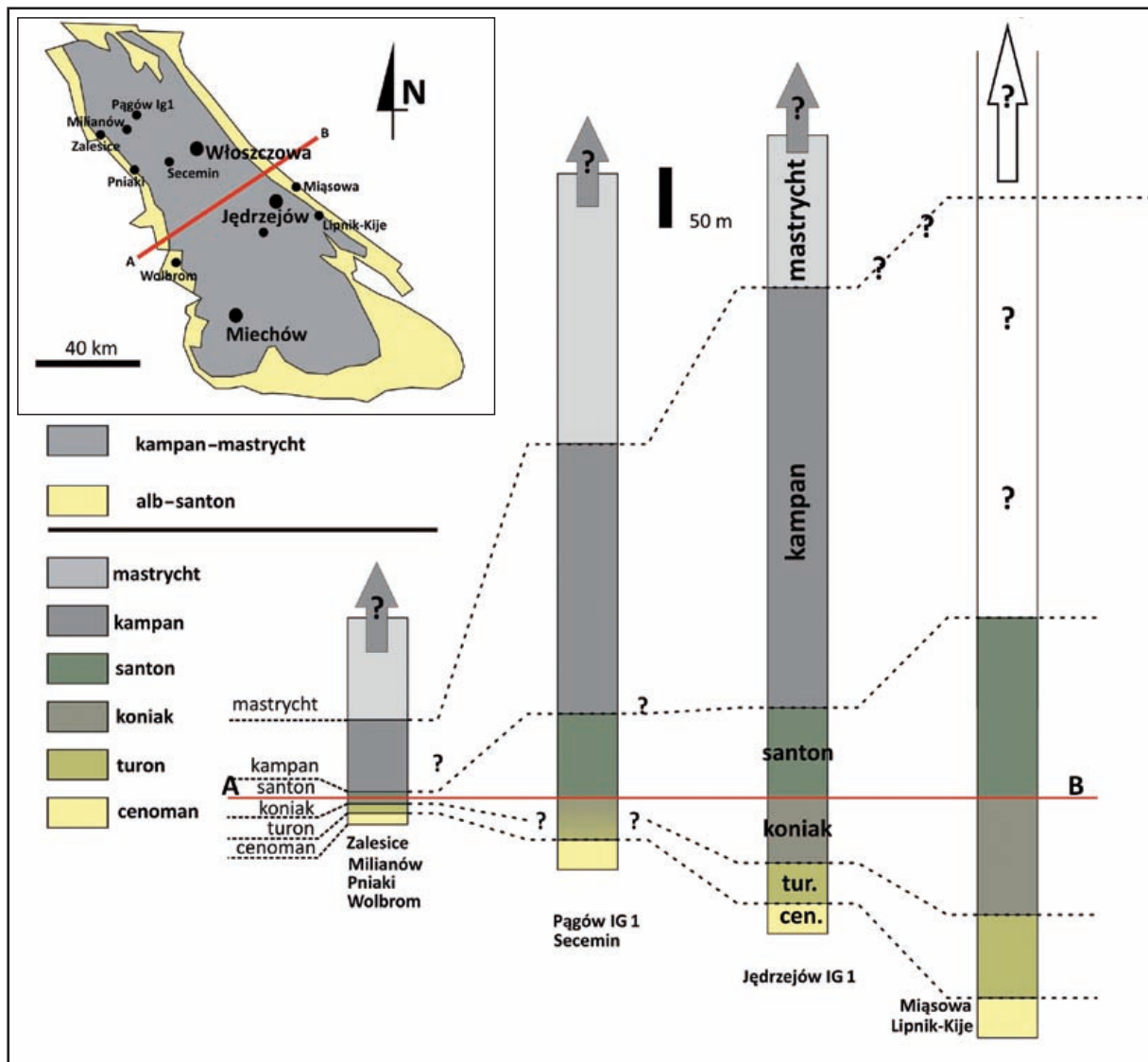


Fig. 3. Korelacja profili kredy górnej synklinorium nidziańskiego, poprzecznie do osi synklinorium

zostały sformułowane przez Świdrowską i Hakenberga (1999), którzy stwierdzili, że „w żadnym z pięter kredowych nie stwierdzono zmniejszania się miąższości w kierunku obszaru epigenetycznie pozba-
wionego osadów”. Nowe dane dostarczone przez wysokorozdzielcze przekroje sejsmiczne pokazały, że przynajmniej na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest inaczej (zobacz Krzywiec 2000; Krzywiec i in. 2009); od koniak (późnego turonu) depocentrum przesunęło się wyraźnie ku NE. W rejonie położonym tuż na NE od strefy uskokowej Nowe Miasto-Zawichost, w kampanie i mastrychcie jest dobrze widoczna synteektoniczna progradacja redeponowanych osadów w kierunku NE. Podobny trend zaznacza się również dalej ku wschodowi (Krzywiec i in. 2009). Publikowane interpretacje pokazujące odwrotny trend oparto na korelacjach, które nie zawsze są izochroniczne. Przyczyną tego jest często adaptacja w jednym przekroju różnych schematów chronostratygraficznych, najczęściej bio-chronostratygraficznych.

Dobrze widoczna w omawianych przekrojach na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia śród-późnokredowa inwersja nie jest widoczna w kredzie niecki nidziańskiej. Tu wyraźny trend wzrostu miąższości poszczególnych pięter kredy w kierunku osi bruzdy jest dobrze widoczny od cenomanu przynajmniej po kampan (fig. 3; Heller & Moryc 1984; Walaszczyk 1992; Jurkowska 2015). Inwersja zaznacza się w mastrychcie, ale widoczna jest bardziej w zmianie facjalnej aniżeli w zmianie geometrii (Heller & Moryc 1984; Jurkowska 2015). W albie obszar dzisiejszej niecki nidziańskiej był wyniesiony w centralnej części; obszary obniżone znajdowały się w jego południowo-zachodniej oraz północno-wschodniej części. Na granicy albu i cenomanu doszło do inwersji w osiowej części obszaru i do powstania silnie subsydującej strefy (Hakenberg 1978; Hakenberg & Świdrowska 1998). Od turonu zaznacza się wyraźny przyrost subsydencji w stronę dzisiejszych Gór Świętokrzyskich. Taki układ trwał aż po santon (Walaszczyk 1992, fig. 28). Na przełomie santonu i kampanu doszło do wyraźnej rozbudowy całego basenu ku SW; na obszarze dzisiejszej monokliny śląsko-krakowskiej pojawiły się facje pelagiczne, z bardzo słabo zaznaczającym się wpływem obszarów alimentacyjnych lub bez tego wpływu (Rutkowski 1965; Jurkowska 2015). W tym kierunku basen mógł sięgać daleko ku zachodowi. W kampanie i mastrychcie gradient subsydencji utrzymywał się w kierunku świętokrzyskim (zob. Heller & Moryc 1984; Jurkowska 2015). W niecce nidziańskiej brak jest udokumentowanego górnego mastrychtu.

ROZKŁAD FACJI

Rozkład facji albu i kredy górnej na obszarach przylegających do Gór Świętokrzyskich jest drugim argumentem wykorzystywanym w interpretacjach ewolucji bruzdy duńsko-polskiej oraz przejawów jej ewolucji paleotektonicznej (Pożaryski 1960; Kutek & Głazek 1972; Hakenberg & Świdrowska 1998; Świdrowska & Hakenberg 1999; Leszczyński 2012). Ogólny obraz facjalny wygląda następująco: głównie silikoklastyczny alb jest przykryty silikoklastyczno-węglanowym cenomanem. Cenoman stopniowo staje się coraz bardziej węglanowy; od turonu po mastrycht dominują facje węglanowe. Facje turonu–mastrychtu są dosyć homogeniczne i nie pozwalają na wyciąganie prostych wniosków środowiskowych. Interpretację głębokościową (np. Świdrowska & Hakenberg 1999; Leszczyński 2012) facji węglanowych oparto bardziej na ich dystrybucji geograficznej i założeniu, że facje znajdujące się bliżej osi bruzdy reprezentują głębsze partie zbiornika, aniżeli na analizie środowiskowej samych facji. Stąd wnioski batymetryczne prezentowane w literaturze nie muszą być prawdziwe. Wydaje się, że bardziej przekonująca jest interpretacja poszczególnych facji (opoki, margle, kreda pisząca) jako funkcji odległości od obszarów alimentacyjnych niż głębokości zbiornika (zobacz też uwagi u Leszczyńskiego 2012).

Poza głównymi facjami, które są bardzo trudne do interpretacji, w kredzie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich są widoczne facje pojawiające się efemerycznie, które dają (potencjalnie) dobry wgląd w ewolucję środowiskową i paleotektoniczną obszaru. Są to: wapienie janikowskie, opoki płytowe i silikoklastyczne utwory środkowego Rostocza. Istotny jest również wyraźny wzrost udziału materiału kwarcowego (frakcji piaszczystej) w utworach węglanowych obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Wapienie janikowskie i opoki płytowe. Wapienie janikowskie (Łuniewski 1923; Samsonowicz 1934; Pożaryski 1948; Alexandrowicz 1978; Walaszczyk 1992), znane z rowu Tarłowa, w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich są wykształcone jako mszywiolowo-krynoidowe wapienie organodetrytyczne, drobnoziarniste, z okruchami małżów, ramienionogów i z niewielką domieszką kwarcu (zobacz również Sujkowski 1931). Wapienie te, interpretowane wcześniej jako rafa mszywiolowa (Pożaryski 1956), reprezentują utwory płytkowodne sięgające – przynajmniej czasami – do podstawy falowania. Powstawały one z niszczenia raf, zajmujących jeszcze płytsze strefy basenu dalej ku południowi, w kierunku dzisiejszych Gór Świętokrzyskich. Facja kontynuuje się dalej ku NE, przechodząc stopniowo we wczesno-późnoturońskie opoki. Wapienie mszywiolowe nie są unikatową facją dla omawianego obszaru; facja ta występuje także dalej ku SE, na zachodniej Ukrainie (np. Senkovskij 1977). Na podstawie otwornic, superpozycji oraz nielicznych inoceramów wapienie janikowskie wydatowano na wczesny późny turon.

W środkowej i północnej części rowu Tarłowa, na północ i północny wschód od wapieni janikowskich, występują opoki płytowe, rozpoznane przez Pożaryskiego (1948). Są to warstwy opok z wyraźnie ukierunkowanym ułożeniem spikul gąbek oraz z wyraźnie różnym, w stosunku do opok występujących poniżej i powyżej, zespołem mięczaków; pojawia się w nich płytkowodny zespół małżów i ślimaków. Opoki płytowe wydatowano na wczesny późny turon.

Wapienie janikowskie i opoki płytowe są zatem starsze niż najwcześniejsze przejawy ruchów inwersyjnych (Krzywiec i in. 2009), datowanych na najpóźniejszy turon. Wapienie janikowskie oraz opoki płytowe wyraźnie wskazują na epizod spłylenia. Sekwencje leżące powyżej wskazują na szybki powrót do warunków wcześniejszych. Wydaje się, że spłylenie zapisane przez te facje reprezentuje zapis globalnie rozpoznawalnego epizodu bardzo znaczącej śród-późnoturońskiej regresji (zobacz np. Haq i in. 1988; Hancock 1989). Oznacza to również, że już we wczesnym późnym turonie na południe od dzisiejszego rowu Tarłowa, czyli na obszarze sugerowanej bruzdy duńsko-polskiej, było płycej, chociaż bez śladów emersji. W tym samym czasie w południowo-zachodnim obrzeżeniu zaznaczył się wyraźny wzrost subsydencji oraz transport materiału ku obszarowi bruzdy (zobacz Walaszczyk 1992).

Utwory silikoklastyczne środkowego Róztocza. Na środkowym Róztocz, tuż przy kontakcie z antyklinorium dolnego Sanu, w rejonie Tereszpoła, Szozdów i Narola (fig. 4), występują utwory piaszczyste (piaskowce wapniste/ wapienie piaszczyste) datowane na środkowy kampan (w jego trójdzielny podziale – zobacz fig. 2). Ku N i NE facje piaszczyste przechodzą stopniowo w opoki z niewielką domieszką kwarcu i dalej w „czyste” opoki (fig. 4). Badany rejon znajduje się w obrębie „depresji Biłgoraja”, jednego z silnie subsydujących regionów południowej Lubelszczyzny, wyróżnionych przez Jaskowiak-Schoeneichową i Krassowską (1988). Przekop linii kolejowej między Tereszpołem a Szozdami ukazuje 30–40-metrowej miąższości sekwencję, o wyraźnie zaznaczonej cykliczności typowej dla środowisk delty (zobacz Remin i in. 2015a). Poszczególne cyklotemy mają niewielką miąższość, ok. 3–5 m, i są kompletnie lub niekompletnie wykształcone. Środkowe i górne człony cyklotemów zawierają najczęściej sporo szczątków roślinnych, często uwęglonych. W najniższym członie występuje fauna morska, chociaż szczątki roślinne również mogą obficie występować. Wstępne badania palinologiczne wskazują na przemienne występowanie pełnomorskich i częściowo wysładzających się środowisk. Obecność występującej miejscami masowo materii organicznej pochodzenia lądowego wskazuje na bliskość lądu. Sedymentacja musiała odbywać się na rozległych płycinach obrzeżających wypiętrzony ląd, znajdujący się na południe od dzisiejszego Róztocza, zatem gdzieś na obszarze odpowiadającym antyklinorium dolnego Sanu (fig. 4).

Podobnie jak w przypadku wapieni janikowskich, rozwój płytkomorskiej sedymentacji i jej wkroczenie ku N, na południowe obszary dzisiejszej Lubelszczyzny, mógł być częściowo wywołany regresją na pograniczu środkowego i późnego kampanu i/lub wyniesieniem obszaru lądowego znajdującym się na południe („ląd dobrudsko-łysogórski” Samsonowicza 1925; wyspa „krukienicka” Pasternaka i in. 1987). Architektura i geneza tych utworów wskazują na wyraźny gradient morfologiczny dna późnokampańskiego basenu dzisiejszego Róztocza (w kierunku S–N) z obszarem wyniesionym znajdującym się na południu, na obszarze sugerowanej bruzdy duńsko-polskiej (fig. 4).

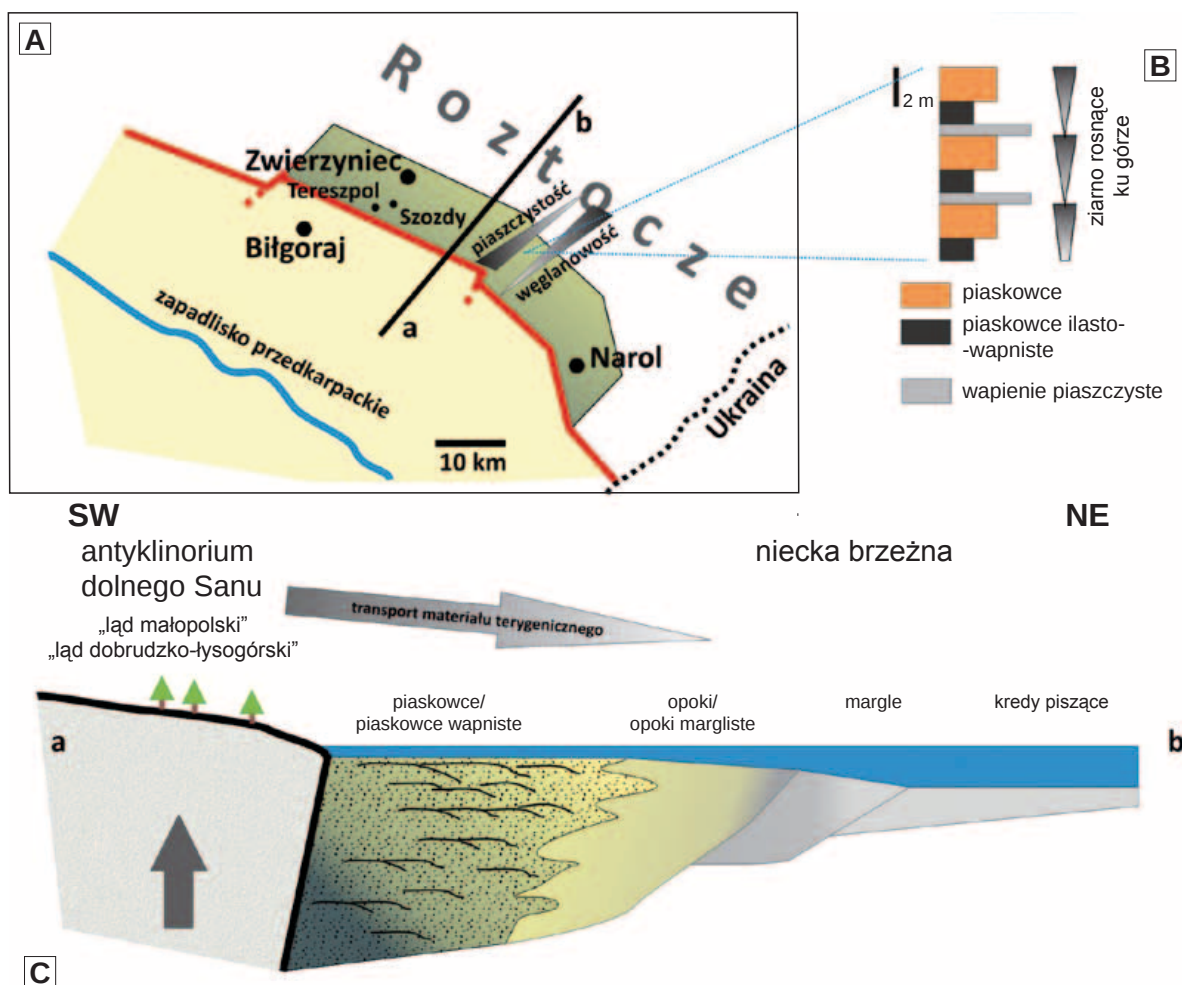


Fig. 4. Utwory silikoklastyczne Roztocza

A. Lokalizacja utworów silikoklastycznych środkowego Roztocza, a–b – linia przekroju na figurze 4C. B. Schematyczny profil sekwencji deltowej. C. Interpretacja depozycyjna, strukturalna i środowiskowa obszaru w przekroju SW–NE

Materiał silikoklastyczny w utworach węglanowych obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Terygeniczny, piaszczysty materiał kwarcowy występuje dość powszechnie w niektórych interwałach przeważnie węglanowej, turońsko-mastrychckiej sekwencji obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W północno-wschodnim obrzeżeniu jest to głównie górny koniak i santon oraz, w niektórych częściach, górny kampan–mastrycht (rejon Radomia) (zobacz też Cieśliński & Pożaryski 1970). Górny koniak w profilu Wisły jest reprezentowany przez mułowce piaszczyste. W południowo-zachodnim obrzeżeniu regularnie kwarc pojawia się dopiero w mastrychcie. Z licznym kwarcem często współwystępuje materiał roślinny (Cieśliński & Milakovic 1962; Cieśliński & Pożaryski 1970; zob. również Halamski 2013). Wspominane w literaturze piaskowce z Motkowic, w południowo-zachodnim obrzeżeniu, datowane pierwotnie na mastrycht i przywoływane jako argument na rzecz emersji obszaru świętokrzyskiego w tym czasie (Rutkowski 1965), są wieku miocenkiego (zob. dyskusja w Machalski i in. 2004).

W kampanie i mastrychcie niecki miechowskiej występują wyraźne horyzonty z glaukonitem oraz podwyższoną zawartością kwarcu terygenicznego, ale są to horyzonty zwolnionej sedimentacji (Rutkowski 1965; Jurkowska 2015). W południowo-zachodniej części niecki miechowskiej materiał terygeniczny, często we frakcji zlepieńcowatej, jest znany z turonu i koniak.

Obecność kwarcu (i flory) nie była traktowana jako bezpośredni dowód na wyniesienie bruzdy; obszary alimentacyjne mogły znajdować się na południe lub południowy zachód od basenu (Kutek & Głazek 1972; Hakenberg & Świdrowska 1998; Świdrowska & Hakenberg 1999). Chociaż się zga-

dzamy, że obecność kwarcu terygenicznego jest słabym argumentem, to ważne jest, że kwarc terygeniczny występuje głównie w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Gdyby przyjąć obraz paleogeograficzny z najgłębszą partią bruzdy w części osiowej dzisiejszego antyklinorium śród-polskiego, trudno byłoby wytłumaczyć obecność kwarcu w rejonie Radomia (NE obrzeżenie) dostawą z południa bądź południowego zachodu i jego jednoczesny brak w równowiekowych utworach południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Jeżeli weźmie się pod uwagę geometrię utworów górnokredowych na linii Radomia (Krzywiec i in. 2009), wydaje się, że sugerowany przez Pożaryskiego (1960) obszar alimentacyjny w postaci rosnącej antykliny Gielniowa dobrze tłumaczy występowanie kwarcu terygenicznego w tym rejonie.

TEKTONIKA VS. EUSTATYKA

Na obszarze świętokrzyskim wszelkie objawy podwyższonej dynamiki środowiska lub uaktywnianie się obszarów alimentacyjnych składano na karb tektoniki. W późnej kredzie amplitudy wahań eustatycznych były jednak na tyle duże, że mogły dawać podobne efekty w zapisie facjalnym. Precyzyjne datowania są zatem podstawą rozróżnienia między efektami tektonicznymi a eustatycznymi.

PALEOBIOGEOGRAFIA/ PALEOGEOGRAFIA

Spodziewanym efektem pojawienia się wyniesienia w obrębie bruzdy duńsko-polskiej mogły być zmiany paleogeograficzne, które z kolei mogły przełożyć się na różnice paleobiogeograficzne na badanym obszarze. Jest to jedno z trudniejszych zagadnień do badań, gdyż różnice między obszarami po obu stronach wyniesienia mogły być bardzo subtelne i zapisywać się tylko w wąskich interwałach stratygraficznych. Ponadto zależą one również od ponadregionalnego stopnia zróżnicowania biogeograficznego, możliwego do odczytania w zapisie kopalnym. Badania precyzyjnie wybranych horyzontów są planowane.

Przykładem stosunkowo dobrze czytelnych, kontrolowanych paleogeograficznie zmian biogeograficznych, interpretowanych jako wynik wyniesienia w obrębie bruzdy duńsko-polskiej, jest biogeografia amonitów najwyższego koniak i wczesnego santonu na obszarze dzisiejszej niecki nidziańskiej oraz zachodniej Ukrainy (Remin i in. 2015b). W późnym koniak zachodniej Ukrainy i południowej Polski dominują ciepłolubne amonity. Z początkiem santonu formy te zupełnie znikają z zachodniej Ukrainy (ze stanowisk znajdujących się po północno-wschodniej stronie bruzdy), ale nadal występują w dolnym santonie na obszarze dzisiejszej niecki nidziańskiej. Wyniesienie w północnej części bruzdy duńsko-polskiej (sugerowane na przekrojach sejsmicznych i w zapisie geologicznym północno-wschodniego obrzeżenia) dobrze izolowało obszar położony na południu od wpływu chłodniejszych wód z północy.

WNIOSKI

1. Wapienie janikowskie oraz opoki płytowe występujące w niższym górnym turonie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich są zapisem największego późnokredowego pulsu regresywnego z początku późnego turonu. Charakter tych utworów oraz kierunki transportu wskazują na istnienie w tym czasie podniesionego obszaru na S/SW od obszaru dzisiejszego północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

2. Górna kreda na obszarze dzisiejszego synklinorium nidziańskiego wykazuje konsekwentny przyrost miąższości i subsydencji w kierunku Gór Świętokrzyskich; oznaki wynoszenia/ emersji na obszarze dzisiejszych Gór Świętokrzyskich są widoczne dopiero w mastrychcie.

3. Od turonu obszar dzisiejszych Gór Świętokrzyskich, pozbawiony utworów kredowych, nie stanowił ani strukturalnie ani paleogeograficznie homogenicznego fragmentu bruzdy duńsko-polskiej. Już w środkowym-późnym turonie północno-wschodnia część obszaru była wyniesiona; w tym samym czasie południowo-zachodnia część (dzisiejsza niecka nidziańska) podlegała dalszej subsydencji.

4. W zapisie geologicznym późnokredowej ewolucji obszaru dzisiejszych Gór Świętokrzyskich bardzo ważną rolę odgrywały procesy kontrolowane przez zmiany eustatyczne. Oddzielenie tych zmian od zmian kontrolowanych tektonicznie daje dobry wgląd w paleogeografię i warunki środowiskowe obszaru.

5. Zmiany paleogeograficzne miały potencjalnie wpływ na rozprzestrzenienie biogeograficzne zespołów morskich. Zagadnienia te wymagają precyzyjnych studiów, wydaje się jednak, że wyniesienie w obręb bruzdy duńsko-polskiej przyczyniło się do zmian obserwowanych w biogeografii amonitów najwyższego koniak i wczesnego santonu obszaru dzisiejszej niecki nidziańskiej.

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W. 1978 — Foraminifera from the Janików Limestones (The Turonian of central Poland). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des Sciences de la Terre*, **26**: 5–14.
- BŁASZKIEWICZ A. 1980 — Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula River valley, Poland: a stratigraphic-paleontological study. *Prace Instytutu Geologicznego*, **92**: 1–63.
- CIEŚLIŃSKI S. 1959 — Alb i cenoman północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (stratygrafia na podstawie głowonogów). *Prace Instytutu Geologicznego*, **28**: 1–95.
- CIEŚLIŃSKI S. 1960 — Biostratygrafia i fauna albu Polski (bez albu prowincji alpejskiej). *Prace Instytutu Geologicznego*, **30**: 5–30.
- CIEŚLIŃSKI S. 1963 — Die Grundlagen der Biostratigraphie der Oberkreide in Polen. *Berichte der Geologischen Gesellschaft*, **8**: 189–197.
- CIEŚLIŃSKI S. & MILAKOVIC B. 1962 — Kregowce i flora kredowa z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **174**: 245–266.
- CIEŚLIŃSKI S. & POŻARYSKI W. 1970 — Kreda. [W:] Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geologicznego*, **56**: 185–229.
- DADLEZ R., MAREK S. & POKORSKI J. (red.) 2000 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DUBICKA Z. & PERYT D. 2012 — Latest Campanian and Maastrichtian palaeoenvironmental changes: Implications from an epicontinental sea (SE Poland and western Ukraine). *Cretaceous Research*, **37**: 272–284.
- GAWOR-BIEDOWA E. 1992 — Upper Cretaceous foraminifera from E Poland. *Palaeontologia Polonica*, **52**: 3–187.
- GAŹDZICKA E. 1978 — Calcareous nannoplankton from the uppermost Cretaceous and Paleogene deposits of the Lublin Upland. *Acta Geologica Polonica*, **28** (3): 335–376.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1998 — Evolution of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough during the Cretaceous. *Geological Quarterly*, **42** (3): 239–262.
- HALAMSKI A.T. 2013 — Latest Cretaceous leaf floras from southern Poland and western Ukraine. *Acta Paleontologica Polonica*, **58** (2): 407–443.
- HANCOCK J.M. 1989 — Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous. *Proceedings of the Geologists' Association*, **100**: 565–594.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. 1988 — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *SEPM, Special Publications*, **42**: 71–108.
- HELLER I. & MORYC W. 1984 — Stratygrafia utworów kredy górnej przedgórza Karpat. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **346**: 63–116.
- JAGT J.W.M., WALASZCZYK I., YAZYKOVA E.A. & ZATOŃ M. 2004 — Linking southern Poland and northern Germany: Campanian cephalopods, inoceramid bivalves and echinoids. *Acta Geologica Polonica*, **54** (4): 573–586.
- JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M. & KRASSOWSKA A. 1988 — Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, **32** (1): 177–198.
- JURKOWSKA A. 2015 — Inoceramid stratigraphy and depositional architecture of the Campanian and Maastrichtian of the Miechów Synclinorium (southern Poland). *Acta Geologica Polonica* (złożone do druku).
- KEUTGEN N., REMIN Z. & WALASZCZYK I. 2012 — Early representatives of the belemnite genus *Belemnella* (Cephalopoda) from the uppermost Campanian–Lower Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **62** (4): 535–560.

- KONGIEL R. 1962 — On belemnites from Maastrichtian, Campanian and Santonian sediments in the Middle Vistula valley (Central Poland). *Prace Muzeum Ziemi*, **5**: 3–148.
- KRZYWIEC P. 2000 — O mechanizmach inwersji bruzdy środkowopolskiej – wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **393**: 135–166.
- KRZYWIEC P., GUTOWSKI J., WALASZCZYK I., WRÓBEL G. & WYBRANIEC S. 2009 — Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto–Zawichost Fault Zone, SE Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, **53** (1): 27–48.
- KUTEK J. & GŁAZEK J. 1972 — The Holy Cross area, central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geologica Polonica*, **22** (4): 603–654.
- LESZCZYŃSKI K. 2012 — The internal geometry and lithofacies pattern of the Upper Cretaceous-Danian sequence in the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, **56** (2): 363–386.
- ŁUNIEWSKI A. 1923 — Z geologii okolic Zawichosta. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **2**: 49–72.
- MACHALSKI M. 2005a — The youngest Maastrichtian ammonite faunas in Poland and their scaphitid dating. *Cretaceous Research*, **26**: 813–836.
- MACHALSKI M. 2005b — Late Maastrichtian and earliest Danian scaphitid ammonites from central Europe: Taxonomy, evolution, and extinction. *Acta Palaeontologica Polonica*, **50** (4): 653–696.
- MACHALSKI M. 2012 — Stratigraphically important ammonites from the Campanian-Maastrichtian boundary interval of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **62** (1): 91–116.
- MACHALSKI M., KENNEDY W.J. & KIN A. 2004 — Early Late Campanian ammonite fauna from Busko Zdrój (Nida Trough, southern Poland). *Acta Geologica Polonica*, **54** (4): 447–472.
- MARCINOWSKI R. 1974 — The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geologica Polonica*, **24** (1): 117–220.
- MARCINOWSKI R. 1975 — *Inoceramus costellatus* Zone in the Turonian of Central Europe. *Newsletters on Stratigraphy*, **4**: 20–22.
- MARCINOWSKI R. 1980 — Cenomanian ammonites from German Democratic Republic, Poland, and the Soviet Union. *Acta Geologica Polonica*, **30** (3): 215–326.
- PASTERNAK S.I., SENKOVSKIY I.M. & GAVRYLYSHYN V.I. 1987 — Volyno-Podillya u kreydovomu periodi: 3–258. Naukova Dumka, Kyiv.
- PERYT D. 1980 — Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula Valley, Poland. *Palaeontologia Polonica*, **41**: 3–101.
- PLASOTA T., NAWROCKI J. & WALASZCZYK I. 2015 — Magnetostratigraphy of the topmost Campanian and basal Maastrichtian of the Middle Vistula River section, Central Poland. *Geological Quarterly* (złożone do druku).
- POŻARYSKI W. 1938 — Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **6**: 1–94.
- POŻARYSKI W. 1947 — Złoże fosforytów na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **27**: 1–56.
- POŻARYSKI W. 1948 — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **46**: 1–141.
- POŻARYSKI W. 1960 — Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niżu Polskim. *Prace Instytutu Geologicznego*, **30**: 377–440.
- REMIN Z. 2004 — Biostratigraphy of the Santonian in the SW margin of the Holy Cross Mountains near Lipnik, a potential reference section for extra-Carpathians Poland. *Acta Geologica Polonica*, **54** (4): 587–596.
- REMIN Z. 2012 — The *Belemnella* stratigraphy of the Campanian-Maastrichtian boundary; a new methodological and taxonomic approach. *Acta Geologica Polonica*, **62** (4): 495–534.
- REMIN Z. 2015 — The *Belemnella*-based stratigraphy across Campanian-Maastrichtian boundary of the Middle Vistula section, central Poland. *Acta Geologica Polonica* (złożone do druku).
- REMIN Z., CYGLICKI M., CYBULA M. & ROSZKOWSKA-REMIN J. 2015a — Deep versus shallow? Deltaically influenced sedimentation and new transport directions – case study from the Upper Campanian of the Rostocze Hills, SE Poland. Abstract Book of 31st IAS Meeting of Sedimentology, Kraków, 2015 r.: 438.
- REMIN Z., GRUSZCZYŃSKI M. & MARSHALL J.D. 2015b — Model for changes in seawater circulation and the distribution of ammonite faunas at the Coniacian–Santonian transition in central Poland and Western Ukraine. *Acta Geologica Polonica* (złożone do druku).

- RUTKOWSKI J. 1965 — Senon okolicy Miechowa. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **35**: 3–53.
- SAMSONOWICZ J. 1925 — Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomanu w bruździe północno-europejskiej. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **3**: 45–98.
- SAMSONOWICZ J. 1934 — Objaśnienie arkusza Opatów: 1–117. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- SENKOVSKIJ J.N. 1977 — Litogeneza krzemionkowych utworów południowo-zachodnich rejonów ZSRR: 1–127. Naukovaja Dumka, Kyiv.
- ŚWIDROWSKA J. 2007 — Kreda w regionie lubelskim – sedimentacja i jej tektoniczne uwarunkowania. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **422**: 63–78.
- ŚWIDROWSKA J. & HAKENBERG M. 1999 — Subsycjencja i początki inwersji bruźdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. *Przegląd Geologiczny*, **47** (1): 61–68.
- VOIGT S., WAGREICH M., SURDYK F., WALASZCZYK I., ULICNY D., CECHE S., VOIGT T., WIESE F., WILMSEN M., NIEBUHR B., REICH M., FUNK H., MICHALIK J., JAGT J.W.M., FELDER P.J. & SCHULP A.S. 2008 — Cretaceous. [W:] T. McCann (red.), *Geology of Central Europe*, t. 2: 923–997. Geological Society, London.
- WALASZCZYK I. 1987 — Mid-Cretaceous events at the marginal part of the Central European Basin (Annopol-on-Vistula section, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **37** (1–2): 61–74.
- WALASZCZYK I. 1992 — Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, **42** (1–2): 1–122.
- WALASZCZYK I. 2004 — Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Upper Campanian to basal Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **54** (1): 95–168.
- WALASZCZYK I. & PERYT D. 1998 — Inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian through Santonian deposits of the Middle Vistula Section, Central Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 1996 (11/12): 1501–1513.

PÓŹNOKREDOWA INWERSJA W OBRĘBIE PÓŁNOCNO-WSCHODNIEGO OBRZEŻENIA PERMSKO-MEZOZOICZNEGO GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH – WYNIKI INTERPRETACJI DANYCH SEJSMICZNYCH

Piotr KRZYWIEC

Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa;
e-mail: piotr.krzywiec@twarda.pan.pl

Słowa kluczowe: inwersja, sejsmika, późna kreda, antyklinorium śródpolskie, północno-wschodnie obrzeżenie permsko-mezozoiczne Gór Świętokrzyskich.

Problematyka inwersji basenów sedymentacyjnych jest od wielu lat tematem różnego rodzaju prac badawczych (Buchanan & Buchanan 1995; Cooper & Williams 1989; Coward 1994; Mitra 1993). Wiele z nich było realizowanych na podstawie danych sejsmiki refleksyjnej, pomierzonych na potrzeby poszukiwań naftowych, co ma związek z dużym wpływem tektoniki inwersyjnej na systemy naftowe: generację i migrację węglowodorów, lateralne zmiany litologiczno-facjalne w obrębie skał macierzystych, zbiornikowych i uszczelniających oraz na powstawanie różnego rodzaju pułapek dla węglowodorów (por. Voigt i in. 2008). Procesy inwersji basenów osadowych badano również z wykorzystaniem technik modelowań analogowych, w których trakcie symulowano kompresyjną reaktywację uskokuw ekstensyjnych, a w niektórych przypadkach również syninwersyjną sedymentację (np. Dubois i in. 2002; Gutowski & Koyi 2007; McClay 1995; Mitra & Islam 1994; Panien i in. 2005).

W trakcie inwersji basenu osadowego wcześniejsze uskoki ekstensyjne, odpowiedzialne za powstawanie różnego rodzaju lokalnych bądź regionalnych stref subsydencji, ulegają kompresyjnej reaktywacji, w ślad za czym dochodzi do uniesienia bloków podłoża wraz z preinwersyjną pokrywą osadową (fig. 1). Jeśli inwersja zachodzi w środowisku morskim, lokalnie, ponad elewowanymi blokami podłoża redukowana jest przestrzeń akomodacyjna, co prowadzi do powstawania w takich strefach osadów o lokalnie zredukowanej miąższości, na ogół sfałdowanych i tworzących tak zwaną antyklinę inwersyjną (fig. 1A). W takiej sytuacji możliwe jest w miarę precyzyjne wydatowanie poszczególnych etapów inwersji, przy założeniu, że sekwencja utworów syninwersyjnych została np. zobrazowana na odpowiednio wykalibrowanych danych sejsmicznych (np. Krzywiec 2006) bądź jest dostępna do badań terenowych (np. Voigt i in. 2004; Von Eynatten i in. 2008). Często jest jednak sytuacja, gdy późniejsza, tj. postinwersyjna, erozja doprowadza do częściowego bądź całkowitego usunięcia utworów syninwersyjnych (odpowiednio fig. 1B i 1C). W takim przypadku datowanie inwersji może być bardzo utrudnione lub niemożliwe.

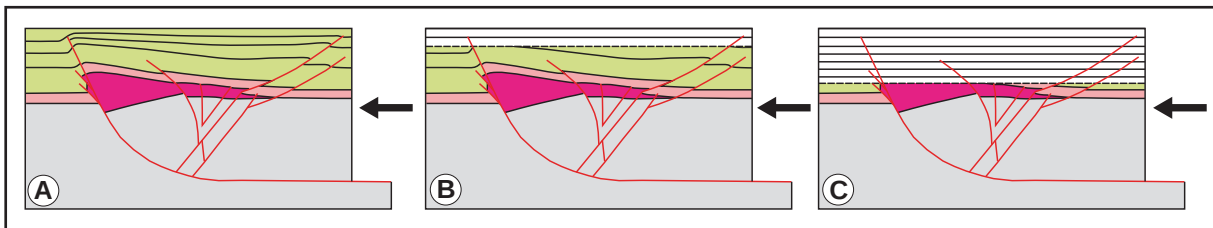


Fig. 1. Model inwersji uskoku listrycznego oparty na modelowaniach analogowych (wg McClay'a 1995)

Kolory: szary – podłoże, purpurowy – utwory synekstensyjne, różowy – utwory postekstensyjne i zarazem preinwersyjne, zielony – utwory syninwersyjne charakteryzujące się lokalną redukcją miąższości w obrębie przegubu antykliny inwersyjnej, powstałej ponad reaktywowanym kompresyjnie uskokiem normalnym. Strzałki – główny kierunek naprężeń tektonicznych odpowiedzialnych za inwersję. **A.** Sytuacja bez postinwersyjnej erozji, z utworami syninwersyjnymi zachowanymi w całości. **B.** Sytuacja po początkowym stadium erozji postinwersyjnej, która częściowo usunęła syninwersyjną pokrywą osadową. **C.** Sytuacja po zaawansowanej erozji postinwersyjnej, która usunęła prawie całą syninwersyjną pokrywą osadową (wg Krzywca 2009, zmienione)

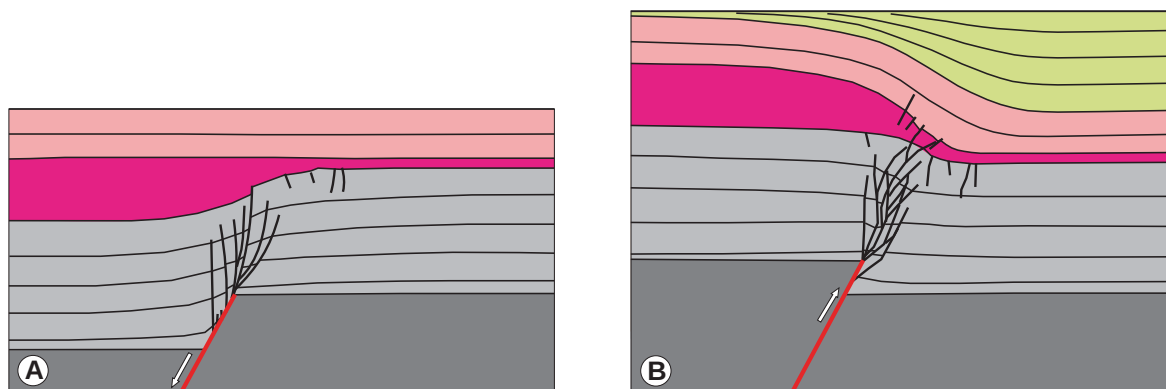


Fig. 2. Model powstania utworów syninwersyjnych ponad blokiem podłoża uniesionym w związku z kompresyjną reaktywacją uskoku normalnego (za: Krzywiec i in. 2009, zmienione)

Ogólny scenariusz przejścia z etapu ekstensji (A) do etapu inwersji (B) oparto na wynikach modelowań analogowych (Mitra & Islam 1994). Kolor ciemnoszary – podłoże, jasnoszary – utwory preekstensyjne; objaśnienia pozostałych kolorów przy figurze 1

Wewnętrzna architektura osadowa utworów synekstensyjnych i syninwersyjnych w zasadniczy sposób różni się od siebie. W przypadku tych pierwszych miąższości wzrastają w kierunku osi basenu osadowego, co jest związane ze wzrostem przestrzeni akomodacyjnej, spowodowaną zwiększoną subsydencją (fig. 2A). Kompresyjna reaktywacja uskoku ekstensyjnych i uniesienie bloków podłoża, związane z inwersją basenu, powodują, że lokalnie, ponad takim unoszonym blokiem (który znajdował się w centralnej części basenu osadowego) przestrzeń akomodacyjna jest redukowana. Często dochodzi do lokalnej erozji i w efekcie osady są transportowane w kierunku niegdysiejszej flanki basenu osadowego (fig. 2B). Innymi słowy zmiana ulega polarność syninwersyjnego systemu osadowego w stosunku do polarności systemu synekstensyjnego. Od takiego generalnego modelu mogą rzecz jasna występować różne odstępstwa, np. związane ze zmianą charakteru sedymentacji (utwory klastyczne *versus* utwory węglanowe), ale model pokazany na figurze 2 może być traktowany jako generalny model inwersji basenu osadowego i jej wpływu na sedymentację (por. Voigt i in. 2008).

Jednym z najważniejszych regionalnych zjawisk tektonicznych, które ukształtowało współczesną budowę geologiczną znacznej części Europy, była późnokredowa inwersja przedpola alpejskiego (np. Cartwright 1989; Erlström i in. 1997; Gras & Geluk 1999; Kockel 2003; Kossow & Krawczyk 2002; Mogensen & Jensen 1994; Otto 2003; Mazur i in. 2005; Schröder 1987; Vejbaek & Andersen 1987; szersze omówienie patrz: Pharaoh i in. 2010; Scheck-Wenderoth i in. 2008). W związku z uniesieniem bloków podłoża i postinwersyjną erozją w obrębie wielu basenów osadowych, które uległy w późnej kredzie inwersji, częściowo bądź całkowicie została usunięta syninwersyjna górnokredowa pokrywa osadowa, dokumentująca poszczególne etapy inwersji i umożliwiającą ich wydatowanie. Jednym z obszarów, w których zachowana górnokredowa pokrywa osadowa umożliwiła opracowanie precyzyjnego modelu tektoniczno-sedymentacyjnego inwersji i wydatowanie jej poszczególnych etapów jest subhercejski basen kredowy znajdujący się na przedpolu Harcu (Voigt i in. 2004; Von Eynatten i in. 2008).

Basen osadowy bruzdy śródpolskiej rozwijał się od permu do kredy, a jego oś maksymalnej subsydencji była ulokowana ponad strefą Teisseyre’a-Tornquista (Kutek & Głazek 1972; Dadlez i in. 1998). Naprężenia kompresyjne przeniesione z obszaru kolizji karpackiej w obręb jej przedpola doprowadziły w późnej kredzie–paleogenie do inwersji bruzdy śródpolskiej i w efekcie do powstania w jej osi regionalnej struktury antyklinalnej, zwanej wałem (antyklinorium) śródpolskim. W związku z przykryciem utworów mezozoicznych przez kenozoik na prawie całym obszarze wału śródpolskiego, mezostrukturalny zapis procesów inwersji jest dostępny jedynie na pozbawionym pokrywy kenozoicznej, stosunkowo niewielkim obszarze Gór Świętokrzyskich i ich mezozoicznego obrzeżenia (por. Konon 2015).

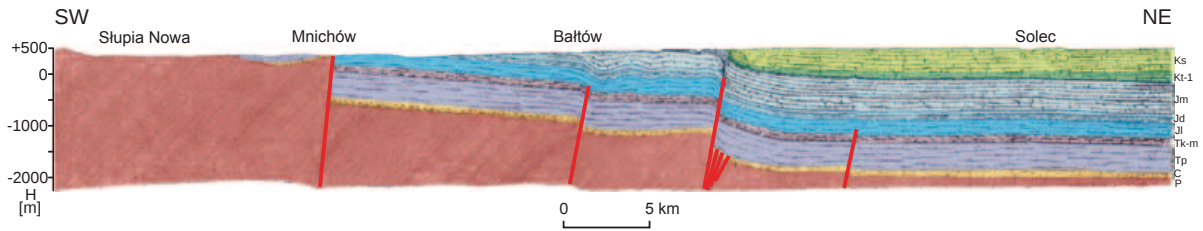


Fig. 3. Syntetyczny przekrój geologiczny przez północno-wschodnią krawędź świętokrzyskiego segmentu wału śródpolskiego oparty na danych z odsłoneń i płytkich otworów (Pożaryski 1948)

System uskoków odwróconych jest związany z późnokredową inwersją świętokrzyskiego segmentu bruzdy śródpolskiej. P – paleozoik (bez permu); C – cechsztyń; Tp – trias, pstry piaskowiec; Tk-m – trias, wapień muszlowy i kajper; JI – jura dolna; Jd – jura środkowa; Jm – jura górna; Kt-1 – kreda, alb-turon; Ks – kreda, senon (wg Pożaryskiego 1948)

Jednym z szeroko dyskutowanych w literaturze problemów związanych z inwersją bruzdy śródpolskiej jest dokładne datowanie tego procesu. Rozbieżności w tej materii są w znacznej mierze pochodną tego, że znaczna część syninwersyjnej górnokredowej pokrywy osadowej została zerodowana i datowanie inwersji często było oparte na pośrednich przesłankach. Na podstawie analizy kompaktacji osadów mezozoiku Dadlez i in. (1997) postawili tezę, że inwersja pomorskiego segmentu bruzdy śródpolskiej rozpoczęła się w turonie. Analizy oparte na modelowaniach termicznych wskazują, że inwersja objęła okres od turonu po mastrycht i paleogen (Resak i in. 2007). Na podstawie analizy danych otworowych Hakenberg i Świdrowska (1998, 2001), Świdrowska i Hakenberg (1999, 2000) oraz Świdrowska i in. (2008) zasugerowali, że inwersja w pomorskim segmencie rozpoczęła się później, bo w kampanie, natomiast segment świętokrzyski bruzdy śródpolskiej uległ inwersji dopiero w mastrychcie.

Dane sejsmiczne zapewniają ciągłe (2D lub 3D) obrazowanie analizowanych sekwencji osadowych, co przy odpowiednio wysokiej rozdzielczości danych i po ich odpowiednim skalibrowaniu stratygraficznym na podstawie danych otworowych pozwala na precyzyjne zidentyfikowanie utworów pre-, syn- i postinwersyjnych. Analiza danych sejsmicznych z całej bruzdy śródpolskiej pokazała, że występują na niej obszary, w których zachowana stosunkowo miększa pokrywa górnokredowa, precyzyjnie zobrazowana na danych sejsmicznych, pozwala na stosunkowo dokładne datowanie procesów inwersji (Krzywiec 2002, 2006, 2009; Krzywiec i in. 2003, 2006). Dane takie były dostępne również dla północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Krzywiec i in. 2009), dla którego znacznie wcześniej Pożaryski (1948, 1997) zaproponował modele tektoniczne ilustrujące typową strukturę inwersyjną (fig. 3).

Na figurze 4 pokazano lokalizację profili sejsmicznych wykorzystanych do interpretacji. Pierwsze cztery z nich (fig. 5) zaprezentowano we wcześniejszych publikacjach, dotyczących późnokredowej

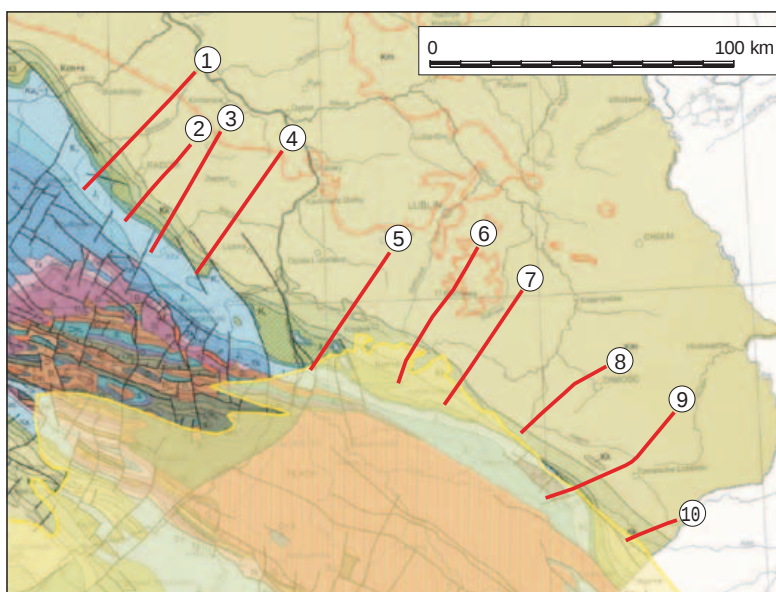
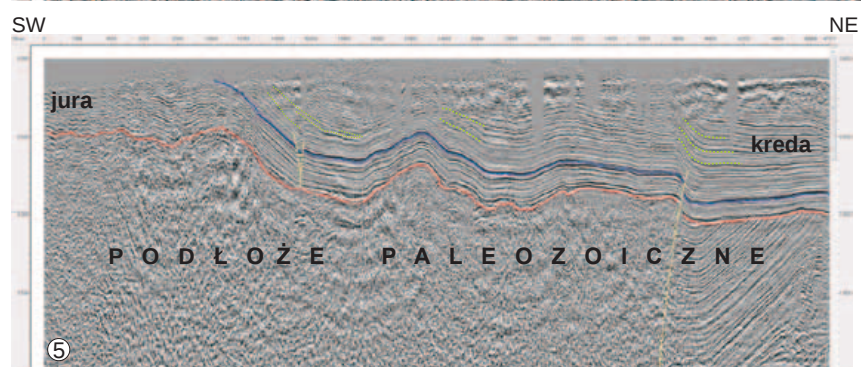
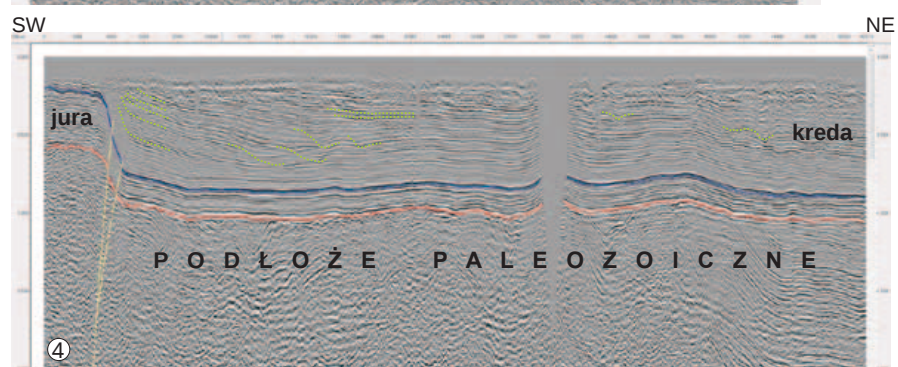
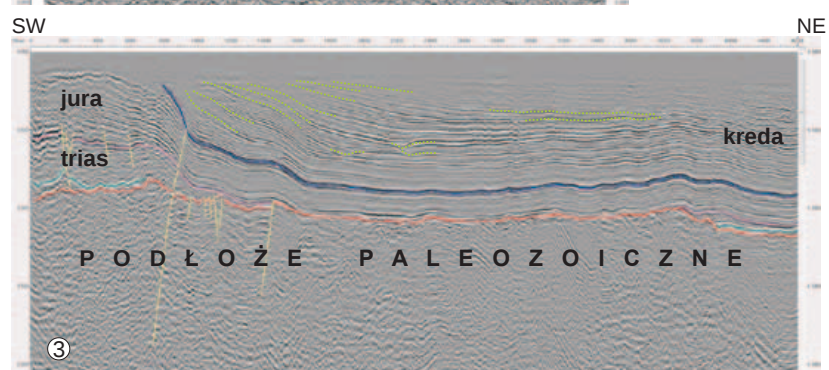
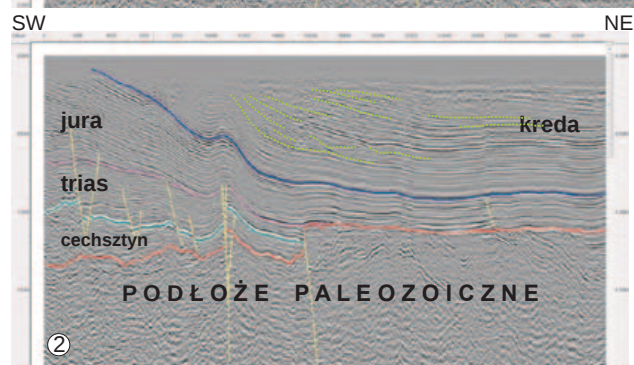
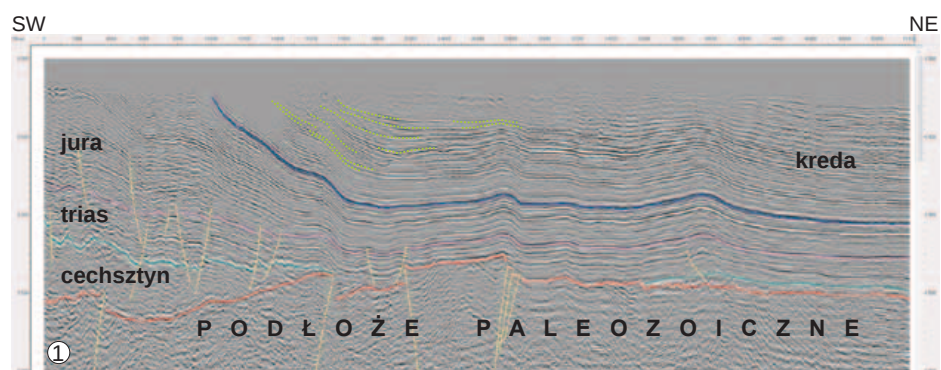


Fig. 4. Lokalizacja profili sejsmicznych na tle mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez i in. 2000)

Zielone kolory – kreda, niebieskie – jura; pozostałe objaśnienia patrz Dadlez i in. (2000); przezroczysty żółty kolor – zasięg utworów miocenicznych zapadliska przedkarpacciego; 1–10 – profile sejsmiczne



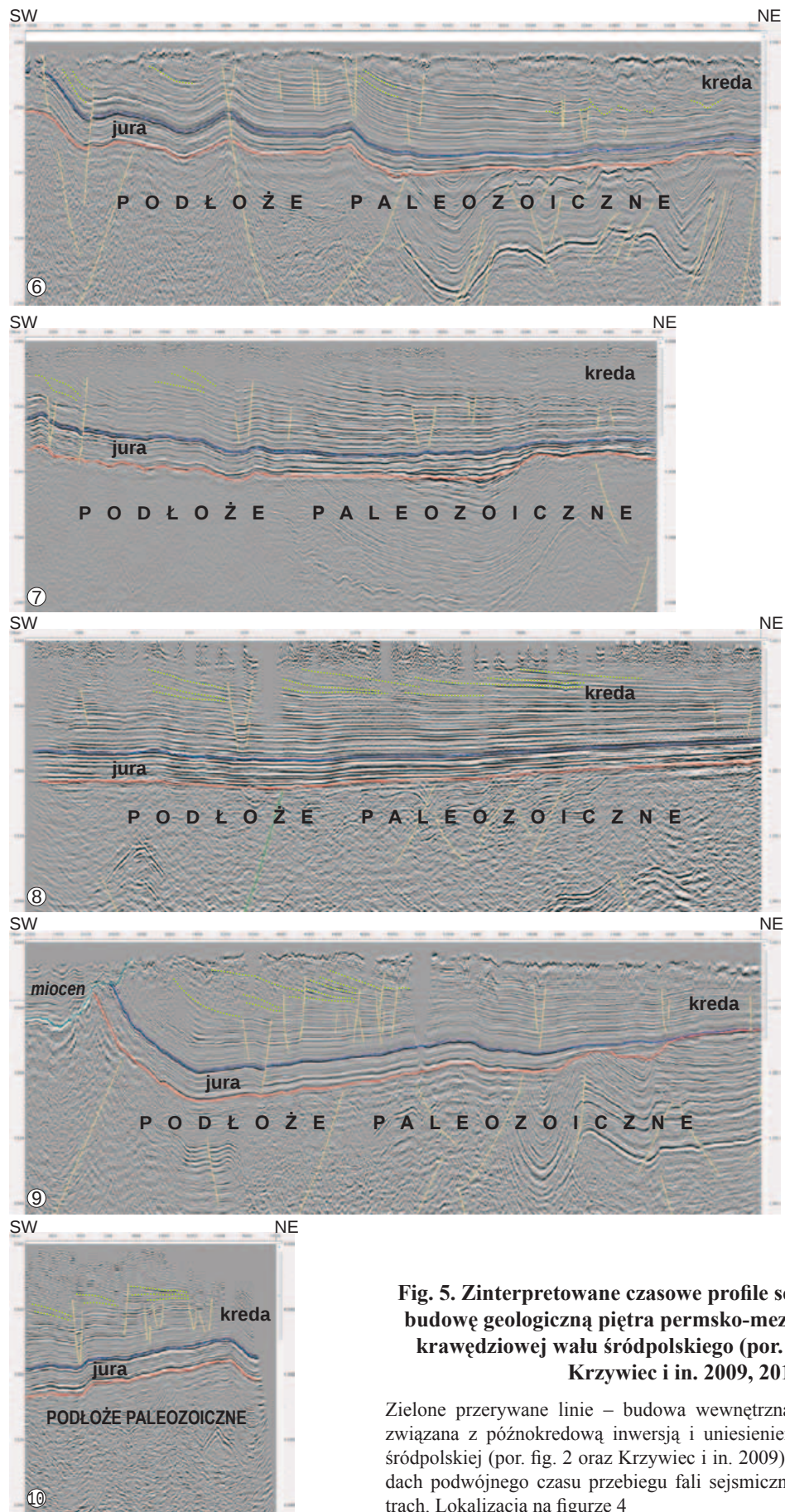


Fig. 5. Zinterpretowane czasowe profile sejsmiczne ilustrujące budowę geologiczną piętra permsko-mezozoicznego w strefie krawężnikowej wału śródpolskiego (por. też Krzywiec 2009; Krzywiec i in. 2009, 2015)

Zielone przerywane linie – budowa wewnętrzna utworów kredy górnej, związana z późnokredową inwersją i uniesieniem osiowej części bruzdy śródpolskiej (por. fig. 2 oraz Krzywiec i in. 2009). Skala pionowa w sekundach podwójnego czasu przebiegu fali sejsmicznej, skala pozioma w metrach. Lokalizacja na figurze 4

inwersji w obrębie strefy uskokowej Nowe Miasto–Zawichost (Krzywiec 2009; Krzywiec i in. 2009). Kolejne profile (5–10; fig. 5), ułożone w bardziej południowo-wschodnim segmencie tej strefy uskokowej, pokazują, że wzdłuż całej północno-wschodniej krawędzi wału śródpolskiego w jego świętokrzysko-małopolskim segmencie późnokredowa (turon/koniak–mastrycht) inwersja była związana z synteektoniczną sedymentacją. Jest ona zobrazowana przez ogólny progradacyjny układ horyzontów sejsmicznych w obrębie utworów kredy górnej i redukcjami miąższości poszczególnych sekwencji osadowych zarówno na SW (co jest związane z unoszeniem bloków podłoża w obrębie centrum basenu i wywołaną tym redukcją przestrzeni akomodacyjnej), jak i na NE (co jest wynikiem progradacji w krawędziowej strefie wypiętrzanego wału śródpolskiego). Tego typu architektura osadowa utworów syninwersyjnych odpowiada temu, co zostało opisane na podstawie danych otworowych i powierzchniowych w obrębie subhercyńskiego basenu kredowego (Voigt i in. 2004; Von Eynatten i in. 2008).

Podziękowania. Dane sejsmiczne wykorzystane w niniejszym artykule zostały udostępnione przez PGNiG, ION Geophysical, Chevron Polska i Apache Polska. Interpretację profilu nr 10 wykonano w ramach projektu BlueGas (BG1/GAZGEOLMOD/13).

LITERATURA

- BUCHANAN J.G. & BUCHANAN P.G. (red.) 1995 — Basin inversion. *Geological Society Special Publication*, **88**: 1–596.
- CARTWRIGHT J.A. 1989 — The kinematics of inversion in the Danish Central Graben. [W:] M.A. Cooper & G.D. Williams (red.), Inversion tectonics. *Geological Society Special Publication*, **44**: 153–175.
- COOPER M.A. & WILLIAMS G.D. (red.) 1989 — Inversion tectonics. *Geological Society Special Publication*, **44**: 1–375.
- COWARD M.P. 1994 — Inversion tectonics. [W:] P.L. Hancock (red.), Continental deformation: 289–304. Pergamon Press.
- DADLEZ R., JÓŹWIAK W. & MŁYNARSKI S. 1997 — Subsidence and inversion in the western part of Polish Basin – data from seismic velocities. *Geological Quarterly*, **41** (2): 197–208.
- DADLEZ R., MAREK S. & POKORSKI J. (red.) 1998 — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (1:2 500 000). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S. & POKORSKI J. (red.) 2000 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DUBOIS A., ODONNE F., MASSONNAT G., LEBOURG T. & FABRE R. 2002 — Analogue modelling of fault reactivation: tectonic inversion and oblique remobilisation of grabens. *Journal of Structural Geology*, **24**: 1741–1752.
- ERLSTRÖM M., THOMAS S.A., DEEKS N. & SIVHED U. 1997 — Structure and tectonic evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and southern Baltic Sea area. *Tectonophysics*, **271**: 191–216.
- von EYNATTEN H., VOIGT T., MEIER A., FRANZKE H.-J. & GAUPP R. 2008 — Provenance of Cretaceous clastics in the Subhercynian Basin: constraints to exhumation of the Harz Mountains and timing of inversion tectonics in Central Europe. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **97**: 1315–1330.
- GRAS R. & GELUK M. 1999 — Late Cretaceous – Early Tertiary sedimentation and tectonic inversion in the southern Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, **78**: 1–19.
- GUTOWSKI J. & KOYI H. 2007 — Influence of oblique basement strike-slip faults on the Mesozoic evolution of the south-eastern segment of the Mid-Polish Trough. *Basin Research*, **19**: 67–86.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1998 — Evolution of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough during the Cretaceous. *Geological Quarterly*, **42** (3): 239–262.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 2001 — Cretaceous basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre-Tornquist Zone (SE Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **71**: 1–20.
- KOCKEL F. 2003 — Inversion structures in Central Europe – expressions and reasons, an open discussion. *Geologie en Mijnbouw*, **82** (4): 367–382.

- KONON A. 2015 — Przejawy przesuwczności w obrębie południowo-zachodniego permo-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. [W:] S. Skompski, W. Mizerski (red.), Przewodnik 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 59–67. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa (ten tom).
- KOSSOW D. & KRAWCZYK C.M. 2002 — Structure and quantification of processes controlling the evolution of the inverted NE-German Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **19**: 601–618.
- KRZYWIEC P. 2002 — Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine–Carpathian collision. [W:] G. Bertotti, K. Schulmann & S. Cloetingh (red.), Continental collision and the tectonosedimentary evolution of forelands. *European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series*, **1**: 151–165.
- KRZYWIEC P. 2006 — Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. *Geological Quarterly*, **51** (1): 151–168.
- KRZYWIEC P. 2009 — Devonian–Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Tornquist–Teisseyre Zone in SE Poland – insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, **475** (1): 142–159.
- KRZYWIEC P., KRAMARSKA R. & ZIENTARA P. 2003 — Strike-slip tectonics within the SW Baltic Sea and its relationship to the Mid-Polish Trough inversion – evidence from high-resolution seismic data. *Tectonophysics*, **373**: 93–105.
- KRZYWIEC P., WYBRANIEC S. & PETECKI Z. 2006 — Tektonika podłoża bruzdy śródpolskiej w centralnej i północnej Polsce – wyniki analizy danych sejsmiki refleksyjnej oraz grawimetrii i magnetyki. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **188**: 107–130.
- KRZYWIEC P., GUTOWSKI J., WALASZCZYK I., WRÓBEL G. & WYBRANIEC S. 2009 — Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto–Zawichost fault zone, SE Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, **53** (1): 27–48.
- KRZYWIEC P., MAZUR S., GAĞAŁA Ł., KUFRASA M., LEWANDOWSKI M., MALINOWSKI M. & BUFFENMYER V. 2015 — Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation in SE Poland as revealed by reflection seismic and potential fields data – correlations with the Variscides and the Appalachians. *Geological Society of America Special Publication* (w druku).
- KUTEK J. & GŁAZEK J. 1972 — The Holy Cross Area, Central Poland, in the Alpine Cycle. *Acta Geologica Polonica*, **22**: 603–653.
- MAZUR S., SCHECK-WENDEROTH M. & KRZYWIEC P. 2005 — Different modes of inversion in the German and Polish basins. *International Journal of Earth Sciences*, **94** (5–6): 782–798.
- McCLAY K.R. 1995 — The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. [W:] J.G. Buchanan & P.G. Buchanan (red.), Basin inversion. *Geological Society of London Special Publication*, **88**: 97–118.
- MITRA S. 1993 — Geometry and kinematic evolution of inversion structures. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **77** (7): 1159–1191.
- MITRA S. & ISLAM Q.T. 1994 — Experimental (clay) models of inversion structures. *Tectonophysics*, **230**: 211–222.
- MOGENSEN T.E. & JENSEN L.N. 1994 — Cretaceous subsidence and inversion along the Tornquist Zone from Kattegat to the Egersund Basin. *First Break*, **12**: 211–222.
- OTTO V. 2003 — Inversion-related features along the southeastern margin of the North German Basin (Elbe Fault System). *Tectonophysics*, **373**: 107–123.
- PANIEN M., SCHREURS G. & PFIFFNER A. 2005 — Sandbox experiments on basin inversion: testing the influence of basin orientation and basin fill. *Journal of Structural Geology*, **27**: 433–445.
- PHARAOH T., DUSAR M., GELUK M., KOCKEL F., KRAWCZYK C., KRZYWIEC P., SCHECK-WENDEROTH M., THYBO H., VEJBÆK O. & VAN WEES J.D. 2010 — Tectonic evolution. [W:] J.C. Doornenbal & A.G. Stevenson (red.), Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v. (Houten): 25–57.
- POŻARYSKI W. 1948 — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **46**: 5–141.
- POŻARYSKI W. 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. *Przegląd Geologiczny*, **45** (12): 1265–1270.
- RESAK M., NARKIEWICZ M. & LITKE R. 2007 — New basin modelling results from the Polish part of the Central European Basin system: implications for the Late Cretaceous–Early Paleogene structural inversion. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **97**: 955–972.

- SCHECK-WENDEROTH M., KRZYWIEC P., ZÜLKE R., MAYSTRENKO Y. & FRIZHEIM N. 2008 — Permian to Cretaceous tectonics. [W:] T. McCann (red.), *The Geology of Central Europe*, t. 2: Mesozoic and Cenozoic: 999–1030.
- SCHRÖDER B. 1987 — Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, **137**: 93–100.
- ŚWIDROWSKA J. & HAKENBERG M. 1999 — Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. *Przegląd Geologiczny*, **47** (1): 61–68.
- ŚWIDROWSKA J. & HAKENBERG M. 2000 — Paleotectonic conditions of Cretaceous basin development in the southeastern segment of the Mid-Polish Trough. [W:] S. Crasquin-Soleau & E. Barrier (red.), *Peri-Tethys Memoir 5: new data on Peri-Tethyan sedimentary basins. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, **182**: 239–256.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., POLUHOVIČ B., SEGHEDI A. & VIŠNÁKOV I. 2008 — Evolution of the Mesozoic basins of the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). *Studia Geologica Polonica*, **130**: 3–130.
- VEJBÆK O.V. & ANDERSEN C. 1987 — Cretaceous – Early Tertiary inversion tectonism in the Danish Central Trough. *Tectonophysics*, **137**: 221–238.
- VOIGT T., VON EYNATTEN H. & FRANZKE H.-J. 2004 — Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany). *Acta Geologica Polonica*, **54** (4): 675–696.
- VOIGT T., REICHERTER K., VON EYNATTEN H., LITCKE R., VOIGT S. & KLEY J. 2008 — Sedimentation during basin inversion. [W:] R. Littke i in. (red.), *Dynamics of complex intracontinental basins – the central european basin system*: 211–232. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

PRZEJAWY PRZESUWCZOŚCI W OBRĘBIE POŁUDNIOWO-ZACHODNIEGO OBRZEŻENIA PERMSKO-MEZOZOICZNEGO GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Andrzej KONON

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: andrzej.konon@uw.edu.pl

Słowa kluczowe: uskoki przesuwcze, obrzeżenie permsko-mezozoiczne Gór Świętokrzyskich, region świętokrzyski.

W południowo-zachodniej części obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich sieć uskokowa składa się głównie z uskoków podłużnych, równoległych do osi fałdów mezozoicznych, o biegach WNW–ESE i NNW–SSE (fig. 1), gdy występują odpowiednio na południe i na zachód od młodopaleozoicznego pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich (Czarnocki 1938, 1948; Kutek & Głazek 1972; Stupnicka 1972; Konon & Mastella 2001; Mastella & Konon 2002). Uskoki te mają długości śladów co najmniej do kilkudziesięciu kilometrów i do tej pory były rozpoznawane w większości jako uskoki zrzutowe (Filonowicz 1967, 1968; Stupnicka 1972; Hakenberg 1973, 1974; Filonowicz & Lindner 1986), choć część autorów dopuszczała możliwość występowania składowej przesuwczej na ich płaszczyznach (Kutek & Głazek 1972; Stupnicka 1972; Kowalski 1975; Pożaryski 1976; Konon & Mastella 2001; Mastella & Konon 2002).

Przesuwczość została dokładnie udokumentowana wzdłuż regionalnego **uskoku Gnieździska–Brzeziny**, o biegu WNW–ESE (Konon & Mastella 2001; Mastella & Konon 2002). Podobny, subrównoległy uskok, występujący w odległości kilku kilometrów na południe, został rozpoznany przez Czarnockiego (1938, 1948) i potwierdzony przez Hakenberga (1973, 1974), Filonowicza (1967, 1968) oraz Filonowicza i Lindnera (1986) na odcinku od Małogoszcza do antykliny Zbrzy, gdzie dochodzi do jego wyraźnego rozgałęzienia (fig. 1). Uskok ten nazwano w tym opracowaniu **uskokiem Tokarni** (fig. 1). Jego południowy odcinek łączy się z uskokiem nazwanym **uskokiem Chmielnika**. Według Żelaźniewicza i in. (2011) uskok ten może stanowić kontynuację **uskoku Ryszkowej Woli**. Uskok Chmielnika stanowiłby w ten sposób jedną z ważniejszych stref uskokowych, przecinających blok małopolski i ograniczających od południa pasmo fałdowe Gór Świętokrzyskich. Autorzy ci sugerują, że uskok ten może się kontynuować w kierunku WNW, w okolice Pińczowa i Jędrzejowa (*op. cit.*). Stanowiłoby to rozwinięcie koncepcji Czarnockiego, który przedłużał uskok Chmielnika w rejon Sobkowa i wydziełał drugi uskok, **uskok Pińczowa**, jako uskok równoległy biegnący od Buska (Czarnocki 1948). Obecne badania wskazują jednak, że uskok Chmielnika łączy się z uskokiem Tokarni w rejonie antykliny Zbrzy i że oba uskoki tworzą jedną strefę (fig. 1). Ponieważ uskok Chmielnika stanowi większą strukturę, uzasadnione będzie stosowanie tej nazwy dla całej strefy uskoków Tokarni i Chmielnika.

Jak już wspomniano uskoki o kierunkach biegów około WNW–ESE kontynuują się na zachód od pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich w postaci szeregu uskoków o biegach NNW–SSE.

Do najważniejszych należy zaliczyć **uskok Snochowic**, stanowiący bezpośrednie przedłużenie uskoku Gnieździska–Brzeziny (fig. 1). Równoległe, na zachód od niego występują **uskoki Mieczyna, Lasocina oraz Przedborza I i II**. Uskok Snochowic kontynuuje się w kierunku NNW–SSE, gdzie łączy się z systemem **uskoków Diablej Góry, Radoszyc i Straszowa** (fig. 1). Uskok Radoszyc, występujący na obrzeżeniu permsko-mezozoicznym, stanowi kontynuację przebiegającego w obrębie młodopaleozoicznego pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich **uskoku świętokrzyskiego**, a uskok Straszowa – **uskoku północnolysogórskiego** (Czarnocki 1938; Jurkiewiczowa 1961; Mastella & Mizerski 2002; Konon 2007).

Uskoki przecinające południowo-zachodnie obrzeżenie permsko-mezozoiczne tworzą **anastomozującą sieć uskokową**. Przebieg śladów tych uskoków wskazuje zarówno na występowanie wygięć (ang. *bends*), jak i ich segmentację. Charakterystyczny **krzywoliniowy przebieg śladu**, zbliżony do sinusoidy, opisano w przypadku uskoku Gnieździska–Brzeziny (Konon & Mastella 2001; Mastella & Konon 2002), a przykładem **efektu segmentacji stref uskoków** przesuwczych jest możliwość powstawania tzw. zakładek, m.in. kontrakcyjnego **step-overu Mnina** (Konon i in. 2013, 2014).

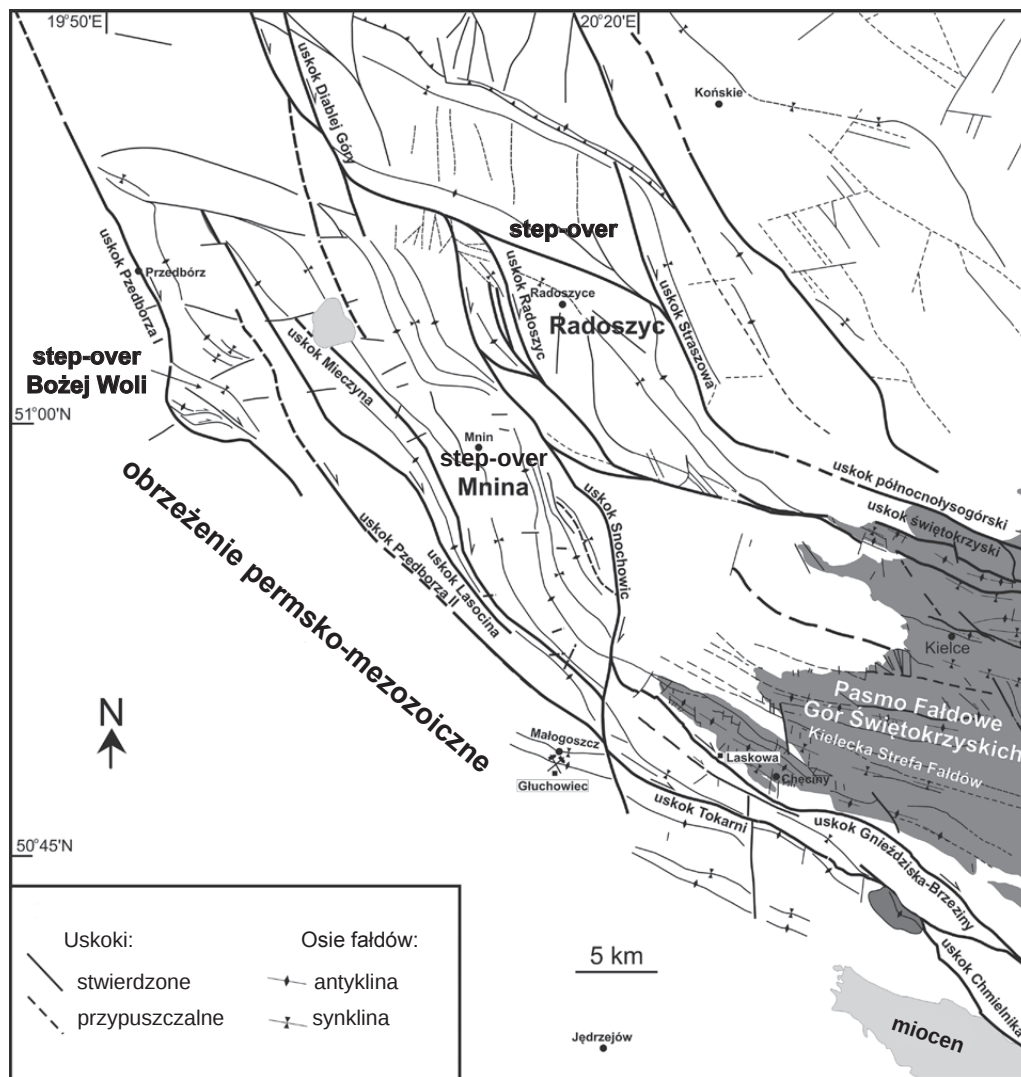


Fig. 1. Sieć uskokuwa w zachodniej i południowo-zachodniej części obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (wg: Czarnocki 1938, 1961; Jurkiewiczowa 1961; Krajewski 1961; Różycki 1961; Jurkiewicz 1965, 1967; Filonowicz 1967; Grzybowski & Kutek 1967; Hakenberg 1973; Szajn 1977, 1980, 1983; Kwapisz 1983; Filonowicz & Lindner 1986; Cieśla & Lindner 1990; Janiec 1991; Mastella & Konon 2002; Konon 2007, zmienione)

Geometria przebiegu śladu uskoku Gnieździska–Brzeziny powoduje występowanie wzdłuż biegu uskoku różnych struktur kontrakcyjnych i ekstensyjnych, co jest typowe dla wielu stref przesuwczych (np. Wilcox i in. 1973; Freund 1974; Garfunkel i in. 1981; Woodcock & Schubert 1994). Z większych struktur wzdłuż tego uskoku rozpoznano liczne wygięcia (Mastella & Konon 2002), definiowane jako ekstensyjne (ang. *releasing bend*) czy kontrakcyjne (ang. *restraining bend*) (np. Woodcock & Schubert 1994). Powstanie tych struktur jest konsekwencją przecinania przez ten uskoki zarówno skał triasowych, jak i jurajskich, różniących się znacznie pod względem kompetencji, wynikającej z ich parametrów wytrzymałościowych (fig. 2). Do najstarszych skał stwierdzonych wzdłuż uskoku należą piaskowce i iłowce pstrego piaskowca (Filonowicz & Lindner 1986). Powyżej w profilu występują wapienie i margle retu, które są przykryte wapieniami należącymi do wapienia muszlowego. Najmłodszą część profilu triasowego stanowią iłowce oraz piaskowce kajpru i retyku. Ze skał jurajskich stwierdzono wzdłuż uskoku iłowce batonu (Giżejewska 1975; Filonowicz & Lindner 1986) oraz gezy z czertami i piaskowce keloweju (Siemiątkowska-Giżejewska 1974; Barski 1999). Wśród najmłodszych skał, występujących wzdłuż tego uskoku są obecne wapienie oksfordzkie, które w miejscach, gdzie występują biohermy, są określane jako wapienie skaliste (Matyja 1977; Matyja i in. 1996). Skały mezozoiczne,

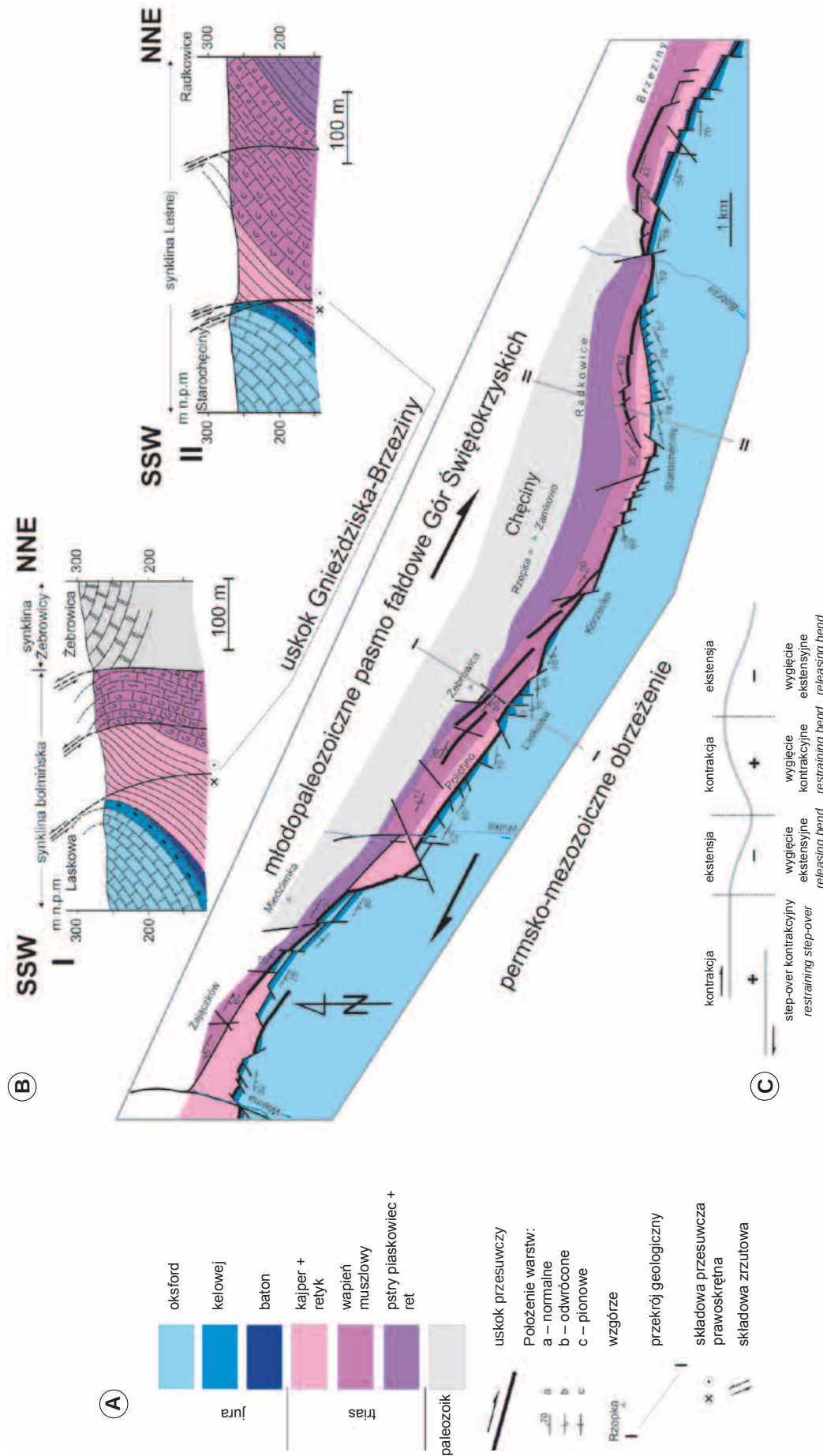


Fig. 2. Prawoskrętny uskok przesuwczy Gnieździśka-Brzeziny (wg Mastella & Konon 2002)

A. Strefa uskoku Gnieździśka-Brzeziny z zaznaczonymi uskokami drugiego rzędu. **B.** Przekroje geologiczne poprzeczne do strefy głównego uskoku. **C.** Typy struktur tektonicznych, powstających wzdłuż uskoku przesuwczego o przebiegu krzywoliniowym (wg np.: Woodcock & Schubert 1994)

jak widać, różnią się znacznie pod względem kompetencji, co wpływa na przebieg śladów uskoków, ale dodatkowym, może nawet przeważającym czynnikiem, jest kontakt powierzchni uskoków z głębszym podłożem. Uskoki, o stromych płaszczyznach, przecinają także skały występujące na większych głębokościach, w tym skały paleozoiczne o bardzo zróżnicowanej kompetencji (np. Czarnocki 1938).

Zmienność przebiegu uskoku pierwszego rzędu, powstanie wygięć, przy prawoskrętnym ruchu spowodowało kumulację naprężeń kompresyjnych w miejscu wygięć kontrakcyjnych, co wpłynęło na rozwój struktur kontrakcyjnych oraz tensyjnych, sprzyjających ekstensji w wygięciach ekstensyjnych (Mastella & Konon 2002). Wzdłuż uskoku Gnieździska–Brzeziny powstały w ten sposób łuski kontrakcyjne i drugorzędne uskoki przesuwcze (Konon & Mastella 2001; Mastella & Konon 2002). Drobne łuski można na przykład obserwować w rejonie góry Laskowej, a zdecydowanie większą łuskę tworzącą rodzaj soczewki utworzyły dwa odcinki uskoków w rejonie Starochęcin (*op. cit.*). Takie lokalnie występujące łuski w strefach przesuwczych są często notowane w literaturze (np. Sylvester 1988; Woodcock & Fisher 1986). Zjawisku temu sprzyja rozwój stref uskoków tworzących układ kulisowy (ang. *en echelon array*), przynajmniej w początkowej fazie ich rozwoju (np. Naylor i in. 1986).

Efektom kartograficznym występowania wygięć jest widoczna różnica w kontakcie skał. W wygięciach kontrakcyjnych, przy zdefiniowanym prawoskrętnym przemieszczeniu, dochodzi do redukcji części profilu litostratygraficznego, co można obserwować na przykład w rejonie Miedzianki, gdzie bezpośrednio kontaktują się ze sobą triasowe skały pstrego piaskowca i jurajskie skały węglanowe. Drugi taki przykład znajduje się w rejonie Radkowic, gdzie w pobliżu rzeki Bobrza wychodnie triasowych skał wapienia muszlowego występują w odległości kilkudziesięciu metrów od skał jurajskich (Mastella & Konon 2002).

Wzdłuż powierzchni uskoku Gnieździska–Brzeziny zmienia się wyraźnie również położenie warstw. W zdecydowanej większości przeważają położenia normalne warstw i upady południowe, ale np. w rejonie góry Laskowej, Polichna, Korzecka i na północ od Starochęcin warstwy mają położenie odwrócone a upady – północne (*op. cit.*).

Wzdłuż strefy głównego uskoku występują drugorzędne uskoki o szerokościach stref do około 30 cm, wypełnionych brekcjami, kataklazytami oraz mączką uskokową. Zwroty ruchu stwierdzone na podstawie obserwacji luster tektonicznych oraz podwójne kąty ścięcia wskazują na to, że uskoki te odpowiadają uskokom prawoskrętnym typu R, ale najczęściej uskokom prawoskrętnym typu R_1 i nieco rzadziej lewoskrętnym typu R_1' . Położenia tych uskoków w stosunku do głównej strefy uskoku wskazują, że powstały one w wyniku dominującego skracania w wygięciach kontrakcyjnych i możliwości rozciągania w wygięciach ekstensyjnych. Stąd nie można ich wszystkich bezpośrednio odnieść do ścięć riedlowskich typu R i R' (Riedel 1929), ponieważ oprócz składowej czysto przesuwczej musiała oddziaływać również składowa zrzutowa, różna w zależności od pozycji w obrębie strefy głównego uskoku (*op. cit.*). Powstanie uskoków typu R_1 jest związane z przeważającymi warunkami transpresyjnymi, ograniczającymi możliwość poszerzania strefy uskoku, zaś rozwój uskoków typu R_1' wskazuje na taką możliwość (np. Vialon 1979; Gamond & Giraud 1982; Mastella 1988; Mastella & Konon 2002).

Składowa zrzutowa zaznacza się wzdłuż uskoku w postaci zwiększania kąta upadu warstw (aż do ich odwrócenia), ale również poprzez bezpośredni kontakt skał pstrego piaskowca z gezami keloweju i wapieniami oksfordu w rejonie Miedzianki (Konon & Mastella 2001; Mastella & Konon 2002). Podsumowując, wzdłuż uskoku Gnieździska–Brzeziny przeważała transpresja spowodowana przez maksymalną kompresję poziomą o kierunku około 10° (*op. cit.*).

STEP-OVER MNINA

Step-over Mnina jest strukturą kontrakcyjną (Konon i in. 2013, 2014), utworzoną pomiędzy uskokiemi Snochowic, łączącym się w północnej części z grupą uskoków Diablej Góry i Radoszyc, a uskokiemi Mieczyna (fig. 1 i 3). Oba główne uskoki tworzące step-over łączą się w odległości kilku kilometrów na północny wschód od Małogoszcza. W zakładce kontrakcyjnej występują fałdy o charakterystycznej helikoidalnej geometrii powierzchni osiowych (fig. 3A). W pobliżu uskoków o biegach NNW–SSE zakończenia fałdów są w przybliżeniu równoległe do śladów uskoków, co jest wynikiem ciągnięcia przyuskokowego wzdłuż uskoków przesuwczych prawoskrętnych, na co wskazują obserwacje terenowe luster tektonicznych (fig. 3B). Takie struktury kontrakcyjne związane z przesuwczością, w których

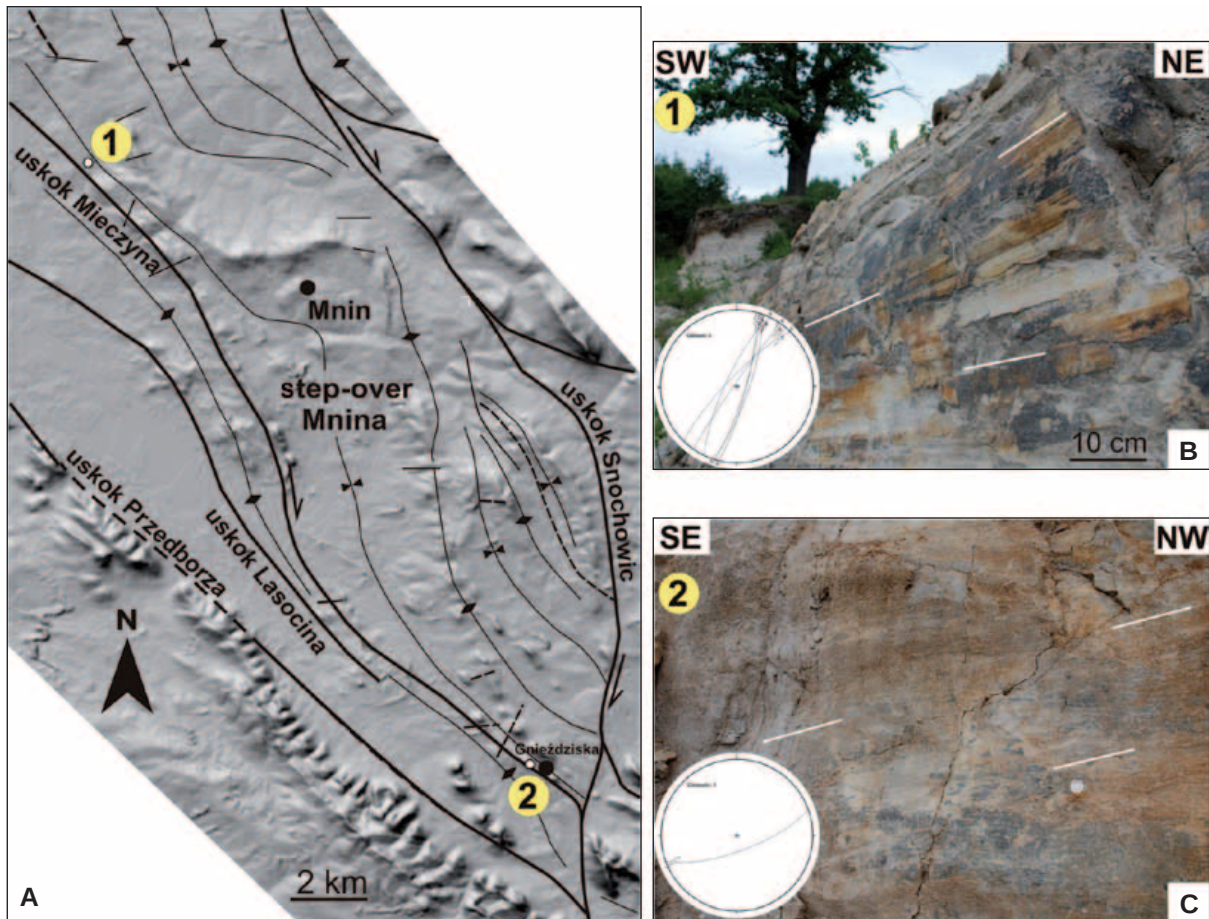


Fig. 3. Step-over Mnina

A. Sieć uskokuw w rejonie step-overu Mnina. B. Lustro tektoniczne prawoskrętnego uskoku przesuwczego typu R, tnącego dolnojurajskie piaskowce, drugorzędne w stosunku do głównego prawoskrętnego uskoku przesuwczego Mieczyna; lokalizacja na figurze 3A. C. Lustro tektoniczne głównego prawoskrętnego uskoku przesuwczego Mieczyna, tnącego wapienie oksfordzkie; lokalizacja na figurze 3A

dochodzi do modyfikacji fałdów w obrębie zakładki kontrakcyjnej, są opisywane na przykład wzdłuż uskoku San Andreas (Sylvester 1988) czy też wzdłuż strefy ograniczającej od północy strefę Sanandaj-Sirjan, należącej do orogenu Zagros (Babaahmadi i in. 2010), jak również w obrębie samej tej strefy (Nadimi & Konon 2012).

Do kolejnych struktur kontrakcyjnych, występujących na zachód od młodopaleozoicznego pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich, należy zaliczyć **step-over Bożej Woli** oraz **step-over Radoszyc** (fig. 1). W step-overze Radoszyc, podobnie jak w step-overze Mnina, występują liczne fałdy o kształcie sinusoidalnym, co zostało już wcześniej zauważone przez Pożaryskiego (1976), który wydzielił tzw. „megaantyklinę Radoszyc”. W najmniejszym step-overze Bożej Woli też doszło do wygięcia zakończeń niewielkiej antykliny, a ponadto powstały łuski wskazujące na dominację prawoskrętnej przesuwczowości wzdłuż odcinków uskokuw Przedborza I i II (fig. 1).

Anastomozująca sieć regionalnych uskokuw przesuwczych, sprzyjająca w wyniku przesuwczowości powstaniu step-overów kontrakcyjnych Mnina, Radoszyc i Bożej Woli oraz wygięć kontrakcyjnych i ekstensyjnych wzdłuż uskoku Gnieździska–Brzeziny, wskazuje, że w zachodnim i południowo-zachodnim obszarze obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich dominuje przesuwczowość prawoskrętne (Konon & Mastella 2001; Mastella & Konon 2002; Konon i in. 2013, 2014).

Wyraźne zmiany biegów uskokuw regionalnych (obserwowane na przykładzie uskoku Radoszyc, łączącego się ze strefą uskoku świętokrzyskiego), połączenie uskoku Straszowa ze strefą uskoku północno-łysogórskiego, a także połączenie uskoku Snochowic z uskokiem Gnieździska–Brzeziny dowo-

dążą występowania zjawiska refrakcji, związanej zarówno z różnicami w kompetencji przecinanych skał, jak i wykorzystaniem przez młodsze uskoki starszych struktur tektonicznych występujących w ich podłożu.

Prawoskrętną przesuwczość w obrębie obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich opisywał Jaroszewski (1972) w jego północno-wschodniej części. Składowa przesuwcza wynikająca z naprężeń transpresyjnych była w tym rejonie również sugerowana na podstawie analizy profili sejsmicznych (np. Krzywiec 2002, 2007). Wielu autorów podkreśla rolę poziomej kompresji, prowadzącej do procesów inwersyjnych na omawianym obszarze (np. Ziegler 1990; Krzywiec 2002; Dadlez 2003; Mazur i in. 2005).

W południowo-wschodniej części obrzeżenia permsko-mezozoicznego najmłodszymi skałami wchodzącymi w skład fałdów są skały kredowe, które są przykryte niezgodnie przez utwory miocen-skie (np. Czarnocki 1961), co jest związane z kredowo-paleogeńską inwersją basenu obejmującego dzisiejsze Góry Świętokrzyskie (Kutek & Głazek 1972; Krzywiec 2002, 2007; Świdrowska 2007; Świdrowska i in. 2008). Inwersja ta rozpoczęła się w turonie?/koniaku (np. Dadlez i in. 1997; Krzywiec 2000, 2002, 2007) lub nieco później – w santonie (Pożaryski 1964) lub w mastrychcie (Hakenberg & Świdrowska 2001). Koniec inwersji nastąpił w paleocenie (Pożaryski & Brochwicz-Lewiński 1979; Krzywiec 2006) lub we wczesnym eocenie (Kutek & Głazek 1972; Narkiewicz i in. 2010). Brak osadów paleogenu w południowo-zachodniej części świętokrzyskiego odcinka antyklinorium śródpolskiego (Piwocki 2004) uniemożliwia jednoznaczne stwierdzenie końca inwersji na tym obszarze. Powstanie struktur kontrakcyjnych na badanym obszarze należy wiązać z transmisją poziomych naprężeń kompresyjnych i transpresyjnych, wywołanych fazami kolizyjnymi w orogenach alpejskim i karpackim (np. Ziegler 1990; Dadlez 2003; Mazur i in. 2005).

Pracę wykonano dzięki wsparciu finansowemu w ramach projektu badawczego nr 2011/03/B/ST10/06341 Narodowego Centrum Nauki pt. „Rola uskokowania przesuwczego podczas inwersji południowo-zachodniej części świętokrzyskiego odcinka basenu polskiego”.

LITERATURA

- BABAAHMADI A., SAFAEI H., YASSAGHI A., VAFA H., NAEIMI A., MADANIPOUR M. & AHMADI M. 2010 — A study of Quaternary structures in the Qom region, west Central Iran. *Journal of Geodynamics*, **50**: 355–367.
- BARSKI M. 1999 — Stratygrafia jurajskich czarnych ilów z odsłoneń w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na podstawie cyst Dinoflagellata. *Przegląd Geologiczny*, **47** (8): 718–722.
- CIEŚLA E. & LINDNER L. 1990 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Końskie. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- CZARNOCKI J. 1938 — Ogólna mapa geologiczna Polski, arkusz Kielce, skala 1:100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- CZARNOCKI J. 1948 — Przewodnik 20 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w roku 1947. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **17**: 237–299.
- CZARNOCKI J. 1961 — Materiały do Przeglądowej mapy geologicznej Polski. Region Świętokrzyski, arkusz Pińczów. Wyd. B zaktualizowane, skala 1:100 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- DADLEZ R. 2003 — Mesozoic thickness pattern in the Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, **47** (3): 223–240.
- DADLEZ R., JÓŹWIAK W. & MŁYNARSKI S. 1997 — Subsidence and inversion in the western part of Polish basin – data from seismic velocities. *Geological Quarterly*, **41** (2): 197–208.
- FILONOWICZ P. 1967 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Morawica. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- FILONOWICZ P. 1968 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Morawica. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- FILONOWICZ P. & LINDNER L. 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Piekoszów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- FREUND R. 1974 — Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, **21** (1–2): 93–134.

- GARFUNKEL Z., ZAK I. & FREUND R. 1981 — Active faulting in the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, **80** (1–4): 1–26.
- GAMOND J.F. & GIRAUD A. 1982 — Identification des zones de faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **24** (4): 755–762.
- GIŻEJEWSKA M. 1975 — Jura środkowej Niecki Miechowskiej i południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **23** (11): 530–535.
- GRZYBOWSKI K. & KUTEK J. 1967 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Lubień. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- HAKENBERG M. 1973 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- HAKENBERG M. 1974 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 2001 — Cretaceous basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre-Tornquist Zone (SE Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **71**: 1–20.
- JANIEC J. 1991 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Żarnów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- JAROSZEWSKI W. 1972 — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, **37**: 9–210.
- JURKIEWICZ I. 1961 — Materiały do Przeglądowej mapy geologicznej Polski. Region Świętokrzyski. Arkusz Przedbórz. Wyd. B zaktualizowane, skala 1:100 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- JURKIEWICZ I. 1965 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Czermno. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- JURKIEWICZ I. 1967 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Radoszyce. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- KONON A. & MASTELLA L. 2001 — Structural evolution of the Gnieździska syncline – regional implications for the Mesozoic margin of the Holy Cross Mountains (central Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **71**: 189–199.
- KONON A. 2007 — Strike-slip faulting in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **57** (4): 415–441.
- KONON A., LUDWINIAK M., RYBAK-OSTROWSKA B., OSTROWSKI S., ŚMIGIELSKI M., URODA J. & WYGLĄDAŁA M. 2013 — A contractional stepover in the region of the Mnin Syncline formed during the inversion of the Polish Basin. Abstract book – konferencja „CETeG 2013 – Meeting of the Central European Tectonic Studies Group” Vargesztes, Węgry 24th–27th April 2013: 29–30.
- KONON A., NADIMI A., RYBAK-OSTROWSKA B., WYGLĄDAŁA M., ŚMIGIELSKI M., LUDWINIAK M. & URODA J. 2014 — Active contractional stepovers in strike slip fault systems – comparison of the structures from the foreland of the Polish part of the Carpathian Orogen and the Sanandaj–Sirjan Zone (Zagros Orogen, Iran). The Third International Symposium of International Geosciences Programme Project 589 (IGCP-589) UNESCO/IUGS “Development of the Asian Tethyan Realm: Genesis, Process and Outcomes”, Tehran, Iran: 117–124.
- KOWALSKI W.R. 1975 — Tektonika zachodniego zakończenia antykliny chęcińskiej i otaczających ją struktur obrzeżenia mezozoicznego. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **45**: 45–61.
- KRAJEWSKI R. 1961 — Materiały do Przeglądowej mapy geologicznej Polski. Region Świętokrzyski, arkusz Końskie. Wyd. B zaktualizowane, skala 1:100 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- KRZYWIEC P. 2000 — O mechanizmach inwersji bruzdy środkowopolskiej – wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **393**: 135–166.
- KRZYWIEC P. 2002 — Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanism, and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *EGU Stephan Mueller Special Publication series*, **1**: 151–165.
- KRZYWIEC P. 2006 — Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. *Geological Quarterly*, **51** (1): 151–168.
- KRZYWIEC P. 2007 — Nowe spojrzenie na tektonikę regionu lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **422**: 1–18.
- KUTEK J. & GŁAZEK J. 1972 — The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geologica Polonica*, **22**: 603–653.

- KWAPISZ B. 1983 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Przedbórz. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- MASTELLA L. 1988 — Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, Polskie Karpaty Zewnętrzne. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **58**: 53–173.
- MASTELLA L. & KONON A. 2002 — Non-planar strike-slip Gnieździska-Brzeziny fault (SW Mesozoic margin of the Holy Cross Mountains, central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **52**: 471–480.
- MASTELLA L. & MIZERSKI W. 2002 — Budowa geologiczna jednostki łysogórskiej (Góry Świętokrzyskie) na podstawie analizy zdjęć radarowych. *Przegląd Geologiczny*, **50** (9): 767–772.
- MATYJA B.A. 1977 — Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **27** (1): 41–64.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A. & DREWNIAK A. 1996 — Węglanowe osady basenu późnojurajskiego zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. [W:] P.H. Karnkowski (red.), Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia. Materiały V Krajowego Spotkania Sedymentologów. Warszawa: 1–16.
- MAZUR S., KRZYWIEC P. & SCHECK-WENDEROTH M. 2005 — Different modes of Late Cretaceous–Early Tertiary inversion in the North German and Polish Basin. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **94**: 782–798.
- NADIMI A. & KONON A. 2012 — Strike-slip faulting in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran. *Journal of Structural Geology*, **40**: 2–16.
- NARKIEWICZ M., RESAK M., LITKE R. & MARYNOWSKI L. 2010 — New constraints on the Middle Palaeozoic to Cenozoic burial and thermal history of the Holy Cross Mts. (Central Poland): results from numerical modelling. *Geologica Acta*, **8**: 189–205.
- NAYLOR M.A., MANDL G. & SIJPESTEIJN C.H.K. 1986 — Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, **8** (7): 737–752.
- PIWOCKI M. 2004 — Paleogen. [W:] T.M. Peryt & M. Piwocki (red.), Budowa geologiczna Polski, t. 1, cz. 3a: Stratygrafia. Kenozoik, paleogen, neogen: 22–24. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1964 — Outline of Palaeozoic and Mesozoic tectonics of the Polish Lowland. *Kwartalnik Geologiczny*, **8**: 1–41.
- POŻARYSKI W. 1976 — Ogólna charakterystyka tektoniczna mezozoiku świętokrzyskiego. [W:] Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Starachowicach: 7–13. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- POŻARYSKI W. & BROCHOWICZ-LEWIŃSKI W. 1979 — O aulakogenie środkowopolskim. *Kwartalnik Geologiczny*, **23**: 271–290.
- RIEDEL W. 1929 — Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abt. B*: 1–354.
- RÓŻYCKI S.Z. 1961 — Materiały do Przeglądowej mapy geologicznej Polski. Region Świętokrzyski, arkusz Włoszczowa. Wyd. B zaktualizowane, skala 1:100 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SIEMIĄTKOWSKA-GIŻEJEWSKA M. 1974 — Stratigraphy and paleontology of the Callovian in the southern and western margins of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **24** (2): 365–406.
- STUPNICKA E. 1972 — Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Geologiczny UW*, **14**: 21–114.
- SYLVESTER A.G. 1988 — Strike slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 1666–1703.
- SZAJN J. 1977 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Nagłowice. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SZAJN J. 1980 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Włoszczowa. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SZAJN J. 1983 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Oleszno. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- ŚWIDROWSKA J. 2007 — Kreda w regionie lubelskim – sedymentacja i jej tektoniczne uwarunkowania. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **422**: 63–78.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., POLUHTOVIČ 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 Geologica Polonica*, **130**: 3–130.

- WILCOX R., HARDING T.P. & SEELY D.R. 1973 — Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **57** (1): 74–96.
- VIALON P.P. 1979 — Les déformation continues-discontinues des roches anisotropes. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **72** (2): 531–549.
- WOODCOCK N.H. & FISHER M. 1986 — Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, **8**: 725–735.
- WOODCOCK N.H. & SCHUBERT C. 1994 — Continental strike-slip tectonics. [W:] P.L. Hancock (red.), *Continental deformation*: 251–263. Pergamon Press, Oxford.
- ZIEGLER P.A. 1990 — Collision related intra-plate compression deformations in Western and Central Europe. *Journal of Geodynamics*, **11**: 357–388.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J. & ŻYTKO K. 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski: 1–60. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

MIOCEN ŚWIĘTOKRZYSKIEGO BRZEGU PARATETYDY

Tadeusz PERYT

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

Słowa kluczowe: zapadlisko przedkarpackie, miocen, litostratygrafia, środowisko sedymentacji, eustatyka.

Miocen północnej brzeżnej części zapadliska przedkarpackiego na obszarze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich ma bardzo bogatą historię badań, ostatnio podsumowaną w opracowaniach syntetycznych dotyczących całego obszaru (Jasionowski & Peryt 2004; Jasionowski i in. 2004; Peryt 2012), jak również w wielu pracach o bardziej analitycznym charakterze, opublikowanych w 2015 r. (np. Bąbel i in. 2015; Czapowski & Gąsiewicz 2015; Gaździcka 2015; Gąsiewicz 2015; Kramarska 2015; Leszczyński & Nemec 2015; Paruch-Kulczycka 2015; Peryt & Peryt 2015; Sant i in. 2015; Studencka 2015; Urban i in. 2015). Niniejsze streszczenie w dalszej jego części zawiera wyłącznie powołania na prace, które ukazały się w ciągu ostatnich czterech lat.

Sedymentacja osadów miocenu zapadliska przedkarpackiego była warunkowana zarówno zmianami eustatycznymi poziomu morza, jak i wpływem nasuwania się płaszczowin karpackich na brzeg platformy europejskiej. Główne zmiany poziomu morza to transgresja we wczesnym lang, obniżenie ewaporatowe i kryzys zasolenia rozpoczęty 13,81 mln lat temu, późniejsza transgresja kończąca ten kryzys, a także względny spadek poziomu morza w środkowym serrawalu.

Transgresja we wczesnym lang objęła bardzo zróżnicowany morfologicznie obszar południowego obrzeża Gór Świętokrzyskich, w wyniku czego w rejonach o najbardziej wydatnej rzeźbie powstały liczne struktury i osady brzegowe, takie jak głazowiska klifowe, powierzchnie abrazyjne i rozproszone otoczaki skał podłoża pocięte przez skałotocze. W wielu miejscach profil miocenu rozpoczynają piaskowce, mułowce i lokalnie lignity, z fauną głównie ślimaków i małży morskich, zdolną do życia w warunkach obniżonego zasolenia, oraz florą obejmującą formy charakterystyczne dla iglastego lasu bagiennego. Nad formacją z Trzydnika występują utwory morskie formacji z Pińczowa, w której obrębie wyróżnia się kilka oddzielnych ogniw. Najbardziej charakterystycznym są utwory wapienne, głównie wapienie litotamniowe – organodetrytyczne lub rodoidowe, znane jako wapienie pińczowskie. Kolejne ogniwa formacji z Pińczowa to iły korytnickie, zawierające nadzwyczaj bogaty zespół skamieniałości oraz warstwy baranowskie, wykształcone jako utwory piaszczyste z bogatą fauną odsłaniające się we wschodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich bądź jako utwory margliste z przewarstwieniami tufitów (np. Bukowski 2015). W stropie formacji z Pińczowa, poniżej utworów ewaporatowych, występuje w wielu profilach cienka strefa masowo nagromadzonych muszli małżów, opisywana jako warstewka erwiliowa.

W najwyższej części margli warstw baranowskich skład zespołów otwornicowych wskazuje na znaczne podwyższenie zasolenia w trakcie depozycji utworów poprzedzających precypitację gipsów (D. Peryt 2013a). Być może jest to odzwierciedlenie ewaporatowego obniżenia poziomu morza, które doprowadziło do powstania formacji z Krzyżanowic, obejmującej osady siarczanowe (gipsy i anhydryty) o miąższości kilkudziesięciu metrów, wraz z towarzyszącymi im silikoklastykami, głównie iłami (Bąbel & Olszewska-Nejbert 2012; Bąbel i in. 2013; D. Peryt 2013b; Peryt 2013). Profil gipsów składa się z dwóch części: dolnej (gipsy autochtoniczne, głównie krystaliczne) i górnej (gipsy allochtoniczne – klastyczne) (Bąbel i in. 2015; Peryt & Anczkiewicz 2015). Facja gipsów autochtonicznych (gips krystaliczny – szklicowy, trawiasty, szkieletowy i szablasty; gips stromatolitowy; masywny gips alabastrowy) powstała w dwóch głównych środowiskach depozycyjnych: gips szklicowy krystalizował z solanek wysoko skoncentrowanych w początkowych stadiach precypitacji gipsu, a pozostałe odmiany gipsu krystalicznego – w rozległej panwi solankowej cechującej się występowaniem mozaiki facjalnej. Nad formacją z Krzyżanowic lokalnie występuje formacja z Radruża – wapienie mikrytowe i peloidowe, w znacznej części o genezie mikrobialnej oraz – częściowo – sparytowe dedolomity. Utwory te powstały w środowisku o podwyższonym zasoleniu, przypuszczalnie w warunkach sebhya.

Nad osadami ewaporatowymi, bądź lokalnie na starszych ogniwach badenu, spoczywają osady formacji z Machowa, w której obrębie wyróżnia się kilka ogniw. Warstwy przegrzebkowe (ogniwo ilów i margli pektenowych) to ility margliste i margle, o grubości od kilku do kilkudziesięciu metrów, zawierające niekiedy przewarstwienia wapieni, piasków i tufitów, z bogatym zespołem mięczaków, reprezentujących środowisko morskie o normalnym zasoleniu, oraz bardzo liczne otwornice bentosowe i planktoniczne, wskazujące na późny baden. Powyżej i obocznie, w kierunku centrum basenu, występują podobne litologicznie warstwy ze *Spirialis*, zawierające także słabo zróżnicowaną taksonomicznie, tolerancyjną makro- i mikrofaunę, uznawaną za wskaźnik spadku zasolenia. Ku górze i obocznie warstwy ze *Spirialis* przechodzą w pozbawione fauny utwory typu ilów krakowieckich. Ostatnim kompleksem osadów miocenu w otoczeniu Gór Świętokrzyskich jest formacja z Chmielnika (Czarniecka 2011; Leszczyński & Nemec 2015), osady detrytyczne i węglanowe, wcześniej określane jako sarmat detrytyczny, o grubości do 30 m, zbudowane z lokalnego materiału, z wkładkami iłowcowymi, spoczywające na starszych ogniwach miocenu bądź lokalnie na podłożu przedmioceni. Ku południowi, w kierunku basenu zapadliska utwory formacji z Chmielnika przechodzą w sarmacką część formacji z Machowa (Leszczyński & Nemec 2015).

Zarówno dobrze wyrażony gradient paleogeograficzny, jak i szybkie – dobrze udokumentowane – zmiany środowiskowe oraz linii brzegowej, warunkowane zmianami eustatycznymi oraz tektonicznymi (w tym reaktywacją starszych uskoku o orientacji NW–SE), pozwalają uznać rejon świętokrzyskiego brzegu Paratetydy za modelowy przykład stratygrafii dynamicznej przedpola zbiornika przedgórskiego (Leszczyński & Nemec 2015).

LITERATURA

- BĄBEL M. & OLSZEWSKA-NEJBERT D. 2012 — Gipsy Borkowa – badeńska sedimentacja ewaporatowa na Ponidziu. [W:] S. Skompski (red.), Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odsłoneń geologicznych: 138–144. Wydział Geologii UW, Warszawa.
- BĄBEL M., URBAN J., CHWALIK-BOROWIEC A. & ŁAJCZAK A. 2013 — Stanowisko 6. Gacki: nieczynny kamieniołom gipsów – profil i tektonika serii ewaporatowej, zjawiska krasowe. [W:] A. Łajczak i in. (red.), Georóżnorodność Ponidzia: 57–65. Wydawnictwa Instytutu Geografii UJK w Kielcach.
- BĄBEL M., OLSZEWSKA-NEJBERT D., NEJBERT K. & ŁUGOWSKI D. 2015 — The Badenian evaporative stage of the Polish Carpathian Foredeep: sedimentary facies and depositional environment of the selenitic Nida Gypsum succession. [W:] G. Haczewski (red.), Guidebook for field trips accompanying IAS 31st Meeting of Sedimentology held in Kraków on 22nd–25th of June 2015. Kraków: 25–50.
- BUKOWSKI K. 2015 — Miocenijskie poziomy tufitowe z otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 79–94.
- CZAPOWSKI G. & GĄSIEWICZ A. 2015 — Wykształcenie, stratygrafia i środowiska depozycji utworów pogranicza badenu i sarmatu z SW otoczenia Gór Świętokrzyskich – profile otworów badawczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 9–52.
- CZARNIECKA U. 2011 — Mikrofacje utworów węglanowo-silikoklastycznych miocenu w dolinie Opatówki (północna marginalna strefa zapadliska przedkarpackiego). *Przegląd Geologiczny*, **59** (9): 625–632.
- GAŹDZICKA E. 2015 — Nanoplankton wapienny i okrzemki środkowego miocenu w rejonie Buska i Kazimierzy Wielkiej (północna część zapadliska przedkarpackiego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 153–178.
- GĄSIEWICZ A. 2015 — Cechy geochemiczne utworów pogranicza badenu i sarmatu w otworach wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 z północnego obrzeżenia zapadliska przedkarpackiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 61–78.
- JASIONOWSKI M. & PERYT T.M. 2004 — Zapadlisko przedkarpackie. Historia badań. [W:] T.M. Peryt, M. Piwocki (red.), Budowa geologiczna Polski, t. 1, cz. 3a: Stratygrafia. Kenozoik, paleogen, neogen: 203–212. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- JASIONOWSKI M., PERYT T.M. & CZAPOWSKI G. 2004 — Zapadlisko przedkarpackie. Podstawy stratygrafii. Neogen. [W:] T.M. Peryt, M. Piwocki (red.), Budowa geologiczna Polski, t. 1, cz. 3a: Stratygrafia. Kenozoik, paleogen, neogen: 213–249. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

- KRAMARSKA R. 2015 — Minerale ciężkie w profilu utworów miocenu w otworze wiertniczym Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 (północny skraj zapadliska przedkarpackiego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 53–60.
- LESZCZYŃSKI S. & NEMEC W. 2015 — Dynamic stratigraphy of composite peripheral unconformity in a fore-deep basin. *Sedimentology*, **62**: 645–680.
- PARUCH-KULCZYCKA J. 2015 — Biostratygrafia osadów miocenu z otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 na podstawie otwornic (północna część zapadliska przedkarpackiego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 115–132.
- PERYT D. 2013a — Foraminiferal record of the Middle Miocene climate transition prior to the Badenian salinity crisis in the Polish Carpathian Foredeep Basin (Central Paratethys). *Geological Quarterly*, **57** (1): 141–164.
- PERYT D. 2013b — Foraminiferal record of marine transgression during deposition of the Middle Miocene Badenian evaporites in Central Paratethys (Borków section, Polish Carpathian Foredeep). *Terra Nova*, **25**: 298–306.
- PERYT D. & PERYT T.M. 2015 — Zmiany środowiskowe poprzedzające sedymentację gipsów badeńskich i na początku ich depozycji w rejonie rzeki Wschodniej (północna część zbiornika przedkarpackiego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 133–152.
- PERYT T. 2012 — Zarys budowy geologicznej zapadliska przedkarpackiego. [W:] W. Górecki (red.), Atlas geotermalny zapadliska przedkarpackiego: 24–36. AGH, Kraków.
- PERYT T.M. 2013 — Palaeogeographical zonation of gypsum facies: Middle Miocene Badenian of Central Paratethys (Carpathian Foredeep in Europe). *Journal of Palaeogeography*, **2**: 225–237.
- PERYT T.M. & ANCZKIEWICZ R. 2015 — Strontium isotope composition of Middle Miocene primary gypsum (Badenian of the Polish Carpathian Foredeep Basin): evidence for continual non-marine inflow of radiogenic strontium into evaporite basin. *Terra Nova*, **27**: 54–61.
- SANT K., DE LEEUW A., CHANG L., CZAPOWSKI G., GAŚIEWICZ A. & KRIJGSMAN W. 2015 — Paleomagnetic analyses on Badenian–Sarmatian drill cores from the North Carpathian Foredeep (Middle Miocene, Poland). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 179–192.
- STUDENCKA B. 2015 — Małże z osadów środkowego miocenu zapadliska przedkarpackiego: otwory wiertnicze Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 – stratygrafia i taksonomia. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 95–114.
- URBAN J., CHWALIK-BOROWIEC A. & KASZA A. 2015 — Warunki rozwoju i wiek krasu w gipsach niecki soleckiej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **462**: 125–152.

KARTOGRAFIA GEOLOGICZNA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH W ŚWIELE WYBRANYCH MAP HISTORYCZNYCH

Stanisław WOŁKOWICZ, Marek GRANICZNY, Krystyna WOŁKOWICZ, Halina URBAN

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: stanislaw.wolkowicz@pgi.gov.pl

Słowa kluczowe: kartografia geologiczna, XIX–XX wiek, region świętokrzyski.

Góry Świętokrzyskie są praktycznie jedynym miejscem w centralnej Polsce, gdzie ukazują się na powierzchni skały starszego podłoża. Ich centrum stanowią skały paleozoiczne, wokół których grupują się skały mezozoiczne, dlatego też mówimy zwykle o tronie lub masywie paleozoicznym Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżeniu mezozoicznym. Niezwykła budowa geologiczna Gór Świętokrzyskich spowodowała, że od dawien dawna skupiały one zainteresowanie przyrodników zajmujących się geognostyką, a następnie geologią. Początki badań geologicznych na terenie Gór Świętokrzyskich, podobnie jak i w wielu innych regionach, były związane z poszukiwaniami złóż surowców mineralnych: żelaza, ołowiu oraz miedzi.

Postęp rozpoznania budowy geologicznej tego regionu można przedstawić w następującej kolejności (Kotański 1959):

- Stanisław Staszic, powszechnie uznawany za „ojca polskiej geologii”, wyraził intuicyjny pogląd, że znajdują się tutaj najstarsze skały Polski.
- Georg Gottlieb Pusch opisał w 1830 r. skały dewońskie.
- Gottlieb von Bloede opisał w 1846 r. występowanie utworów permu, który zidentyfikowano na podstawie ramienionoga *Productus aculeatus*.
- Kolejnych odkryć systemów geologicznych dokonali Jan Hempel (1867) i powtórnie Aleksander Michalski (1882) – ordowik oraz Ludwik Zejszner (1868) – sylur.
- Badania utworów paleozoicznych kontynuowali Stanisław Kontkiewicz (ojciec), Jan Trejdosiewicz oraz Józef Siemiradzki, którzy odkryli szereg stanowisk fauny i rozszerzyli stan wiedzy stratygraficznej.
- Odkrycie w latach 1892–1896 utworów kambryjskich w Górach Pieprzowych i w przełomie Lubrzanki przez profesora Uniwersytetu Wrocławskiego Georga Güricha zostało opisane w monografii *Das Palaeozoikum im polnischen Mittelgebirge* (Verhandlungen der Russischen Kaiserlichen Gesellschaft zu Saint Petersburg, 32, 1896: 1–539).

Początek nowoczesnej geologii Gór Świętokrzyskich zapoczątkowały w 1911 r. prace dwóch wybitnych badaczy: Jana Czarnockiego i Jana Samsonowicza, którzy w trakcie wspólnych badań odkryli w zachodniej części Gór Świętokrzyskich utwory cechsztynu, a także udowodnili, że pasmo główne (między innymi Łysogóry) jest zbudowane z utworów kambryjskich. W dalszych pracach ustalili również obecność szeregu antyklin, których jądra tworzą utwory kambru.

Omówienie prac kartograficznych Gór Świętokrzyskich należy rozpocząć od **Stanisława Staszica (1755–1826)**, który w latach 1798–1804 prowadził rozpoznanie geologii ziem polskich i obszarów przyległych: na obszarze krakowskim, kieleckim, lubelskim, w Karpatach i na ich przedgórzu, w okolicach Lwowa oraz na Węgrzech (Wójcik 1999). Jego spostrzeżenia zawarte w *Dzienniku podróży* wskazują, że przygotowywał monograficzny opis geologii ziem polskich, zamierzał również przedstawić swoje poglądy na mapie, która miała być syntezą kartograficzną i dokumentacją rozpoznanych kopalin, skamieniałości itp. Jego słynne dzieło *O ziemiorodztwie Karpatów i innych gór i równin Polski* wraz z mapą *Carta geologia totius Poloniae, Moldaviae, Transylvaniae et partis Hungariae et Valachiae* zostały wydane w Warszawie w 1815 r. Dzieło to, zawierające pierwszy opis geologiczny i górniczy całego kraju (Staszic 1955), jest uważane za najpełniejszą syntezę geologicznej wiedzy o Polsce na początku XIX wieku. Warto podkreślić, że Staszic w trakcie swoich licznych podróży, gdzie tylko mógł, mierzył przy pomocy kompasu kierunek i nachylenie warstw, co pozwoliło na sporządzenie pierwszego przekroju geologicznego przez całą Polskę, od Tatr do Bałtyku. Postawił on również tezę,

że Karpaty od Pressburga (Bratysławy) aż po Rumunię tworzą jeden system (Szajnocha 1928). Podkład topograficzny do mapy Staszica w postaci „mapy kopczykowej” prawdopodobnie sporządzono na podstawie materiałów austriackich lub pruskich. Wydzielenia geologiczne i mineralogiczne na mapie oznaczono przy pomocy liczb i znaków alfabetu. Pierwsza grupa znaków odnosi się do różnych typów minerałów, kopalin i skał, druga natomiast rozróżnia: góry pierwotne, ościenne, przedwodowe, pomorskie i ziemie opławe (zsepowe). Żeby rozszyfrować powyższą terminologię na przykładzie Karpat, góry pierwotne należy wiązać z trzonem krystalicznym (najstarszymi granitami i gnejsami), góry ościenne lub pierwotnowarstwy mogą być interpretowane jako gnejsy i łupki krystaliczne lub osadowe skały paleozoiczne, góry przedwodowe to wapienie i piaskowce, natomiast góry pomorskie można mniej więcej odnieść do utworów jurajskich, kredowych i miocenских. Wreszcie ziemie opławe lub zsepowe są „przez wody skądinąd przeniesione i zsypane”. Na mapie znajdują się również dane hipsometryczne, oznaczenia pomiaru biegu i upadu warstw oraz lokalizacja kopalni. Tekst Ziemiordztwa obejmuje dwanaście rozpraw opisujących poszczególne krainy. Pierwsza z nich jest poświęcona równinom Polski, Łysogórom oraz części Beskidów. Rozdział ten zaczyna się od podkreślenia roli Karpat w budowie geologicznej Europy, pisze o nich Staszic

[...] iż wielką był granicą w działaniach natury po jednej i po drugiej stronie gór pobocznych [...].

We wstępie określa również centralne położenie Łysogór:

[...] to pasmo ciągnie prawie środkiem krajn polskich [...].

Prawidłowo określa też skomplikowaną tektonikę Łysogór:

[...] pochył zaś ławic jest różny [...]. Idą poziomo; spadają na północ; spadają na południe; spadają pod różnym stopniem [...].

Opisując budowę grzbietu Łysogór

[...] który składa się z szarogłazu, z głązo-łopieniów; z szarogłazo-łopieniów i z głązu miążkiego ciosowego [...], stworzył termin szarogłaz, który przyjął się w polskiej literaturze geologicznej, zastępując niemiecki termin *grauwacke*. Staszic podkreślił również potencjał złożowy Gór Świętokrzyskich:

[...] To pasmo jest w krajach Polskich najbogatsze. W niem natura z całą szczodrością zdziałała wszystko, czego ludom mężnym potrzeba... Z wierzchu obsypała całe pasmo gliną marglową pszenicorodną, gliną Sandomierską. Wewnątrz kładła z obfitością żelazo, miedź i ołów; a z umiarkowaniem srebro i złoto [...].

Autor słusznie analizuje także niszczący wpływ erozji na Góry Świętokrzyskie:

[...] Góry tutejsze, musiały dawniej daleko być wyższe. Okazuje to, straszne po całym ich wierzchu, skał zburzyszcze, niezmiernie rozwaliska, któremi nie tylko na wszystkie strony, ale szczególnie na wschodopółnoc osute są liczne góry, okrywają same skał rozwaliny [...].

Oczywiście nie wszystkie poglądy i analizy w niniejszej rozprawie są słuszne i odpowiadają dzisiejszym pojęciom, ale należy przecież uwzględnić warunki i epokę, w której działał Staszic. W słowie wstępnym do reprintu Ziemiordztwa Walery Goetel prezentuje pogląd, że

[...] Staszica jako autora tej książki, która stała się kamieniem węgielnym naszej geologii, nazywa się słusznie ojcem geologii polskiej [...].

Kolejną pod względem chronologicznym mapę Gór Świętokrzyskich sporządził **Gottlob Friedrich Bloede (?–1866)**, geolog niemiecki, absolwent Akademii Górniczej we Freibergu. W 1816 r. przybył do Polski, gdzie został komisarzem, a następnie inspektorem Dyrekcji Górniczej. Jego mapa ***Petrographischer Charte von Demjeningen Thiele von Pohlen*** została wykonana w skali 1:180 000 i wydana we Wrocławiu (Breslau) w 1830 r. W sumie opublikował pięć interesujących prac dotyczących geologii Gór Świętokrzyskich. W pracy wydanej we Wrocławiu w 1830 r. opisał utwory paleozoiczne oraz złoża i minerały w nich występujące, ze szczegółowym opisem złoża w Miedzianej Górze, gdzie przez wiele lat pracował. Pisał również o zmineralizowanych liliowcach z Jaworzni koło Kielc i rozważał genezę dolomitów odsłaniających się w Zagnańsku. W kolejnej pracy z 1846 r. badacz ten zajął się szerzej obszarem Polski, wyróżniając „systemy”: sandomierski, sudecki i karpacki. Bloede zebrał (głównie w Miedzianej Górze i Miedziance) imponującą, liczącą 19 tysięcy okazów, kolekcję minerałów i skał, którą w 1835 r. sprzedał w Petersburgu (Gągol 2008).



Fig. 1. Przybliżony przekrój od Inowłódza aż do Krakowa grupy Gór Sandomierskich, należącej do systemu geognostycznego środkowej Polski, wykonany przez G.G. Puscha w 1829 r. (Geognostyczny Opis Polski. *Sławianin*, 25: 392–396. Wydawca: A.M. Kitajewski, w Drukarni Banku)

Godnym następcą Staszica był geolog wywodzący się z grona nauczycielskiego kieleckiej Szkoły Górniczej – **Georg Gottlieb Pusch (1790–1846)**. Pusch urodził się w Kohren, w Miśni, a studia górnicze ukończył we Freibergu, jako uczeń sławnego Wernera. Warto również dodać, że w latach studenckich przyjaźnił się ze wspomnianym Gottlobem Friedrichem Bloedem. W 1816 r. Pusch został powołany przez rząd Królestwa Kongresowego na stanowisko profesora chemii i hutnictwa w utworzonej przez Stanisława Staszica Szkole Górniczej w Kielcach. W czasie swych pierwszych piętnastu lat pobytu w Polsce, a szczególnie w okresie kieleckim, Pusch prowadził bardzo żywą działalność badawczą i praktyczną. W latach 1817–1824 odbył piętnaście podróży geognostycznych po całym terytorium Królestwa (Kleczkowski 1972). Na podstawie zebranych materiałów opracował swoje słynne dzieło: **Geognostische Beschreibung von Polen** (*Opis geognostyczny Polski*), wydane w dwóch tomach w latach 1833–1836. Fragmenty tego dzieła były publikowane w tłumaczeniu A.M. Kitajewskiego, niczym powieść w odcinkach, w tygodniku *Sławianin* w latach 1829–1830 (Wołkowicz & Wołkowicz, 2014). Opublikowany w 1837 r. w Stuttgarcie i Tybindze **Geognostischer Atlas von Polen** zawiera mapę główną Królestwa Polskiego i Galicji w czterech arkuszach, w skali około 1:800 000, oraz cztery mapy szczegółowe w skalach (wyliczonych) od 1:77 000 do 1:178 000, z których dwie dotyczą rejonu świętokrzyskiego (mapa obszaru pomiędzy Sandomierzem a Małogoszczą oraz mapa obszaru pomiędzy Wisłą a Nidą). Załączono do nich również przekroje geologiczne (fig. 1 i 2). Atlas ten stanowi doskonałą syntezę ówczesnej wiedzy geologicznej i rozpoczyna nowoczesny etap badań w Polsce. Na obszarze Gór Świętokrzyskich uwzględniono następujące wydzielenia:

- staropaleozoiczne (*Übergangs Formations*): wapień, szarogłazy i łupki szarogłazowe;
- czerwone piaskowce (*Rother Sandstein*), północny wapień muszlowy (*Nordlicher Muschelkalk*) i białe piaskowce (*Weisser Sandstein*);
- jurajskie wapień oolitowy;
- kredowe margle;
- trzeciorzędowe piaskowce muszlowe;
- czwartorzędowe gliny i lessy (*Diluvium*).

Jak relacjonuje Kleczkowski (1977), autor miał sporo problemów z wydawcą dzieła. W konsekwencji od złożenia atlasu do druku do jego ukazania się minęło 8–9 lat. Zdarza się, że do prac Puscha sięgają również badacze współcześni z uwagi na to, że jest to ciągle cenne źródło informacji, zwłaszcza dotyczących nieistniejących już dzisiaj odsłonięć lub miejsc eksploatacji górniczej.

miernictwa górniczego i wykorzystać w pracach kartograficznych. Hempel jest autorem *Carte géologique des environs de Kielce, de Chenciny et de Malagoszcz, situés au centre de la Pologne* w skali 1:160 000, opublikowanej w 1867 r. Znajduje się na niej 15 wydzieleni rozdzielonych na utwory: sylurskie, dewońskie, permskie, triasowe, jurajskie (wraz z kredowymi) oraz aluwialne, a ponadto dwa przekroje geologiczne.

Sekcja Orograficzna Geologicznej Komisji Fizjograficznej Towarzystwa Naukowego Krakowskiego, organizacja niezwykle zasłużona dla krzewienia nauk przyrodniczych w Galicji (w tym zainicjowania pierwszej geologicznej mapy seryjnej ziem polskich *Atlasu Geologicznego Galicji*), rozpoczęła w 1881 roku wydawanie *Pamiętników Fizjograficznych*, w których opublikowano wiele map, w tym z regionu świętokrzyskiego. W pierwszym tomie czasopisma opublikowano wzmiankowaną uprzednio *Mapę Geognostyczną Królestwa Polskiego* J.B. Puscha. W drugim tomie znalazła się *Mapa geologiczna południowej Kielecczyny* w skali 1:126 000 z objaśnieniami w językach polskim i niemieckim, autorstwa **Stanisława Kontkiewicza (1849–1926)**, absolwenta Instytutu Górniczego w Petersburgu. Ta opracowana w 1881 r. mapa obejmowała obszar pomiędzy rzekami Nidą a Czarną oraz pomiędzy Wisłą a miejscowością Pierzchnica. W tomie czwartym opublikowano następną mapę, którą opracował również absolwent Instytutu Górniczego w Petersburgu **Aleksander Michalski (1855–1904)**. W 1880 r. rozpoczął on terenowe badania geologiczne w byłych guberniach radomskiej i kieleckiej Królestwa Polskiego. Ich celem było znalezienie złóż soli kamiennej i ropy naftowej. W efekcie tych badań powstała *Mapa geologiczna południowo-zachodniej Kielecczyny*, również dwujęzyczna, w skali 1:126 000, pokrywająca teren pomiędzy Miechowem a Nidą oraz Jędrzejowem a Wisłą. W tomach siódmym i ósmym opublikowano dwie kolejne mapy w skali 1:126 000: *Mapę geologiczną Gór Kielecko-Sandomierskich* oraz *Mapę geologiczną Gór Kieleckich II*, opracowane przez Józefa Siemiradzkiego (1858–1933), wielkiego geologa, który prowadził działalność zarówno w kraju, jak i za granicą.

Początki nowoczesnej kartografii Gór Świętokrzyskich zawdzięczamy, jak wspomniano, dwóm Janom, wybitnym badaczom tego regionu – Samsonowiczowi i Czarnockiemu.

Jan Samsonowicz (1888–1959) ukończył studia geologiczne w Petersburgu w 1914 r. Po powrocie z Rosji w 1915 r. podjął pracę jako asystent w Zakładzie Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, gdzie zajmował się badaniami geologicznymi Gór Świętokrzyskich. Po utworzeniu w 1919 r. Państwowego Instytutu Geologicznego Samsonowicz podjął pracę jako redaktor wydawnictw Instytutu. W 1922 r. odkrył złożę hematytu i syderytu w Rudkach koło Nowej Słupi, na którym otwarto kopalnię Staszic. W tym samym roku odkrył neolityczną kopalnię jurajskich krzemieni pasiastych w Krzemionkach. Informacja o tym odkryciu znalazła się w *Sprawozdaniu z działalności państwowego konserwatora zabytków przedhistorycznych na okręg kielecki w roku 1922*, opublikowanym przez Stefana Krukowskiego w *Wiadomościach Archeologicznych* (1923, t. 8, s. 163). Szczegółowy opis krzemionek opatowskich został opracowany przez tego autora w 1939 r. (Krukowski 1939). Samsonowicz odkrył również fosforyty w Rachowie nad Wisłą, których eksploatację rozpoczęto w 1924 r. W 1935 r. został powołany na stanowisko profesora i kierownika Zakładu Paleontologii na Uniwersytecie Jana Kazimierza we Lwowie. Podczas pracy we Lwowie, w latach 1935–1938, Samsonowicz prowadził badania geologiczne Wołynia. W tym czasie odkrył nadbużańskie zagłębienie węglowe. Jest autorem *Mapy geologicznej utworów dewońskich wschodniej części Gór Świętokrzyskich* w skali 1:50 000 opracowanej w 1917 r.

Jan Czarnocki (1889–1951) odbył studia geologiczne na Uniwersytecie Jana Kazimierza we Lwowie i na Uniwersytecie Jagiellońskim w Krakowie. Geologia Gór Świętokrzyskich była dla Czarnockiego głównym tematem prac. W 1916 r. odkrył w Górach Świętokrzyskich utwory karbonu. W 1919 r. został asystentem w Katedrze Geologii na Uniwersytecie Warszawskim, po czym przeszedł do pracy w Państwowym Instytucie Geologicznym. Początkowo pełnił funkcję geologa i kustosa muzeum. Jego praca *Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich* oraz *Mapa geologiczna środkowej części Gór Świętokrzyskich w skali 1:100 000* stały się podstawą zorganizowanego przez Czarnockiego pierwszego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Kielcach (1921). Na mapie tej, wydanej w wersji barwnej, przedstawiono wszystkie systemy geologiczne występujące w Górach Świętokrzyskich, włącznie z czwartorzędem. Przez wiele lat mapa ta była jedynym syntetycznym ujęciem budowy geologicznej Gór Świętokrzyskich (Urban & Graniczny 2009). Warto również nadmienić, że była to pierwsza mapa wydrukowana w Państwowym Instytucie Geologicznym.

LITERATURA

- CZARNIECKI S. 1990 — Wincenty Pol i Ludwik Zejszner – pierwsi profesorowie nauk o Ziemi Uniwersytetu Jagiellońskiego. Muzeum Lubelskie, Lublin.
- GĄGOL J. 2008 — Mniej znani prekursorzy świętokrzyskiej geologii. <http://geoportal.pgi.gov.pl>.
- GRANICZNY M., KACPRZAK J., URBAN H. & KRZYWIEC P. 2007 — Ludwik Zejszner wybitny człowiek i przyrodnik, jeden z pionierów kartografii geologicznej w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, **55** (11): 925–932.
- KLECZKOWSKI A.S. 1972 — Jerzy Bogumił Pusch – życie i praca w okresie Królestwa Kongresowego. *Studia i materiały z dziejów nauki polskiej*, seria C: 122–150.
- KLECZKOWSKI A.S. 1977 — Sprawa wydania drukiem „Geognostische Beschreibung von Polen” Jerzego Bogumiła Puscha na tle korespondencji z wydawcą z lat 1830–1835. *Prace Muzeum Ziemi*, **27**: 57–70.
- KOTAŃSKI Z. 1959 — Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich, t. I. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- KRUKOWSKI S. 1939 — Krzemionki opatowskie. Warszawa.
- STASZIC S. 1955 — O ziemiorodztwie Karpatów i innych gor i równin Polski (reprint). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SZAJNOCHA W. 1928 — Stanisław Staszic jako geolog. [W:] Z. Kukulski (red.), Stanisław Staszic: księga zbiorowa: 1–22. Lublin.
- URBAN H. & GRANICZNY M. 2009 — Dziewięćdziesiąta rocznica utworzenia Państwowego Instytutu Geologicznego na tle zarysu nauk o Ziemi w Polsce. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **433**: 1–110.
- WOŁKOWICZ S. & WOŁKOWICZ K. 2014 — Geological cartography in Poland in the 19th century. *Geological Quarterly*, **58** (3): 623–658.
- WÓJCIK Z. 1999 — Stanisław Staszic, organizator nauki i gospodarki. Stowarzyszenie Wychowanków Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie, Kraków.

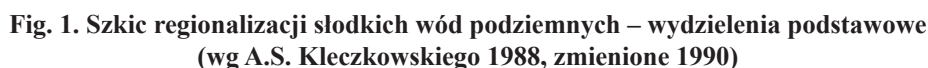




Fig. 2. Szkic regionalizacji słodkich wód podziemnych – pasma zbiorników czwartorzędowych (wg A.S. Kleczkowskiego 1988, zmienione 1990)

Wśród zbiorników związanych z różnymi litologicznie utworami podstawowy podział obejmuje zbiorniki na obszarach nizinnych, w utworach czwartorzędowych oraz paleogeńsko-neogeńskich (zbiorniki o charakterze porowym w piaskach i żwirach). Zbiorniki w utworach starszych, występujące na obszarach wyżynnych i górskich, są związane ze skałami szczelinowymi, szczelinowo-porowymi i szczelinowo-krasowymi, w różnym stopniu izolowanymi od powierzchni osadami czwartorzędowymi. Do tego typu zalicza się zbiorniki wód podziemnych regionu świętokrzyskiego.

Sformułowane jeszcze w latach 80. XX wieku cele wydzielania GZWP i wskazania do ich ochrony wpisują się w ustalenia Ramowej Dyrektywy Wodnej, przyjętej w 2003 r. przez Polskę traktatem akcesyjnym do UE.

Główne zbiorniki wód podziemnych wstępnie wydzielono jako zbiorniki o szczególnym regionalnym znaczeniu dla obecnego i perspektywnego zaopatrzenia ludności w wodę. Powinny one spełniać kryteria ilościowe i jakościowe, wyróżniające je spośród ogółu użytkowych poziomów wodonośnych. Stanowią one jednocześnie zasoby wód podziemnych o znaczeniu strategicznym dla kraju, co w przypadku zbiorników o wysokim stopniu naturalnej podatności na zanieczyszczenia z powierzchni terenu wymaga wdrożenia programu ochrony, z odpowiednimi, dodatkowymi działaniami formalno-prawnymi i sanacyjnymi. Zgodnie z umownymi kryteriami wydzielania ze względu na wysoką jakość wód, zasobność i potencjalną produktywność GZWP stanowią najcenniejsze fragmenty jednostek hydrostrukturalnych i systemów wodonośnych. Wymagają szczególnej ochrony stanu chemicznego i ilościowego wód podziemnych oraz kontroli rozrzędu zasobów, z zachowaniem priorytetu dla zbiorowego zaopatrzenia w wodę do spożycia i zaspokojenia niezbędnych potrzeb gospodarczych. Wysokie wymagania ochrony ilościowej i jakościowej GZWP wynikają zatem z ich szczególnego statusu, co powinny uwzględniać wskazania ochronne indywidualnie ustalone dla poszczególnych zbiorników, uwzględniające także powszechnie obowiązujące programy ochrony wód podziemnych, zgodne z celami Ramowej Dyrektywy Wodnej (FDW) i wynikające z krajowych przepisów prawnych.

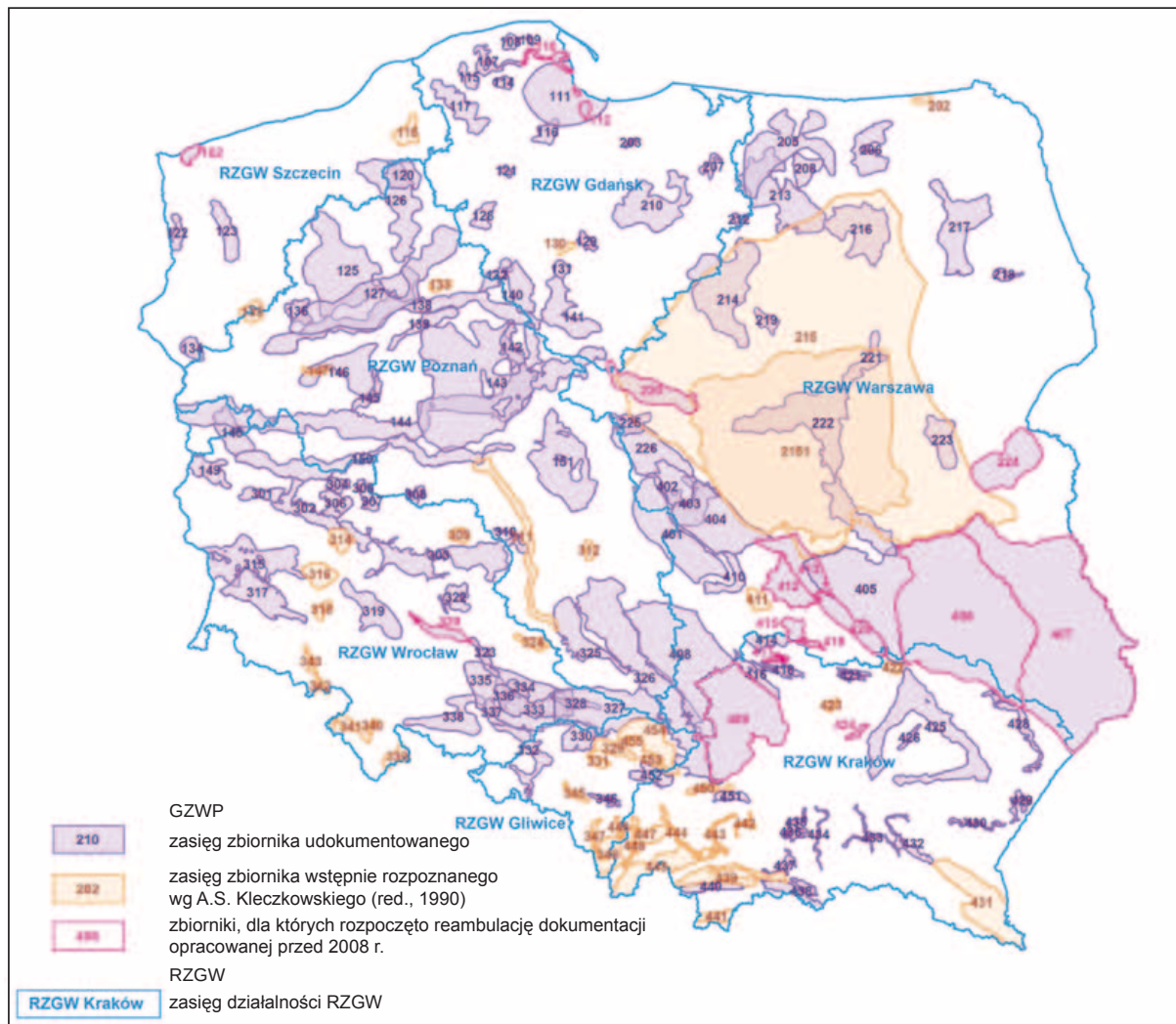


Fig. 3. Aktualny stan udokumentowania GZWP w Polsce

HISTORIA WYDZIELENIA I DOKUMENTOWANIA GZWP

Pierwotnie, na podstawie regionalnego rozpoznania warunków hydrogeologicznych, wydzielono 180 GZWP. Wskazano jednocześnie obszary, które ze względu na wysoką podatność wód podziemnych i niską odporność na zanieczyszczenie powinny być chronione. Przedstawiono je na *Mapie obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wymagających szczególnej ochrony* w skali 1:500 000 (Kleczkowski red., 1990), na której pokazano również obszary typowane do najwyższej ochrony, znacznie wykraczającej poza ramy prawne ochrony wód podziemnych, obowiązujące w tamtym czasie. Mapa ta była efektem kilkuletnich prac polskich hydrogeologów z kilkunastu ośrodków (uczelnie, Państwowy Instytut Geologiczny, instytuty resortowe, instytuty Polskiej Akademii Nauk, przedsiębiorstwa geologiczne) prowadzonych w latach 1986–1989 pod kierunkiem profesora A.S. Kleczkowskiego, w ramach ówczesnego Centralnego Programu Badań Podstawowych (CPBP 04.10 „Ochrona i kształtowanie środowiska Przyrodniczego”, część Podprogramu 04.10.09 „Strategia ochrony wód podziemnych”). GZWP wydzielono na podstawie następujących kryteriów podstawowych:

- wydajność potencjalna otworu studziennego powyżej 70 m³/h,
- wydajność ujęcia powyżej 10 000 m³/h,
- przewodność warstw wodonośnych powyżej 10 m²/h,
- woda nadaje się do zaopatrzenia w stanie surowym lub po jej prostym uzdatnianiu.

Na obszarach deficytowych w wodę (przede wszystkim regiony wyżynne i górskie) przyjęto kryteria indywidualne, obniżone w stosunku do kryteriów podstawowych, ale zdecydowanie wyróżniające

je na tle ogólnie mniej korzystnych warunków hydrogeologicznych, na obszarach, na których zaopatrzenie zbiorowe w wodę może sprawiać trudności. Kryteria podstawowe spełniało 140, a indywidualne 40 z wydzielonych wówczas GZWP.

W następnych latach rozpoczęto dokumentowanie GZWP i ustalanie wymogów ich ochrony oraz zasad użytkowania terenu na wyznaczonych w skali szczegółowej (1:50 000) obszarach ochronnych. Do 2008 r. udokumentowano 59 zbiorników. Od 2008 r., po przystąpieniu Polski do Unii Europejskiej zmieniły się cele i zasady ustanawiania obszarów ochronnych GZWP oraz formalno-prawne zasady ochrony wód podziemnych. Obok ich formalnego ustanowienia mają one także służyć wdrażaniu przez Krajowy Zarząd Gospodarki Wodnej i Regionalne Zarządy Gospodarki Wodnej programów gospodarowania wodami na obszarach dorzeczy, w celu osiągnięcia dobrego stanu wód podziemnych, służących do zaopatrzenia ludności w wodę do picia oraz kształtujących warunki środowiskowe ekosystemów wodnych i lądowych. Żeby sprostać nowym celom, opracowano nową „Metodykę wyznaczania obszarów ochronnych głównych zbiorników wód podziemnych dla potrzeb gospodarowania wodami w obszarach dorzeczy” (Herbich i in. 2009). Od 2009 roku dokumentowanie GZWP jest realizowane w ramach wieloletniego krajowego programu badawczego państwowej służby hydrogeologicznej pt. „Wykonanie programów i dokumentacji geologicznych określających warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP)”. Zamawiającym jest Krajowy Zarząd Gospodarki Wodnej, a finansowanie odbywa się ze środków wypłacanych przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Całość zadania ma zostać zakończona do 2016 roku. Program ten, obejmujący opracowanie dokumentacji dla 101 zbiorników wód podziemnych oraz reambulację dokumentacji dla 30 wcześniej wykonanych dokumentacji, określających warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych, znajduje się w grupie najważniejszych zadań realizowanych przez państwową służbę hydrogeologiczną. GZWP są dokumentowane na obszarach o zróżnicowanych strukturach hydrogeologicznych i zmiennym stopniu presji ze strony przemysłu, rolnictwa i gospodarki komunalnej.

W trakcie prac dokumentacyjnych część wstępnie wytypowanych zbiorników skreślono z listy GZWP, gdyż nie spełniały wymaganych kryteriów. Zgodnie z Rozporządzeniem Rady Ministrów z 27 czerwca 2006 r. w sprawie przebiegu granic obszarów dorzeczy i regionów wodnych (Dz.U. z 14 lipca 2006 r.) obecnie w Polsce są wyróżnione 162 zbiorniki, jednak w wyniku prowadzonych prac dokumentacyjnych część z nich również zostanie usunięta z tej listy.

Aktualny stan udokumentowania GZWP przedstawia się następująco:

- do 2008 r. – udokumentowanie 59 GZWP,
- etap I i II (2009–2014) – udokumentowanie 62 GZWP oraz reambulacja 15 dokumentacji wykonanych przed 2008 rokiem (z tego cztery do usunięcia z listy GZWP) – etap zakończony,
- etap III (2013–2015) – udokumentowanie 39 GZWP oraz reambulacja 15 dokumentacji wykonanych przed 2008 rokiem – etap w toku,
- w przyszłości – udokumentowanie GZP 215 i 215A (Niecka Mazowiecka) oraz reambulacja pozostałych 29 dokumentacji GZWP wykonanych przed 2008 rokiem.

Do głównych zadań tego programu należy weryfikacja zbiorników wyznaczonych w latach 90. XX w., ocena obecnej i perspektywicznej roli wód podziemnych w zaopatrzeniu w wodę, określenie zasad ochrony zbiorników oraz wyznaczenie rzeczywistych granic zbiorników i obszarów, które powinny być chronione (obszarów ochronnych), a także oszacowanie zasobów wód podziemnych zbiorników. W celu zapewnienia odpowiedniej jakości wody, ujmowanej do zaopatrzenia ludności w wodę przeznaczoną do spożycia oraz zaopatrzenia zakładów wymagających wody wysokiej jakości, a także ze względu na ochronę zasobów wodnych, zgodnie z ustaleniami art. 51–61 ustawy z dnia 18 lipca 2001 r. Prawo wodne, obszary ochronne zbiorników wód śródlądowych mogą być ustanawiane w drodze aktu prawa miejscowego – rozporządzenia w sprawie ustanowienia obszaru ochronnego zbiornika wód śródlądowych (w tym GZWP). Rozporządzenia te wydaje dyrektor Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej (RZGW). Dokumentacje hydrogeologiczne GZWP mają stanowić podstawę do wydania rozporządzeń dyrektorów RZGW, ustanawiających obszary ochronne i zasady gospodarowania na tych obszarach. Powinny one obejmować zakazy, nakazy i ograniczenia w zagospodarowaniu terenu i prowadzeniu działalności, która może przyczynić się do degradacji wód podziemnych oraz sposobów przeciwdziałania zanieczyszczeniu wód podziemnych.

GZWP W REGIONIE ŚWIĘTOKRZYSKIM

W regionie świętokrzyskim (według regionalizacji Kleczkowskiego: w masywie świętokrzyskim) wydzielono 13 GZWP (fig. 4). Są to zbiorniki w utworach szczelinowo-porowych i szczelinowo-krasowych. Charakteryzują się stosunkowo słabą odpornością na zanieczyszczenia przenikające z powierzchni terenu. W trzonie paleozoicznym wydzielono cztery zbiorniki środkowo- i górnodońskie (nr 417 Kielce, nr 418 Gałęzice–Bolechowice–Borków, nr 419 Bodzentyn, nr 421 Włostowa), a w obrzeżeniu permsko-mezozoicznym – jeden zbiornik górnourajsko-neogeński (nr 422 Romanówka), cztery zbiorniki górnourajskie (nr 410 Opoczno, nr 412 Goszczewice, nr 420 Wierzbica–Ostrowiec, nr 416 Małogoszcz), dwa zbiorniki dolno- i środkowourajskie (nr 411 Końskie, nr 413 Szydłowiec) oraz dwa dolno- i środkowotriasowe (nr 414 Zagnańsk, nr 415 rzeka Górna Kamienna).

Szczelinowo-krasowe zbiorniki środkowo- i górnodońskie są zbudowane z wapieni i dolomitów wypełniających jądra synklin i synklinoriów: GZWP nr 419 Bodzentyn w zachodniej części synkliny bodzentyńskiej, GZWP nr 417 Kielce w zachodniej, a GZWP nr 421 Włostowa we wschodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego, natomiast GZWP nr 418 Gałęzice–Bolechowice–Borków w synklinie gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej. Szczelinowo-krasowe są także zbiorniki górnourajskie. Obejmują one wszystkie wapienie i margle jury górnej północno-wschodniego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (GZWP nr 412, 420, 422) i niemal wszystkie w południowo-zachodnim obrzeżeniu (GZWP nr 416). Rangę GZWP mają także wapienie i margle jury górnej na południowy wschód od Pilicy, odsłaniające się spod utworów kredy niecki łódzkiej. Zbiorniki dolno- i środkowourajskie oraz dolno- i środkowotriasowe mają charakter

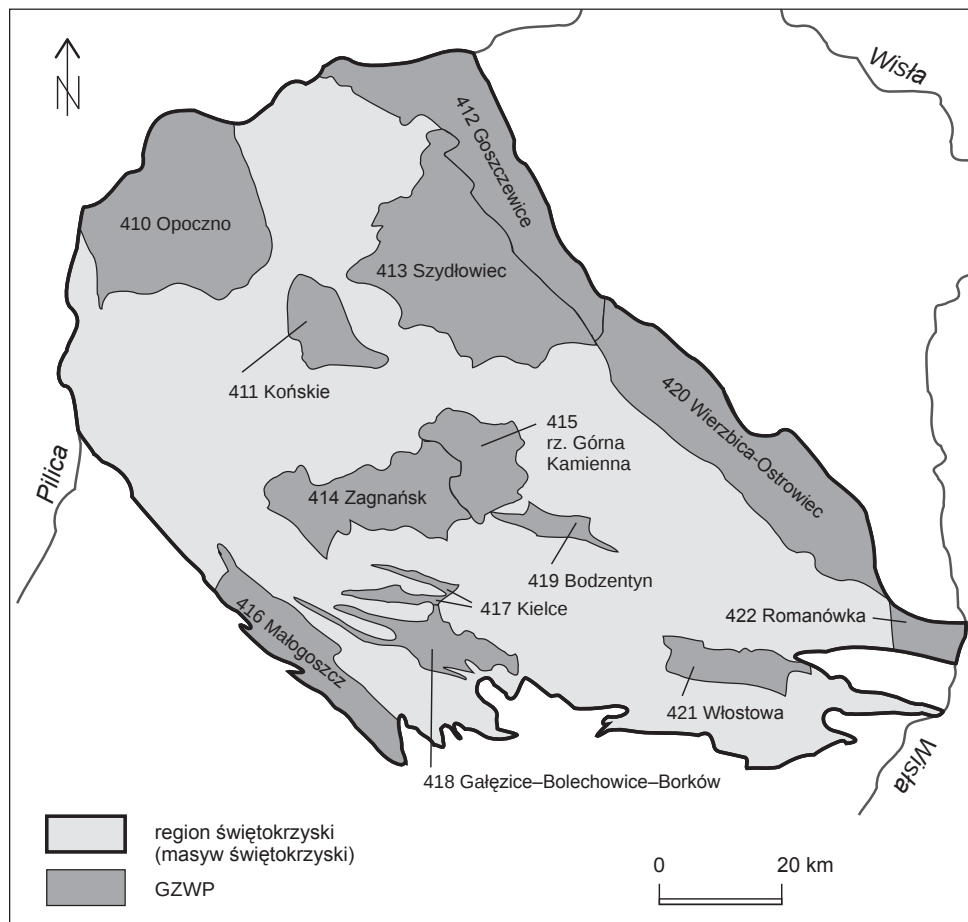


Fig 4. GZWP w regionie świętokrzyskim

szczelinowo-porowy. Są zbudowane z nieciągłych warstw wodonośnych piaskowców i mułowców, przewarstwionych nieciągłymi warstwami nieprzepuszczalnych i/lub półprzepuszczalnych iłów, iłowców i iłolupków o zmiennej miąższości. Charakter szczelinowy mają w nich tylko wody występujące w wapieniach i marglach triasu środkowego.

Wszystkie GZWP w regionie świętokrzyskim charakteryzują się bardzo zmienną wodonośnością i dobrą jakością wody (przydatna do spożycia przez ludzi bez uzdatnienia lub po uzdatnieniu prostym z powodu podwyższonej w niewielkim stopniu zawartości żelaza i/lub manganu), obniżoną lokalnie w zbiornikach dolno- i środkowojurajskich, ze względu na znacznie podwyższoną zawartość żelaza i/lub manganu.

W obszarach zbiorników środkowo- i górnodewońskich oraz górnourajskich jest prowadzona eksploatacja wapieni i dolomitów, a znaczna część wyrobisk jest odwadniana z rzepi kopalń, co ma istotny wpływ na zasoby eksploatacyjne sąsiednich ujęć wody. Prowadzi to niekiedy do konfliktów z użytkownikami ujęć wody. Największe odwodnienia górnicze zachodzą w środkowo- i górnodewońskim GZWP nr 418 (pięć kopalń, zrzut wody w łącznej ilości około 2500 m³/h). W przypadku pozostałych zbiorników mają one jeszcze niewielkie znaczenie. Odwodnienia górnicze są czasowe, a odprowadzane wody są dobrej jakości i w razie potrzeby mogą być wykorzystane do zaopatrzenia ludności. Z tego też względu nie wpływają one na obniżenie wielkości zasobów dyspozycyjnych samych zbiorników. Obecnie woda z odwodnień jest odprowadzana do rzek, co powoduje wzbogacenie ich przepływu oraz poprawę jakość wody.

GLÓWNE ZADANIA BADAWCZE PRZY WYZNACZANIU GRANIC I OBSZARÓW OCHRONNYCH GZWP

Do głównych zadań badawczych przy wykonywaniu dokumentacji hydrogeologicznych GZWP na potrzeby planowania i gospodarowania wodami w obszarach dorzeczy należą:

- aktualizacja granic GZWP w świetle najnowszych danych z rozpoznania geologicznego zbiornika i jego otoczenia, w tym badania uzupełniające (ze względu na koszty głównie badania geofizyczne);
- aktualizacja rozpoznania hydrogeologicznego zbiornika i jego otoczenia (parametry hydrogeologiczne warstw wodonośnych, hydrodynamika);
- oszacowanie zasobów dyspozycyjnych zbiornika;
- ocena chemizmu i jakości wód podziemnych oraz możliwości i przewidywanych potrzeb w zakresie zapotrzebowania na wodę;
- znaczenie zbiornika dla obecnego i prognostycznego zbiorowego zaopatrzenia ludności w wodę,
- badania wieku wód podziemnych;
- prognozy optymalnej eksploatacji wód podziemnych;
- obliczenie izochrony 25-letniego czasu dopływu wód podziemnych do granic zbiornika;
- wyznaczenie obszarów wymagających ochrony o czasie dopływu wód do granic zbiornika mniejszym od 25 lat (wzdłuż granic możliwych do opisanie terenie);
- wyznaczenie granic obszarów ochronnych na podstawie izochrony 25 lat dopływu do zbiornika oraz aktualny i planowany sposób zagospodarowania terenu, a także prawa własności gruntów;
- propozycja działań ochronnych potrzebnych do wdrożenia przez właściwego Dyrektora RZGW.

W niektórych przypadkach, gdy szczegółowe rozpoznanie zbiornika nie potwierdza jego parametrów podstawowych, a obecne potrzeby wodne nie potwierdzają jego znaczenia strategicznego dla zaopatrzenia w wodę, składana jest propozycja zmiany jego statusu z GZWP na lokalny zbiornik wód podziemnych (LZWP).

PROPONOWANE DZIAŁANIA OCHRONNE GZWP

W dokumentacji określającej warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych GZWP sformułowano wskazania do programu działań ochronnych w postaci wykazu zakazów, nakazów i ograniczeń, mających obowiązywać w obszarze ochronnym zbiornika. Zawartość wykazu jest uzasadniona stopniem naturalnej odporności zbiornika na zanieczyszczenia z powierzchni

terenu, stanem chemicznym i ilościowym wód podziemnych zbiornika, charakterem jego kontaktów hydraulicznych z wodami powierzchniowymi i wodami podziemnymi o odmiennym składzie chemicznym (który może pogorszyć stan chemiczny wód zbiornika), przyjętymi w obowiązujących dokumentach planistycznych priorytetami w zaspakajaniu potrzeb wodnych występujących na terenie zbiornika.

Zatem z jednej strony działania ochronne muszą służyć zapobieganiu jakościowej degradacji wód zbiorników i zapewniać ochronę ilościową ich zasobów, natomiast z drugiej strony zakazy, nakazy i ograniczenia nie mogą blokować bieżącego funkcjonowania gospodarczego regionu i jego planowanego rozwoju. Jednocześnie nie mogą one wymagać od użytkowników nieruchomości ponoszenia kosztów związanych z ich wdrożeniem o nadmiernej wysokości w stosunku do możliwej do osiągnięcia poprawy stanu wód podziemnych zbiornika i realnego spadku stopnia jego zagrożenia. Nie dotyczy to oczywiście kosztów działań, które wynikają z powszechnie obowiązujących przepisów prawnych.

Zakres proponowanej ochrony GZWP obejmuje ochronę jakościową i ilościową. Obejmująca szereg ograniczeń, zakazów i nakazów ochrona jakościowa jest związana z zapobieganiem lub ograniczaniem presji czynników antropogenicznych, powodujących pogorszenie jakości wód. Powinna ona uwzględniać ograniczenia ilościowe w przypadkach potencjalnych zmian jakości wód wywołanych eksploatacją (np. dopływ wód o innym składzie chemicznym, wywołany nadmierną eksploatacją i zmianami struktury krążenia wód podziemnych). Ochrona ilościowa (zasobowa) skupia się na zapewnieniu odpowiedniego wykorzystania zasobów wodnych, zgodnie z przyjętymi priorytetami. Szczegółowo problem ochrony ilościowej zasobów wód podziemnych powinien zostać określony w warunkach korzystania z wód regionów wodnych, a w przypadku stwierdzenia deficytów wód podziemnych – w warunkach korzystania z wód zlewni. Ochrona ilościowa zasobów wód podziemnych powinna opierać się na dokumentacjach określających zasoby wód podziemnych i być regulowana przede wszystkim przez pozwolenia wodno-prawne. Może mieć jednak znaczenie przy wyznaczaniu obszarów ochronnych GZWP.

Zakres działań ochronnych, które mogą być wprowadzane na obszarach ochronnych GZWP, obejmuje:

- działania wynikające z aktualnych wymogów prawa dla ochrony jakości i zasobów wód podziemnych na obszarze całego kraju;
- działania wynikające z aktualnych wymogów prawa dla wód podziemnych na obszarach ochronnych GZWP;
- ograniczenia w użytkowaniu terenu, które mogą być wprowadzone w rozporządzeniu dyrektora RZGW na podstawie art. 59 Prawa wodnego, oraz innych przepisów opartych na ocenie podatności i zagrożenia wód podziemnych;
- zalecenia dla różnych instytucji (wynikające z obowiązującego prawa) do podejmowania działań w obszarach ochronnych GZWP.

Z wyżej wymienionych względów proponowany w dokumentacji hydrogeologicznej program działań ochronnych GZWP z zasady powinien dążyć do ograniczenia niepożądanego oddziaływania na wody podziemne obiektów istniejących, a nie do ich likwidacji, o ile obiekty te działają zgodnie z prawem. W odniesieniu do obiektów zagrażających ochronie GZWP wskazania do programu działań powinny iść w kierunku zmiany technologii na mniej uciążliwą, znaczącej redukcji emisji, zaopatrzenia w wodę z innych źródeł, wprowadzenia dodatkowych zabezpieczeń przed skutkami awarii itp. Ograniczenia i zakazy lokalizacyjne powinny dotyczyć nowych inwestycji, stanowiących potencjalne zagrożenie dla ochrony GZWP, a które powinny i mogą być lokowane poza obszarami ochronnymi zbiornika.

Przedstawione zakazy, nakazy i ograniczenia odnoszą się do sposobów wykorzystania gruntów i nieruchomości będących własnością zarówno Skarbu Państwa, jak i podmiotów gospodarczych oraz osób prywatnych. Dlatego też w różnym stopniu mogą powodować dezaprobatę stron podlegającym tym obostrzeniom. Ostateczne ustalanie zakresu działań ochronnych wymaga uwzględnienia, poza aspektami geologicznymi i hydrogeologicznymi, także aspektów ekonomicznych i społecznych, które powinny być analizowane na etapie przygotowania i konsultowania rozporządzenia dyrektora RZGW w sprawie ustanawiania obszaru ochronnego GZWP, zwłaszcza gdyby wprowadzenie działań ochronnych ograniczało lokalny rozwój gospodarczy i prowadziło do powstania roszczeń odszkodowawczych.

PODSUMOWANIE

Ustanawiane obszary ochronne GZWP będą stanowiły element realizacji programów gospodarowania wodami w obszarach dorzeczy w celu osiągnięcia dobrego stanu wód. Ustalenia zawarte w dokumentacjach hydrogeologicznych, dotyczących określenia warunków hydrogeologicznych w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych zbiorników wód podziemnych, będą uwzględnione przy ustalaniu warunków korzystania z wód regionu wodnego i zlewni, a także w miejscowych planach zagospodarowania przestrzennego. Dlatego też bardzo istotne jest dokładne wyznaczenie granic obszarów ochronnych GZWP w sposób nie budzący wątpliwości interpretacyjnych i formalnych. Jednym z bardzo ważnych elementów, który musi być wykorzystany przy opracowywaniu dokumentacji hydrogeologicznej GZWP jest dobre rozpoznanie budowy geologicznej i związanych z tym warunków hydrogeologicznych. Ustalenie granic zbiornika, podatności wód podziemnych i granic obszaru ochronnego musi opierać się na wiarygodnych danych dotyczących budowy geologicznej oraz charakteru i parametrów zarówno warstw wodonośnych zaliczonych do zbiornika, jak i utworów w jego nadkładzie i sąsiedztwie warunkujących dopływ wód do zbiornika i jego izolację przed oddziaływaniem antropogenicznym. W regionie świętokrzyskim rozpoznanie budowy geologicznej i realnych lub potencjalnych działań związanych z gospodarką surowcową stanowi jeden z elementów, które muszą być brane pod uwagę przy ocenie możliwych konfliktów potrzeb gospodarczych z ochroną wód podziemnych oraz wypracowaniu sposobów ich rozwiązywania. Cechą charakterystyczną niektórych zbiorników jest także konflikt wymagań ochrony wód z potrzebami gospodarczymi, szczególnie przy eksploatacji surowców skalnych. Wymaga to szukania kompromisu pomiędzy tymi dwoma kierunkami działań.

LITERATURA

- KLECZKOWSKI A.S. 1988 — Regionalizacja słodkich wód podziemnych Polski w zmodyfikowanym ujęciu. Materiały IV Ogólnopolskiego Sympozjum „Aktualne Problemy Hydrogeologii”: 1–6. Gdańsk.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.) 1990 — Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony w skali 1:500 000. Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH, Kraków.
- HERBICH P., KAPUŚCIŃKI J., NOWICKI K., PRAŻAK J. & SKRZYPCZYK L. 2009 — Metodyka wyznaczania obszarów ochronnych głównych zbiorników wód podziemnych dla potrzeb planowania i gospodarowania wodami w obszarach dorzeczy. Państwowa służba hydrogeologiczna. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- MAPA głównych zbiorników wód podziemnych. Baza danych GIS GZWP 2014. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

ABSTRAKTY



**„MŁODE STREFY TEKTONICZNE A WARUNKI GEOTERMALNE
W SUDETACH W ŚWIELE BADAŃ GEOCHRONOLOGICZNYCH,
STRUKTURALNYCH I TERMOMETRYCZNYCH” – NOWY PROJEKT
PAŃSTWOWEJ SŁUŻBY GEOLOGICZNEJ**

Paweł ALEKSANDROWSKI¹, Janusz BADURA¹, Agnieszka BOCHNACKA²,
Szymon OSTROWSKI², Magdalena PAŃCZYK², Bogusław PRZYBYLSKI¹,
Olga ROSOWIECKA², Katarzyna SOBIEN²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Celem dwuletniego projektu jest zlokalizowanie, weryfikacja i wstępna eksploracja metodami geologiczno-geofizycznymi co najmniej pięciu kruchych stref uskokowych, aktywnych współcześnie lub w niedawnej przeszłości (w późnym kenozoiku) na terenie Sudetów i bloku przedsudeckiego. Eksploatacja ma na celu rozpoznanie rodzaju, struktury i geometrii stref uskokowych, żeby następnie móc oszacować ich potencjalne właściwości jako drogi przepływu termalnych wód głębokiego krążenia. Stosowane metody obejmują zintegrowaną analizę materiałów archiwalnych (w tym map grawimetrycznych, geologicznych i tektonicznych, numerycznych modeli terenu, układów drenażu powierzchniowego) oraz profilowanie poprzeczne stref uskokowych przy użyciu szeregu metod płytkiej sejsmiki refleksyjnej, tomografii elektrooporowej, VLF, magnetotellurycznej i radiometrycznej. Próbkę bazaltoidów kenozoicznych, sąsiadujących z profilowanymi strefami tektonicznymi, są poddawane oznaczeniom wiekowym metodą Ar-Ar w celu powiązania zjawisk wulkanicznych z młodą aktywnością tektoniczną stref uskokowych. Studium termometryczne polega na monitorowaniu ok. 200 czujników elektronicznych, umieszczonych w gruncie na głębokości 1–2 m przez okres 12 miesięcy.

Badania geofizyczne dostarczą części danych do określenia właściwości hydrogeologicznych badanych stref uskokowych oraz – przy użyciu metod geologiczno-strukturalnych i hydrogeologicznych – do sformułowania prognozy co do perspektywiczności tych stref do poszukiwań wglębnych wód termalnych. Spodziewamy się, że projekt będzie następnie, w dalszych etapach, kontynuowany w szerszym zakresie i obejmie właściwe prace poszukiwawcze, w tym odwiercenie płytkich otworów badawczych.

REKONSTRUKCJA ŚRODOWISK SEDYMENTACJI I DIAGENEZY SKAŁ CECHSZTYNU PALEOZATOKI GAŁĘZIC NA PODSTAWIE ANALIZY SEDYMENTOLOGICZNEJ I BADAŃ SUBSTANCJI ORGANICZNEJ (BIOMARKERÓW)

Katarzyna J. BLACHA¹, Anna M. POLINKIEWICZ¹, Bartosz KLUSKA¹,
Mariusz J. ROSPONDEK¹, Joachim SZULC¹, Leszek MARYNOWSKI², Wiesław TRELA³

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków

² Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

³ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce

Badaniami objęto utwory cechsztynu z rdzenia wiertniczego Gałęzice G6, w którym łączna długość profilu cechsztynu wynosi ok. 160 m. Obejmuje on facje lądowe, w tym fanglomeraty zbudowane z okruchów skał dewońskich i permskich, liczne horyzonty paleoglebowe oraz drobniej ziarniste pstre piaskowce i mułowce. Osady morskie są reprezentowane przez na ogół ciemne kalcytuty oraz ewaporaty (głównie gips). Analiza zapisu następstwa głównych typów facji zarówno osadów lądowych, jak i morskich potwierdza marginalną pozycję badanej części basenu cechsztyńskiego oraz jej izolowany charakter egzemplifikowany brakiem fauny, koncentracją substancji organicznej (SO) i podrzędnym udziałem osadów wyższej energii, ograniczonym do nielicznych drobnoziarnistych tempestytów. Jednocześnie stwierdzono synsedymencyjną aktywność tektoniczną zapisaną w osadach lądowych oraz morskich.

Mimo ciemnej barwy węglanów morskich utwory te wykazują dość niskie wartości TOC (0,1–1,0% wag.). Analiza biomarkerów wykazała, że źródłem SO były zarówno organizmy eukariotyczne, jak i prokariotyczne, o czym świadczy zrównoważony stosunek steroidów i hopanoidów. Wśród steroidów stwierdzono występowanie steranów, diasteranów, monoaromatycznych steranów i diasteranów oraz steroidów triaromatycznych (pregnany ustępują ilościowo aromatycznym pochodnym cholestanu, stigmostanu i ergostanu). Dystrybucja steroidów wskazuje na pochodzenie SO z morskich alg. Hopanoidy są reprezentowane przez regularne α,β -hopany, którym towarzyszą niewielkie ilości moretanów oraz benzohopany. Biopreursorami rozpoznanych hopanoidów są prawdopodobnie sinice, a ich dystrybucja świadczy o wczesnej diagenecie w warunkach utleniających, na co wskazuje szybko malejący udział wyższych homologów w stosunku do dominującego $17\alpha,21\beta$ C₃₀ hopanu. Takie warunki potwierdza $Pr/Ph > 1$. Obecność piryty wskazuje na warunki anoksyczne panujące epizodycznie w osadzie. Powszechne występowanie zaromatyzowanych triterpenoidów świadczy o zaawansowanej diagenecie skały. Dojrzałość SO, oceniona na podstawie dystrybucji fenantrenu i metylofenantrenów (MPI–1), wskazuje na próg generacji ropy naftowej. Obecność niewielkiej ilości bituminów towarzyszących żyłom kalcytowym i gipsowym potwierdza generację i lokalną migrację węglowodorów. Potencjał węglowodorowy badanych facji przybrzeżnych jest niski ze względu na ilościowo nieznaczący udział skał bogatych w SO.

CYSTY DINOFLAGELLATA W UTWORACH MIOCENU POLSKIEGO ROZTOCZA

Danuta CYBULSKA

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: d.cybulska@student.uw.edu.pl

Cysty Dinoflagellata mają szerokie zastosowanie w badaniach osadów morskich – zarówno biostratygraficznych, jak i paleośrodowiskowych. Na podstawie tej grupy mikroskamieniałości można precyzyjnie określić wiek badanych utworów. W paleogenie i neogenie poziomy ustanawiane za pomocą cyst Dinoflagellata znakomicie korelują się z poziomami nanoplanktonowymi.

W utworach miocenu na Roztoczu nie stwierdzono zróżnicowanych zespołów nanoplanktonowych. Przydatność mikrofauny do biostratygrafii jest tam znikoma i badacze w dalszym ciągu stosują podziały litostratygraficzne. Ważnym poziomem litostratygraficznym jest poziom ewaporatowy. W zapadlisku przedkarpackim występuje on w postaci gipsów, soli i anhydrytów. Niestety na obszarze Roztocza jego wykształcenie jest odmienne, a często odpowiadające mu utwory w ogóle nie występują. Celem badań było opracowanie stratygrafii mikropaleontologicznej dla tych utworów.

Do analizy biostratygraficznej pobrano próbki z trzech kamieniołomów: Józefów i Pardysówka, gdzie odsłaniające się utwory są zaliczane do górnego badenu, oraz Żelebsko, w którym występują utwory górnego badenu i dolnego sarmatu. Pobrany materiał poddano standardowej maceracji palinologicznej.

W materiale pobranym z Józefowa i Pardysówki rozpoznano 21 rodzajów i 16 gatunków cyst Dinoflagellata. W próbkach pobranych w Żelebsku cysty nie były obecne. Podczas analizy biostratygraficznej stwierdzono redepozycję. Spośród wszystkich rozpoznanych gatunków nie udało się wyodrębnić żadnego taksonu charakterystycznego dla miocenu. W materiale dominują gatunki paleogeńskie, wskazujące głównie na eocen i oligocen. Obecne są także pojedyncze taksony kredowe. Jedynymi gatunkami występującymi w osadach środkowego miocenu są *Achomosphaera alcornu* (Eisenack) oraz *Homotryblum tenuispinosum* Davey & Williams, jednak są one długowieczne i prawdopodobnie również zostały redeponowane.

GRANICA BADENU I SARMATU (MIOCEN ŚRODKOWY) W PARATETYDZIE ŚRODKOWEJ – NOWE DANE Z ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO

Grzegorz CZAPOWSKI¹, Andrzej GĄSIEWICZ¹, Krzysztof BUKOWSKI², Liao CHANG³,
Elżbieta GAŹDZICKA¹, Wout KRIJGSMA³, Arjan de LEEUW³, Karin SANT³,
Jolanta PARUCH-KULCZYCKA¹, Barbara STUDENCKA⁴

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: grzegorz.czapowski@pgi.gov.pl, andrzej.gasiewicz@pgi.gov.pl,
elzbieta.gazdzicka@pgi.gov.pl, jolanta.paruch-kulczycka@pgi.gov.pl

² AGH Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: buk@agh.edu.pl

³ Paleomagnetic Laboratory 'Fort Hoofddijk', Faculty of Geosciences, Utrecht University, Holandia;
e-mail: W.Krijgsman@uu.nl, arjan.deleeuw@casp.cam.ac.uk, ksant@uu.nl

⁴ Polska Akademia Nauk, Muzeum Ziemi w Warszawie, al. Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa;
e-mail: bstudencka@mz.pan.pl

Historia rozległego, wewnętrznego morza Paratetydy, istniejącego od późnego eocenu po pliocen, rejestruje kilka kryzysów faunistycznych, będących konsekwencją zmian środowiska spowodowanych utrudnieniem bądź przerwaniem połączeń z oceanem światowym. Jednym z ważniejszych wydarzeń był kryzys wyznaczający granicę baden/ sarmat w Paratetydzie Środkowej i granicę konka/ sarmat w Paratetydzie Wschodniej. Jego geneza jest ciągle przedmiotem ożywionych dyskusji.

Spośród akwenów Paratetydy Środkowej basen zapadliska przedkarpackiego był jednym z niewielu obszarów, w którym w późnym badenie i we wczesnym sarmacie trwała nieprzerwana sedymentacja osadów silikoklastycznych. Kompleksowe badania tych utworów (formacja z Machowa) w dwu pełno-rdzeniowych otworach wiertniczych, zlokalizowanych w północno-zachodniej części zapadliska przedkarpackiego, umożliwiły przedstawienie wykształcenia i warunków ich sedymentacji (Czapowski & Gąsiewicz 2015; Bukowski 2015; Gąsiewicz 2015). Analizy zespołów makrofauny (Studencka 2015) i mikrofauny (Paruch-Kulczycka 2015) oraz nannoplanktonu wapiennego (Gaździcka 2015) pozwoliły ustalić pozycję granicy biostratygraficznej baden/sarmat powyżej datowanej ($12,8 \pm 0,1$ Ma) zmiany polarności magnetycznej (Sant i in. 2015). Zarejestrowano też regionalną zmianę geochemiczną w profilach środkowego miocenu z głębszej części basenu zapadliska, młodszą od zastąpienia badeńskich stenohalinowych zespołów faunistycznych przez euryhalinowe zespoły sarmackie.

LITERATURA

Wszystkie cytowane w tekście opracowania opublikowano w tomie 461 *Biuletynu Państwowego Instytutu Geologicznego*.

BADANIA KREDY DOLNEJ PÓŁNOCNEGO OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH – DOTYCHCZASOWE WYNIKI I NOWE PERSPEKTYWY

Jacek GRABOWSKI, Izabela PLOCH

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: jacek.grabowski@pgi.gov.pl, izabela.ploch@pgi.gov.pl

Zapisy silnych zaburzeń morskiego ekosystemu i klimatu we wczesnej kredzie były interpretowane jako pierwsze epizody klimatu cieplarnianego, dominującego następnie w późnej kredzie. Ciepły klimat wczesnej kredy był przerywany przez okresy chłodniejsze. Ciepłym okresom towarzyszyło pojawienie się wzbogaconych w substancję organiczną czarnych łupków, interpretowanych jako efekt anoksycznych wydarzeń oceanicznych. Z wydarzeniami tymi wiążą się wyraźnie anomalie izotopowe $\delta^{13}\text{C}$. Wyjątkiem jest tu wydarzenie późnego walażynu, dla którego wraz ze wzrostem $\delta^{13}\text{C}$ nie udokumentowano osadów anoksycznych. Pomimo bardzo nielicznych odsłoneń utworów kredy dolnej odwiercenie licznych otworów na Nizinie Polskiej umożliwiło przeprowadzenie badań stratygraficznych, analizy systemów depozycyjnych i cykliczności sedymentacji (m.in. Marek 1997; Leszczyński 1997) i stworzyło podwaliny prowadzonych obecnie aktualizacji nawiązujących do światowych badań. Analiza sekwencji osadowych i ich korelacja na obszarze centralnej i południowo-wschodniej Polski pozwoliły na rekonstrukcję cykli transgresywno-regresywnych spowodowanych eustatycznymi zmianami poziomu morza i ujawnienie epizodów aktywności tektonicznej na pograniczu kratonu wschodnio-europejskiego i bruzdy środkowopolskiej (np. Dziadzio i in. 2004). Istotnym aspektem badań prowadzonych na Nizinie Polskiej jest korelacja dwóch schematów stratygraficznych dla kredy dolnej: medyteńskiego i „borealnego”. Basen śródpolski ma tu istotne znaczenie ze względu na swe mieszane, tetydzko-borealne cechy. W najbliższym czasie planuje się szczegółową korelację utworów pogranicza jury i kredy oraz kredy dolnej Niziny Polskiej ze schematem tetydzkim (Karpaty) z zastosowaniem zintegrowanych metod stratygraficznych: biostratygrafii, magnetostratygrafii i chemostratygrafii (Grabowski i in. 2013). Wcześniejsze i obecne badania w jednym z nielicznych odsłoneń kredy dolnej w Wąwale w Tomaszowie Mazowieckim mogą wskazywać na zapis globalnych zmian klimatycznych w basenie śródpolskim w walażynie (Morales i in. 2015). Stwarza to obiecujące perspektywy rekonstrukcji przemian paleośrodowiska nawiązującego do szczegółowo opracowanych scenariuszy w domenie perytetydzkiej.

LITERATURA

- GRABOWSKI J., SCHNYDER J., SOBIEN K., KOPTIKOVÁ L., KRZEMIŃSKI L., PSZCZÓŁKOWSKI A., HEJNAR J. & SCHNABL P. 2013 — Magnetic susceptibility and spectra gamma logs in the Tithonian–Berriasian pelagic carbonates in the Tatra Mts (Western Carpathians, Poland): palaeoenvironmental changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, **43**: 1–17.
- DZIADZIO P., GAŹDZICKA E., PLOCH I. & SMOLEŃ J. 2004 — Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in Central and SE Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **74** (2): 125–196.
- LESZCZYŃSKI K. 1997 — The Lower Cretaceous depositional architecture and sedimentary cyclicity in the Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, **41** (4): 509–520.
- MAREK S. 1997 — Lower Cretaceous. Lithostratigraphy and lithofacies. [W:] S. Marek & M. Pajchlowa (red.), The epicontinental Permian and Mesozoic in Poland. *Prace Instytutu Geologicznego*, **153**: 351–362.
- MORALES C., KUJAU A., SPANGENBERG J.E., MUTTERLOSE J., HEIMHOFER U., ADATTE T., PLOCH I. & FÖLLMI K.B. 2015 — Palaeoenvironmental change through the onset of the Valanginian carbon-isotope excursion: evidence from the Polish Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (w druku).

EKONOMICZNE ASPEKTY PODZIEMNEJ EKSPLOATACJI KAMIENI BLOCZNYCH

Katarzyna GUZIK

Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, ul. Wybickiego 7, 31-261 Kraków;
e-mail: guzik@min-pan.krakow.pl

Podziemna eksploatacja kamieni blocznych jest stosowana od czasów starożytnych, a najstarsze tego rodzaju wyrobiska są znane z greckiej wyspy Paros oraz z Egiptu. W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat popularność tej metody eksploatacji wzrasta, szczególnie w Europie i Ameryce Północnej. Sprzyja temu szybki postęp technologiczny w zakresie mechanicznych metod urabiania skał. Zastosowanie wyspecjalizowanego sprzętu górniczego pozwala na tworzenie komór eksploatacyjnych o znacznych rozmiarach, a łączna długość podziemnych korytarzy w wielu kopalniach dochodzi do kilkuset metrów (np. w greckiej kopalni dolomitycznych białych marmurów Volakas-Drama docelowo ma osiągnąć 200 m). Podstawą optymalnego rozmieszczenia wyrobisk eksploatacyjnych są szczegółowe badania geologiczne oraz wyprzedzająca charakterystyka geomechaniczna górotworu, przeprowadzana z wykorzystaniem zaawansowanych metod analitycznych oraz modeli numerycznych.

Ponoszone szczególnie na etapie rozpoznawania i udostępniania złoża wysokie nakłady inwestycyjne powodują, że koszty produkcji w wyrobiskach podziemnych są z reguły wyższe niż w kopalniach odkrywkowych. Z tego względu jeszcze na etapie projektowania kopalni należy rozważyć istotne czynniki decydujące o opłacalności ekonomicznej przyszłej inwestycji. Przeprowadzana kalkulacja powinna obejmować zarówno wszelkie składniki kosztów związanych z uruchomieniem i funkcjonowaniem kopalni, jak i korzyści wynikające z zastosowania przyjętej metody wydobywania. Kluczową kwestią do ustalenia jest planowany uzysk surowca, jego cechy handlowe oraz przewidywany stopień wykorzystania złoża. Czynnikiem determinującym uruchomienie eksploatacji podziemnej są również uwarunkowania rynkowe, w tym popyt na kamień danego rodzaju, cena kamienia oraz jego dostępność.

Wśród korzyści ekonomicznych wynikających z prowadzenia wydobywania metodą podziemną przede wszystkim należy wymienić brak konieczności zajmowania znacznych powierzchni terenu pod eksploatację odkrywkową, a tym samym niższy koszt zakupu gruntów i późniejszej rekultywacji. Pozwala to również na uniknięcie opłat za wyłączenie terenów (w szczególności wysokiej klasy bonitacyjnej gruntów rolnych oraz gruntów leśnych) z dotychczasowej funkcji. Istotne znaczenie ma również mniejsza ilość powstających odpadów wraz z możliwością ich składowania w komorach poeksploatacyjnych. Rozwiązuje to problem wielu kopalń położonych na obszarach o długiej tradycji wydobywania kamieni blocznych (rejon Carrary we Włoszech, prowincja Alentejo w Portugalii). Zastosowanie metody podziemnej pozwala uniknąć zdejmowania skał nadkładu, a eksploatacją objęta jest tylko wybrana część złoża o najkorzystniejszych parametrach jakościowych kopaliny. Z tego względu uzysk bloków oraz wskaźnik wykorzystania złoża jest na ogół wyższy niż w wyrobiskach odkrywkowych. Dodatkowe korzyści może przynieść zagospodarowanie komór poeksploatacyjnych w przyszłości (np. magazyny wina, żywności czy uprawa pieczarek).

WYBRANE ASPEKTY PRAWNE I HYDROGEOLOGICZNE ODWADNIANIA ODKRYWKOWYCH WYROBISK GÓRNICZYCH ZAGRAŻAJĄCEGO POGORSZENIEM STANU JEDNOLITYCH CZĘŚCI WÓD PODZIEMNYCH

Piotr HERBICH

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: piotr.herbich@pgi.gov.pl

Przedstawiono wymagania obowiązujących w kraju przepisów prawnych dotyczące warunków dopuszczenia do odwadniania odkrywkowego wyrobiska górniczego, mogącego negatywnie wpływać na chronione ekosystemy zależne od wód podziemnych i warunki zaopatrzenia w wodę użytkowników o wysokim priorytecie w dostępie do korzystania z wód podziemnych. Przede wszystkim omówiono działania – możliwe do wykonania pod względem technicznym i ekonomicznym – które mogą być prowadzone w celu ograniczenia zmian pogarszających stan jednolitych części wód podziemnych poddanych wpływowi odwodnień górniczych. Przedstawiono również wybrane zagadnienia dotyczące prognozowania i monitorowania hydrodynamicznych i fizyczno-chemicznych zmian stanu wód podziemnych w rejonie odkrywek surowców skalnych i węgla brunatnego.

UDZIAŁ MAT SINICOWYCH W POWSTANIU NAGROMADZEŃ SZCZĄTKÓW KRĘGOWCÓW W UTWORACH RETU Z OKOLIC GOGOLINA (TRIAS DOLNY, ŚLĄSK OPOLSKI)

Monika KOWAL-LINKA¹, Adam BODZIOCH²

¹ Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań;
e-mail: mokowal@amu.edu.pl

² Samodzielna Katedra Biosystematyki, Uniwersytet Opolski, ul. Oleska 22, 45-052 Opole;
e-mail: abodzioch@uni.opole.pl

W okolicach Gogolina (Śląsk Opolski) w utworach najwyższej części retu (górny pstry piaskowiec, olenek) znaleziono liczne szczątki kostne gadów i ryb. Wśród pozostałości po gadach jak dotąd rozpoznano elementy szkieletowe osobników z rodzajów *Dactylosaurus* (*Pachypleurosauria*) i *Nothosaurus* (*Eusauropterygia*), natomiast wśród ryb – głównie zęby i łuski chrzęstnoszkieletowych, ganoidowych i promieniopłetwych. Dysartykułowane szczątki kręgowców są nagromadzone w co najmniej trzech poziomach.

Najniższy odsłonięty poziom tworzą cienkoławicowe, szare wapienie zawierające liczne małe bioklasty (otwornice, małżoraczki, ślimaki, małże), koprolity, peloidy, intraklasty, niewęglanowe ziarna detrytyczne oraz gruzły zbudowane z krzemionki zastępującej pierwotne siarczany, przewarstwiane pomarańczowym dedolomit. Szczątki kręgowców są nagromadzone na pograniczu szarego wapienia i dedolomitu, gdzie występują pozostałości po matach sinicowych charakteryzujące się intensywnym rdzawym zabarwieniem. Środkowy poziom tworzą cienkoławicowe wapienie margliste, a szczątki kręgowców są zakumulowane w rdzawo zabarwionej warstewce stromatolitowej o miąższości 1–2 cm. Występują tu nieco mniejsze kości gadów oraz liczne łuski i zęby ryb. W spągu nadległej ławicy obecne są szczeliny z wysychania. Najwyższy poziom obejmuje ławice wapieni organodetrytycznych o miąższości ok. 10 cm, a szczątki kręgowców są nagromadzone w marglistych przewarstwieniach zawierających pozostałości po matach sinicowych. Na powierzchniach stropowych kilku warstw występują kopułki i bochenkowate ciała, które prawdopodobnie są pozostałościami po bardziej rozwiniętych stromatolitach.

Opisane utwory, ich składniki i struktury sedymentacyjne wskazują na depozycję w strefie supralitoralnej (I poziom), eulitoralnej (II poziom) i sublitoralnej (III poziom), a sekwencja utworów dokumentuje transgresję morską u schyłku oleneku. Nagromadzenie szczątków kręgowców na powierzchni mat sinicowych wskazuje, że były one pułapką dla większych ziaren (w tym szczątków kręgowców) transportowanych w strefie pogranicza morze/łąd, która uniemożliwiała ich dalsze przemieszczanie.

GENEZA I WIEK OSADÓW W PROFILACH OTWORÓW WIERTNICZYCH JABŁONNA UJK-1 I SŁOPIEC UJK-2 W REJONIE DALESZYC (CENTRALNA CZĘŚĆ GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH)

Małgorzata LUDWIKOWSKA-KĘDZIA

Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, ul. Świętokrzyska 15, 25-406, Kielce;
e-mail: margludwik@gmail.com

Celem badań jest weryfikacja poglądów na genezę i wiek osadów czwartorzędowych w centralnej części Gór Świętokrzyskich. Otwory Jabłonna UJK-1 i Słopiec UJK-2 odwiercono w rejonie Daleszyc w ramach realizacji projektu MNiSWN306 129337. Osiągnięte wierceniami na głębokości 51 m (Jabłonna UJK-1) i 58 m (Słopiec UJK-2) podłoże paleozoiczne to dewońskie wapienie synkliny gałęzicko-bolechowickiej kieleckiej strefy fałdów (Konon 2008). Rzeźba podłoża charakteryzuje się występowaniem zespołu paleoobniżen i ostańców skalnych raczej o genezie krasowej niż fluwialnej (Ludwikowska-Kędzia 2012). Lokalizacja obu otworów wiertniczych nawiązywała do archiwalnych otworów Jabłonna 6 (Czarnocki 1951) i Słopiec 16 (Filonowicz 1972), które stały się m.in. podstawą syntetycznej interpretacji stratygraficznej osadów czwartorzędowych południowo-zachodniej i centralnej części Gór Świętokrzyskich (Łyczewska 1971; Filonowicz 1972; Lindner 1984).

Analogicznie do profili otworów archiwalnych w profilach omawianych otworów można wyróżnić dwa główne kompleksy osadów: dolny (o miąższości 10–16 m) i górny (38–40 m). Uznawany za preglacjalny (Filonowicz 1972; Lindner 1984) kompleks dolny tworzą rytmity szarych i szarozielonych mułów, mułów organicznych z drobnoziarnistymi piaskami, które zalegają na żwirach, składających się z lokalnych skał bez udziału materiału skandynawskiego. Górny kompleks, plejstoceni, tworzą natomiast zróżnicowane facjalnie osady reprezentowane przez serie piasków, piasków ze żwirami, diamiktony, ily oraz muły. Interpretacja wyników przeprowadzonych badań litologicznych i geochronologicznych osadów obu profili prowadzi do następujących wniosków:

1. Dolny kompleks reprezentuje środowisko zbiornikowe i jest zapisem warunków sprzyjających spokojnej sedymentacji osadu z zawiesiny (o okresowym panowaniu warunków beztlenowych), zakłócaną dostawą grubszego materiału, głównie na drodze transportu fluwialnego i eolicznego. Potwierdzono związek osadów tego kompleksu z osadami środowiska przybrzeżnego, płytkich zatok morza mioceni. Na tym etapie badań poddano w wątpliwość ich wiek preglacjalny.

2. Górny kompleks to zapis złożonego zespołu procesów działających w różnych środowiskach depozycyjnych (m.in. glacialnym, rzeczonym, stokowym, eolicznym) warunkowanych cykliczną zmiennością klimatu w plejstocenie. Przyjęto, że osady górnego kompleksu były deponowane w czasie zlodowceń południowopolskich i środkowopolskich (zgodnie z obowiązującymi wówczas ustaleniami stratygrafii plejstocenu Polski; Filonowicz 1972; Lindner 1984), tymczasem wyniki badań wskazują na ich przynależność głównie do kompleksu środkowopolskiego (Marks & Lindner 2011).

3. Między kompleksem dolnym i górnym należy wyróżnić strefę przejściową. Strefa ta ma litologiczne cechy charakterystyczne dla fluwioeolicznych osadów środowiska peryglacialnego.

Oba profile otworów wiertniczych Jabłonna UJK-1 i Słopiec UJK-2 należy uznać za ważne dla ustaleń litostratygraficznych osadów kenozoicznych oraz paleogeografii czwartorzędu centralnej części Gór Świętokrzyskich.

LITERATURA

- CZARNOCKI J. 1975 — Stratygrafia Gór Świętokrzyskich. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **76**: 1–155.
- FILONOWICZ P. 1972 — Plejstocen na obszarze południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **42** (1): 105–117.
- KONON A. 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Przegląd Geologiczny*, **56** (10): 921–926.

- LINDNER L. 1984 — Region świętokrzyski. [W:] J.E. Mojski (red.), Budowa geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, część 3b, Kenozoik – czwartorzęd: 33–35, 65–73, 113–145, 255–286, 326–330. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- LUDWIKOWSKA-KĘDZIA M. 2012 — Rola rzeźby podłoża podczwartorzędowego w rozwoju dolin rzek centralnej części Gór Świętokrzyskich w czwartorzędzie. Konferencja Naukowa nt. „Czynniki różnicowania rzeźby Nizżu Polskiego”. Uniejów, 13–15.06.2012 r.: 53–55.
- ŁYCZEWSKA J. 1971 — Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. [W:] Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Prace Instytutu Geologicznego*, **64**: 5–86.
- LINDNER L. & MARKS L. 2012 — O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Przegląd Geologiczny*, **60** (1): 36–45.

CYSTY DINOFLAGELLATA Z UTWORÓW GÓRNEGO KAMPANU I DOLNEGO MASTRYCHTU (KREDA GÓRNA) DOLINY ŚRODKOWEJ WISŁY – DANE WSTĘPNE

Mariusz NIECHWEDOWICZ

Muzeum Geologiczne im. S.J. Thugutta, Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: niechwedowicz.m@uw.edu.pl

Na obszarze doliny środkowej Wisły (Małopolski Przełom Wisły) pomiędzy Zawichostem i Puławami odsłania się sekwencja utworów kredy górnej. Utwory reprezentujące najwyższy kampan i najniższy mastrycht (o łącznej miąższości ok. 130 m) można prześledzić w serii niewielkich odsłonień w okolicach Solca nad Wisłą pomiędzy miejscowościami Piotrawin i Kłudzie. Sukcesja jest monotonna pod względem litologicznym; składa się z opok występujących w dwóch odmianach: opoki białe (opoki piotrawińska i dziurkowska) oraz brązowoszare opoki margliste (opoka solecka). Jedynym elementem ułatwiającym korelację litostratygraficzną jest horyzont marglisty występujący na granicy opok soleckiej i dziurkowskiej (Walaszczyk 2012). Sekwencja jest bogata w mikroskamieniałości (otwornice i nanoplankton wapienny) oraz makroskamieniałości (m.in. inoceram, belemnity, amonity i gąbki); na ich podstawie opracowano precyzyjną stratygrafię (Walaszczyk 2004; Dubicka & Peryt 2012; Machalski 2012; Remin 2012). Dla tego obszaru organiczne cysty Dinoflagellata nie były dotychczas opracowywane.

Spośród pobranych próbek analizie poddano dziewięć pilotażowych próbek pochodzących z odsłonień: Piotrawin, Raj Północ, Podole oraz Dziurków. We wszystkich próbkach stwierdzono obecność dobrze zachowanego materiału palinologicznego (organiczne cysty Dinoflagellata, prazynofity i akritarcha). Wstępne wyniki oznaczeń wykazują, że najliczniejsze cysty Dinoflagellata i jednocześnie najbardziej zróżnicowane gatunkowo zespoły występują w próbkach pochodzących z Dziurkowa; nieco mniejsze zróżnicowanie zaobserwowano w materiale z Piotrawina oraz z dolnych części odsłonień Raj Północ i Podole. Najmniej liczne ilościowo i taksonomicznie zespoły występują w górnych częściach odsłonień Raj Północ oraz Podole (stropowe partie opoki soleckiej w pobliżu horyzontu marglistego).

Zespoły cyst Dinoflagellata rozpoznane w próbkach pobranych z odsłonięcia Piotrawin reprezentującego górny kampan (Walaszczyk, 2004) zawierają istotny stratygraficznie takson *Xenascus ceratoides*, którego ostatnie znane wystąpienia ograniczają się do wyższej części górnego kampanu (Williams i in. 2004). Dodatkowo obecność taksonów: *Areoligea coronata*, *A. senoniensis*, *Cassiculosphaeridia reticulata*, *Hystrichosphaeridium bowerbankii*, *Odontochitina* cf. *diducta* oraz *Samlandia mayii* potwierdza wiek badanych utworów (Slimani 2000; Williams i in. 2004; Skupien & Mohamed 2008).

Utwory z odsłonień Raj Północ oraz Podole pod względem stratygraficznym reprezentują najniższy mastrycht (według definicji borealnej) lub najwyższy kampan (według definicji stratotypu granicy kampan/mastrycht w Tercis) (Walaszczyk 2004, 2012). W próbkach pochodzących z tych odsłonień rozpoznano taksony charakterystyczne dla przedziału stratygraficznego górnego kampan–dolny mastrycht: *Cassiculosphaeridia reticulata*, *Circulodinium distinctum*, *Hystrichosphaeridium tubiferum*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides*. Interesującym składnikiem tych zespołów są liczne cysty z gatunku *Callaiosphaeridium asymmetricum*, których ostatnie wystąpienia ograniczają się do środkowego kampanu (Powell 1992; Williams i in. 2004), choć są znane także ich młodsze wystąpienia, sięgające do przedziału stratygraficznego najwyższy kampan–najniższy mastrycht (Skupien & Mohamed 2008). W tych samych próbkach są obecne cysty *Cordosphaeridium fibrospinosum*, powszechnie uważane za taksony typowo paleogeńskie (np. Powell 1992), choć często notowane ze starszych utworów – od dolnego mastrychtu (Williams i in. 1993) lub nawet najwyższego kampanu (Slimani 2000).

Najwyższa część analizowanej sekwencji – odsłonięcie Dziurków – reprezentuje najniższy mastrycht (Walaszczyk 2004) i zawiera najbogatszy zespół cyst Dinoflagellata: *Alisogymnium euclaense*, *Cannosphaeropsis utinensis*, *Cassiculosphaeridia reticulata*, *Dinogymnium acuminatum*, *Glaphyrocyta* sp., *Hystrichosphaeridium tubiferum*, *Montanarocysta aemiliana*, *Neosphaerodictyon filusum*,

Odontochitina diducta, *O. operculata*, *Pterodinium pterotum*, *Samlandia vermicularia*, *Senoniasphaera rotundata alveolata*, *Spiniferites ramosus*, *Spongodinium delitiense*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides*.

Poszczególne próbki wykazują względem siebie duże zróżnicowanie frekwencji i udziału procentowego odrębnych typów palinomorf – cyst Dinoflagellata, prazynofitów (*Pterospermella australiensis*, *Leiosphaeridia* sp.) oraz akritarch (*Palaeostomocystis reticulata*). Ich analiza paleoekologiczna wymaga dalszych badań.

LITERATURA

- DUBICKA Z. & PERYT D. 2012 — Latest Campanian and Maastrichtian palaeoenvironmental changes: Implications from an epicontinental sea (SE Poland and western Ukraine). *Cretaceous Research*, **37**: 272–284.
- MACHALSKI M. 2012 — Stratigraphically important ammonites from the Campanian–Maastrichtian boundary interval of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **62** (1): 91–116.
- POWELL A.J. 1992 — A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. Chapman and Hall, London.
- REMIN Z. 2012 — The Belemnella stratigraphy of the Campanian–Maastrichtian boundary; a new methodological and taxonomic approach. *Acta Geologica Polonica*, **62** (4): 495–533.
- SKUPIEN P. & MOHAMED O. 2008 — Campanian to Maastrichtian palynofacies and dinoflagellate cysts of the Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic. *Bulletin of Geosciences*, **83** (2): 207–224.
- SLIMANI H. 2000 — Nouvelle zonation aux kystes de dinoflagellés du Campanien au Danien dans le Nord et l'Est de la Belgique et dans le Sud-Est des Pays-Bas. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium*, **46**: 1–88.
- WALASZCZYK I. 2004 — Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Upper Campanian to basal Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **54** (1): 95–168.
- WALASZCZYK I. 2012 — Integrated stratigraphy of the Campanian–Maastrichtian boundary succession of the Middle Vistula River (central Poland) section; introduction. *Acta Geologica Polonica*, **62** (4): 485–493.
- WILLIAMS G.L., STOVER L.E., KIDSON E.J. 1993 — Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic–Cenozoic dinoflagellate taxa in the Northern Hemisphere. *Geological Survey of Canada, Paper*, **92** (10): 1–137.
- WILLIAMS G.L., BRINKHUIS H., PEARCE M.A., FENSOME R.A., WEEGINK J.W. 2004 — Southern Ocean and global Dinoflagellate cyst events compared: Index events for the Late Cretaceous–Neogene. [W:] N.F. Exon, J.P. Kennett & M.J. Malone (red.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **189**: 1–98.

HISTORYCZNE MAPY GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH W APLIKACJI MOBILNEJ GEOLOG

Wojciech PACIURA

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: wojtek.paciura@pgi.gov.pl

Prowadzona od 1994 r. w Państwowym Instytucie Geologicznym Centralna Baza Danych Geologicznych (CBDG) to największy w Polsce zbiór danych cyfrowych z różnych dziedzin geologii i nauk pokrewnych. Większość z nich to dane przestrzenne, które prawie od samego początku istnienia CBDG były udostępniane w internecie za pomocą przeglądarek mapowych. Bardzo szybki w ostatnich czasach rozwój technologii w zakresie dostępu do internetu za pomocą urządzeń przenośnych, a także coraz większe możliwości przeznaczonego dla tych urządzeń oprogramowania przesądził o konieczności budowy zupełnie nowego rodzaju aplikacji udostępniających dane. Dlatego w CBDG w 2012 r. powstała pierwsza mobilna aplikacja, a doświadczenia zebrane podczas jej użytkowania wykorzystano do stworzenia w 2014 r. następnej, o nazwie GeoLOG, która przez wzrost efektywności działania oraz nowe funkcjonalności w znacznym stopniu ułatwia dostęp do danych geologicznych w postaci map.

CBDG stale poszerza i udostępnia swoje zasoby danych, między innymi o opracowania kartograficzne. Są to zarówno olbrzymie zbiory map seryjnych, np. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000*, jak również pojedyncze mapy niewielkich obszarów, np. mapy geoturystyczne. Najnowszym powstającym w CBDG zasobem są historyczne mapy geologiczne. Zaczątek tego zbioru stanowią dwie XIX-wieczne mapy z regionu Gór Świętokrzyskich. Autorem pierwszej z nich, wydanej w 1830 r., jest Wilhelm Gottlob Ernst Blöde. Jest to mapa geologiczna południowej Kielecczyny (obszar pomiędzy Łopusznem, Wodzisławiem, Baranowem Sandomierskim i Annopolem) – *Petrographischer Charte von Demjeningen Theile von Pohlenwelcher die Ubergangs-Gebirgs-Formation mit dem daranstossenden Flötzgebirge umfasst*. Druga z nich pochodzi z *Geognostischer Atlas von Polen*, z 1836 r. i jest autorstwa Jerzego Bogumiła Puscha. Atlas ten był uzupełnieniem monumentalnego dzieła tego autora – *Geognostische Beschreibung von Polen*. Jest to jedna ze szczegółowych map tego Atlasu, obejmuje obszar Gór Świętokrzyskich pomiędzy Małogoszczem a Sandomierzem i jest zatytułowana *Geognostische Karte des Polnischen oder Sandomirer Mittelgebirges*. Obie są pięknymi, ręcznie kolorowanymi litografiami. Na ile to było możliwe w CBDG zrektyfikowano je do współczesnego układu odwzorowania i utworzono z nich publicznie dostępne mapowe usługi sieciowe. Korzystająca z tych usług aplikacja GeoLOG (<http://m.bazagis.pgi.gov.pl/cbdg/>) może je teraz prezentować na ekranach zarówno tabletów i współczesnych telefonów, jak i standardowych komputerów.

Nadążając za technologicznymi trendami, CBDG podejmuje wyzwania udostępnienia szeroko rozumianej informacji geologicznej przez wprowadzanie coraz nowszych rozwiązań technologicznych. Nie zapomina jednak o najważniejszym, czyli o danych geologicznych, także tych o wartości historycznej, dokumentujących rozwój rozpoznania geologii Polski na przestrzeni wieków.

TROPY KRĘGOWCÓW POGRANICZA PERMU I TRIASU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Tadeusz PTASZYŃSKI

ul. Strońska 1 m 12, 01-461 Warszawa; e-mail: tptasz@interia.pl

Góry Świętokrzyskie są miejscem unikatowym w skali światowej – na niewielkim obszarze stwierdzono tam sukcesywny zapis kopalny tropów kręgowców z późnego permu i wczesnego triasu. Rezultaty ponad trzydziestoletnich badań dają konsekwentny obraz ichnofauny kręgowców i pozwalają na następujące wnioski:

1. Tropy kręgowców występują powszechnie w utworach środowisk kontynentalnych świętokrzyskiego permu i triasu, chociaż stan ich zachowania oraz obfitość materiału zależą od zmiennych i zróżnicowanych warunków środowiska sedymentacji, w tym od paleoklimatu.

2. Tropy wykazują duże zróżnicowanie morfologiczne, a poszczególne taksony mają większy zasięg czasowy niż przyjmowano dotychczas. Z badań prowadzonych w Górach Świętokrzyskich wynika, że *Protochirotherium* i *Prorotodactylus* były obecne już w późnym permie, więc ich występowanie nie jest ograniczone do triasu.

3. Warunkiem koniecznym skutecznego badania ichnofauny kręgowców jest prawidłowe określenie jej położenia w profilu chronostratygraficznym. Esterie, w połączeniu z danymi mikropaleobotanicznymi, stanowią dobre narzędzie stratygrafii pstręgo piaskowca w basenie środkowoeuropejskim. W Górach Świętokrzyskich esterie wykazują skład gatunkowy i następstwo stratygraficzne identyczne jak na obszarze Niemiec w profilach pełniejszych i lepiej skorelowanych ze światowym schematem chronostratygraficznym.

4. Podobnie jak w przypadku szczątków kostnych pewna mozaikowość zapisu ichnologicznego kręgowców wynika z niedostatku wiedzy o kopalnych zwierzętach kręgowych oraz o ich wieku – jest to podstawowy problem paleontologii (w tym paleoichnologii). Subiektywna kladystyka tego problemu nie rozwiązuje. Ponadto publikacje dotyczące ichnotaksonomii są wielokrotnie rewidowane, co często prowadzi do istotnego ubytku informacji. Dlatego paleoichnologia oraz paleozoologia szczątków kostnych kręgowców wciąż muszą istnieć w znacznym stopniu niezależnie. Jednak mimo to paleoichnologia kręgowców ma duży potencjał rozwojowy.

5. Stwierdzone zróżnicowanie i sukcesja ichnofauny kręgowców późnego permu i wczesnego triasu mogą być interpretowane jako zjawiska naturalne, zależne od stopniowych zmian zasięgu taksonów i naturalnego tempa ewolucji. Z badań ichnologicznych wynika brak podstaw do wspierania postulowanego przez wielu badaczy „wielkiego wymierania” na granicy permu i triasu, jak też szczególnej wczesnotriasowej radiacji, prowadzącej do wypełniania pustych po ogólnoświatowej katastrofie nisz ekologicznych przez nowo powstające i rozwijające się grupy systematyczne.

6. Interpretacje nadmiernie zmniejszające liczbę wyróżnianych ichnotaksonów w najwcześniejszym triasie w celu wykazania radiacji pokatastroficznej są w dużym stopniu intencjonalne.

WPŁYW LITOLOGII NA DEFORMACJE SKAŁ OSADOWYCH W STREFACH USKOKOWYCH PRZESUWCZYCH (GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE)

Barbara RYBAK-OSTROWSKA, Andrzej KONON, Andrzej DOMONIK

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: barbara.rybak@uw.edu.pl, andrzej.konon@uw.edu.pl, andrzejd@uw.edu.pl

Strefy uskokowe przesuwcze badano w południowo-zachodniej części obrzeżenia permsko-mezozoicznego młodopaleozoicznego pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich. Analiza strukturalna wykazała przeważającą obecność składowej prawoprzesuwczej wzdłuż kartometrycznych uskoków (Mastella & Konon 2002; Konon i in. 2013) tnących jurajskie skały osadowe. Do wykonanych na podstawie wybranych próbek luster tektonicznych badań wytypowano wapienie i piaskowce poddane procesom dezintegracji w strefach zniszczenia. Przeprowadzono analizę mikrostrukturalną oraz analizę geometrii powierzchni uskoków w celu określenia wpływu litologii skał na charakter ich zniszczenia.

Analiza mikrostrukturalna stref zniszczenia i powierzchni luster tektonicznych wykazała obecność dwóch typów deformacji skał w strefach uskokowych w zależności od ich litologii i tekstury (I i II):

I. Deformacja cienko-, średnio- i gruboławicowych wapieni charakteryzujących się niską porowatością rozpoczyna się od powstawania spękań ekstensyjnych, rozwoju szwów stylolitowych i jednocześnie żył kalcytowych. Struktury te poprzedzają powstawanie powierzchni poślizgu, które rozwijają się w postaci segmentów, zazwyczaj połączonych przez struktury typu *dilational jogs* (np. Segall & Pollard 1980). Strefy uskokowe rozwinięte w wapieniach są silnie zmineralizowane kalcytem. Na powierzchniach tych uskoków występują często lineacja mineralna, rysy ślizgowe oraz zadziory różnego typu wynikające z obecności spękań ścięciowych w strefie zniszczenia.

II. Deformacja średnio- i gruboławicowych piaskowców charakteryzujących się wysoką porowatością jest zdominowana przez rozwój wstęg deformacyjnych. Kinematycznie zaklasyfikowano je jako wstęgi deformacyjne typu ścięciowego. Analiza składu mineralogicznego, wielkości ziaren i stopnia cementacji skał w obrębie wstęg deformacyjnych wykazały, że są to wstęgi typu kataklastycznego. Występują one jako wąskie strefy ścięciowe o szerokości do kilku milimetrów, pojedynczo bądź w grupach. Ziarna w obrębie wstęg deformacyjnych są silnie spękane i rozdrobnione, co spowodowało zmniejszenie porowatości w porównaniu do skał otaczających. Rozwój powierzchni poślizgu następował najczęściej przez ich propagację wzdłuż granicy pojedynczych wstęg deformacyjnych i skał je otaczających. Uskoki rozwinięte w piaskowcach występują zazwyczaj w postaci segmentów. Powierzchnie uskoków są gładkie, często błyszczące, z rysami ślizgowymi bądź szerokimi i płytkimi żłobieniami oraz rzadziej z zadziorami tektonicznymi wynikającymi z obecności spękań ścięciowych w strefie zniszczenia, przede wszystkim typu R.

Przeprowadzone badania powierzchni luster tektonicznych sugerują, że powierzchnie uskokowe w wapieniach są bardziej szorstkie niż w piaskowcach. Wynika to ze złożonego mechanizmu tworzenia się powierzchni uskokowych w wapieniach, rozwoju i mineralizacji kalcytowej spękań ścięciowych w strefie zniszczenia oraz wtórnego wzrostu kryształów na powierzchni luster tektonicznych. Niewielka szorstkość powierzchni uskokowych w piaskowcach jest natomiast związana z silną kataklazą skał, która wygładza powierzchnię uskoku, jednocześnie nadając jej wyraźne kierunkową teksturę.

Wyniki analizy mikrostrukturalnej i badań powierzchni uskoków wskazują, że rozwój stref uskokowych przesuwczych, obserwowanych obecnie na poziomie odpowiadającym w przybliżeniu głębokości około 1–2 km w czasie powstawania, jest uwarunkowany litologią i teksturą deformowanych skał. Dodatkowo obecność stylolityzacji wraz z jednoczesną silną mineralizacją stref uskokowych występującą jedynie w wapieniach sugerują, że rozpuszczanie pod ciśnieniem było istotnym elementem deformacji tych skał podczas rozwoju stref uskokowych i prawdopodobnie stanowiło źródło roztworów, z których krystalizował kalcyt.

Badania sfinansowano z grantu nr 2011/03/B/ST10/06341 Narodowego Centrum Nauki, pt. „Rola uskokuwania przesuwczego podczas inwersji południowo-zachodniej części świętokrzyskiego odcinka basenu polskiego”.

LITERATURA

- KONON A., LUDWINIAK M., RYBAK-OSTROWSKA B., OSTROWSKI S., ŚMIGIELSKI M., URODA J. & WYGLĄDAŁA M. 2013 — A contractional stepover in the region of the Mnin Syncline formed during the inversion of the Polish Basin. *Occasional Papers of the Geological and Geophysical Institute of Hungary*, **1**: 29–30.
- MASTELLA L. & KONON A. 2002 — Non-planar strike-slip Gnieździska–Brzeziny fault (SW Mesozoic margin of the Holy Cross Mountains, central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **52** (4): 471–480.
- SEGALL P. & POLLARD D.D. 1980 — Mechanics of Discontinuous Faults. *Journal of Geophysical Research*, **85**, B8: 4337–4350.

GEOLOGICZNO-GÓRNICZO-ŚRODOWISKOWE ASPEKTY PODZIEMNEJ EKSPLOATACJA KAMIENI BLOCZNYCH

Andrzej STACHOWIAK

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław;
e-mail: andrzej.stachowiak@pgi.gov.pl

Podziemna eksploatacja kamieni blocznych jest coraz częściej stosowana w wielu krajach w Europie i świata. Przyczyną rozpowszechniania się tej metody wydobycia są różnego rodzaju ograniczenia na jakie napotyka eksploatacja odkrywkowa. Wynikają one przede wszystkim z nadrzędnej roli przepisów dotyczących ochrony środowiska oraz z warunków geologiczno-górnich złoża, w szczególności ze zbyt dużej grubości skał nadkładu. Bardzo często przyczyną podjęcia eksploatacji podziemnej zamiast odkrywkowej są konflikty środowiskowe i wynikające z zagospodarowania powierzchni terenu. Zastosowanie takiej metody eksploatacji umożliwia osiągnięcie rozwiązań akceptowalnych dla wszystkich zainteresowanych stron. W Europie znane są przykłady wykorzystania tej metody np. na obszarach parku narodowego w Alpach włoskich czy pod znajdującym się na powierzchni polem krykiotowego w Wielkiej Brytanii. Wiele przykładów z różnych krajów wskazuje, że w niektórych warunkach podziemna eksploatacja złóż szczególnie atrakcyjnych kamieni blocznych może być najbardziej uzasadnioną metodą pozyskania kopaliny. Uruchomienie i prowadzenie takiej eksploatacji wymaga jednak rozważenia wielu istotnych czynników geologiczno-górnich, środowiskowych, technicznych i ekonomicznych. Zasadnicze znaczenie mają uwarunkowania geologiczno-górnice, m.in. stopień skomplikowania tektoniki i intensywność struktur spękania, szczególnie ważne przy projektowaniu wielkości wyrobisk i ocenie wytrzymałości komór eksploatacyjnych. Przy zastosowaniu komorowo-filarowego systemu eksploatacji istotne są warunki zalegania złoża. W większości kopalń podziemnych kąt upadu nie przekracza 10–15°. Eksploatacja warstw bardziej nachylonych powoduje dodatkowe problemy w doborze właściwego rozmieszczenia wyrobisk podziemnych i kierunku wydobycia. Tylko wyjątkowo są eksploatowane podziemnie złoża zalegające pionowo. Równie istotne dla stabilności komór i filarów podziemnych są właściwości fizykotechniczne kopaliny, zwłaszcza wytrzymałość na ściskanie, i parametry geomechaniczne górotworu (np. RMR). W Polsce opisywana metoda eksploatacji kamieni blocznych nie jest stosowana, jednak znane są przykłady jej wykorzystania w przeszłości. Obecnie są finalizowane prace prowadzone przez PIG-PIB w kooperacji z IGSMiE PAN mające na celu ocenę uwarunkowań geologiczno-górnich-środowiskowych możliwości podziemnej eksploatacji wybranych kopalń skalnych w Sudetach i w Górach Świętokrzyskich.

EWOLUCJA TEKTONICZNA PŁASZCZOWINY SKOLSKIEJ W REJONIE RZESZÓW–STRZYŻÓW

Joanna URODA

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: j.uroda@student.uw.edu.pl

Odcinek łuku Karpat w okolicy Rzeszowa charakteryzuje zmiana kierunku linii frontu orogenu oraz struktur tektonicznych w obrębie płaszczowiny skolskiej. Są one częściowo przykryte osadami mioceńskimi tzw. zatoki rzeszowskiej. Ten basen niesiony (*thrust-top basin*) jest położony między antykliną Babica–Kąkolówka a nasunięciem frontalnym. W obrębie karpackiego pasma fałdowo-nasunięciowego występuje kilka tego typu struktur, z których największa jest tzw. zatoka rzeszowska, o rozmiarach około 25×15 km.

Szczegółowa analiza utworów syntektonicznych basenu rzeszowskiego pozwala na wnioskowanie o ostatnim etapie deformacji płaszczowiny skolskiej. Analiza profili sejsmicznych z badanego obszaru wykazała obecność fałdów związanych z propagacją uskoków w podłożu zatoki rzeszowskiej w obrębie płaszczowiny skolskiej. Osady zatoki rzeszowskiej charakteryzują się znacznie większą miąższością w południowej części, co jest związane z lokalną migracją centrów sedymentacji oraz nasunięciami powstałymi w ostatniej fazie tworzenia się orogenu. Ewolucję badanego odcinka Karpat zestawiono z modelem tworzenia się basenów niesionych między dwoma antyklinami przedstawionym przez Boniniego i in. (1999).

Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2012/07/N/ST10/03221.

LITERATURA

BONINI M., MORATTI G. & SANI F. 1999 — Evolution and depocentre migration in thrust-top basins: inferences from the Messinian Velona Basin (Northern Apennines, Italy). *Tectonophysics*, **304**: 95–108.

TEKTONIKA PŁASZCZOWINY ŚLĄSKIEJ W REJONIE NOWEGO ŻMIGRODU

Michał WYGLĄDAŁA

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: m.wygladala@student.uw.edu.pl

Pasma fałdowo-nasunięciowe Karpat zewnętrznych w rejonie Nowego Żmigrodu jest zbudowane z fałdów asymetrycznych, których północne skrzydła uległy w większości odwróceniu wzdłuż nasunięć. Wzdłuż osi tych fałdów dochodzi do zmiany geometrii z asymetrycznej, obserwowanej w centralnej części, na stojącą, notowaną w zakończeniach fałdów. Dane kartograficzne oraz sejsmiczne wskazują, że fałdy te można zaklasyfikować jako fałdy związane z propagacją uskoku.

W obrębie skrzydeł fałdów pierwszego rzędu występują fałdy mezoskopowe niższego rzędu o osiach poziomych, stromych lub subpionowych. Fałdy asymetryczne o poziomych osiach i ich położeniach zbliżonych do osi fałdu pierwszego rzędu powstały w skrzydłach fałdów nadrzędnych. Na powierzchniach ławic stwierdzono struktury ślizgowe, w większości wskazujące na posuw fałdowy typowy dla fałdowania z wyboczenia (np. Jaroszewski 1980). W sąsiedztwie stref nasunięciowych występują stojące fałdy izoklinalne oraz kolankowe, symetrycznie sprzężone. Fałdy o stromych lub subpionowych osiach rozpoznano w sąsiedztwie uskoków lub stref uskoków przesuwczych.

Skrzydła fałdów przecina kilka zespołów uskoków zrzutowych. Są to przeważnie uskoki kontrakcyjne, przecinające od kilku do kilkunastu ławic, których biegi są subrównoległe do osi fałdów, w których obrębie występują. Tworzą one głównie jako pojedyncze zespoły zarówno w skrzydłach, jak i w przegubach fałdu.

Fałdy w badanym fragmencie płaszczowiny śląskiej przecinają również uskoki normalne niezwiązane z fałdami. Powstały one w południowej części obszaru w wyniku ciężaru nasuwającej się płaszczowiny magurskiej lub w centralnej części łusek wchodzących w skład płaszczowiny śląskiej, albo w wyniku postorogenicznego kolapsu grawitacyjnego.

W strefach nasunięciowych, głównie jednostek niższego rzędu, stwierdzono obecność np. duplesów kontrakcyjnych, zawierających fałdy asymetryczne. W obrębie tych stref występują również fragmenty niepodatnych skał (np. piaskowców), o wielkości dochodzącej do 1 m, wykazujących tendencję do rotacji wzdłuż osi poziomej, zgodnej z regionalnymi kierunkami transportu tektonicznego.

Opisane fałdy i uskoki przecina sieć uskoków składająca się z dwóch sprzężonych zespołów uskoków przesuwczych, wskazujących, że powstały skutek kompresji poziomej o kierunku ok. 7°.

LITERATURA

JAROSZEWSKI W. 1980 — Tektonika uskoków i fałdów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

ZBIORNIK JURAJSKI NA TERENIE PÓŁNOCNEJ MAŁOPOLSKI – BRUZDA ŚRÓDPOLSKA CZY OTWARTY SZELF TETYDY?

Zbigniew ZŁONKIEWICZ

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce;
e-mail: zbigniew.zlonkiewicz@pgi.gov.pl

Bruzda śródpolska, z systemem grzbietów i basenów, była strefą maksymalnej subsydencji zbiornika epikontynentalnego permu i mezozoiku. Powstała w strefie szwu transeuropejskiego, na dalekim przedpolu Tetydy, pod wpływem ekstensji zachodzącej wzdłuż krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego.

W jurze leżący w podłożu Małopolski na północ od Karpat paleozoiczny masyw małopolski (*sensu* Morawska & Stupnicka 1985) stanowił złożony taras między Tetydą i borealnym morzem epikontynentalnym. Znalazł się on w strefie tworzenia bruzdy śródpolskiej oraz struktur ekstensyjnych na tetydzkim szelfie. Prawoskrętna ekstensja skośna reaktywowała w nim paleozoiczne bloki i strefy dyslokacyjne. Jego elementy (masyw Włoszczowy, blok świętokrzyski i antyklinorium dolnego Sanu) podlegały mniejszej subsydencji i stanowiły regionalną barierę między szelfem Tetydy i zbiornikiem ściślej związanym z basenem borealnym. Zróżnicowanie subsydencji jest czytelne zwłaszcza w terygenicznych utworach jury dolnej i środkowej, które na tym obszarze do późnego bajosu były marginalnymi osadami zbiornika borealnego, wkraczającego od północnego zachodu.

Wzdłuż zachodniej krawędzi masywu małopolskiego był aktywny prawoskrętny uskok zrzutowo-przesuwczy Opoczna-Grójca, poprzeczny względem osi bruzdy śródpolskiej. Przy jego zakończeniach asocjacje struktur ekstensyjnych i kontrakcyjnych w postaci „końskiego ogona” przybrały formę basenów zapadliskowych i grzbietów. Przy północnym zakończeniu, w rejonie Opoczna, wyraźne zapadlisko zaznaczyło się większą miąższością utworów keloweju i obecnością utworów późnego tytonu. Dalej na wschód, wzdłuż północno-wschodniej krawędzi masywu małopolskiego, uaktywniły się zrzutowo-przesuwcze uskoki Skrzynna, Kamienna i Wierzbika-Chlewisk. Zrzuciły swe północne skrzydła, prowadząc do powstania rowu Odrzywół-Ćmielów. Jego północno-wschodnią krawędzią był uskok Nowe Miasto-Iłża-Bałtów, przy którym wyjątkowo zachowały się morskie utwory neokomu. Rów ten pogłębiał się ku NW i kontynuował w strukturze bruzdy śródpolskiej.

W południowym zakończeniu uskoku Opoczno-Grójec, na NE od Wielunia, lokalne zapadlisko zapisało się w profilach dolnej i środkowej jury. Dalej ku SE, na terenie niecki miechowskiej, struktury „końskiego ogona” przechodziły w system zapadlisk i zrębów, powstałych pod wpływem rozciągania (*pull-apart*), związanych z uskokami Zawiercia, Krakowa-Lublińca i Rzeszowa-Poznań. W późnym bajosie w południowej części niecki między Miechowem a Nowym Korczynem utworzenie basenu zapadliskowego zainicjowało zmianę kierunku transgresji na dominujący od południa, od strony Tetydy.

Od późnego keloweju na tarasie północnej Małopolski powstał otwarty szelf węglanowy, nachylony ku Tetydzie. Z lubelskiego obszaru kratonu wschodnioeuropejskiego wkraczała nań wieloetapowo płytkowodna platforma węglanowa. Większa subsydencja przypadła na wydłużony obszar zapadliskowy, nachylony ku SE, leżący między Jędrzejowem, Miechowem i Ropczycami, w labilnej strefie jędrzejowskiej (*sensu* Hakenberg 1980). W tytonie zapadlisko to ograniczała strefa raf w rejonie Pilzna, wyznaczająca lokalne obrzeżenie szelfu i krawędź tarasu. W południowo-wschodniej części zapadliska zachowały się najmłodsze na środkowym przedpolu Karpat utwory megasekwencji jurajsko-dolnokredowej, sięgające hoterywu. Zapadlisko to można uznać za strefę obniżenia dna, która migrując z basenu Tetydy, wciniała się w jej szelf, a zarazem za kontynuację ekstensyjnych struktur bruzdy śródpolskiej w południowej części masywu małopolskiego.

LITERATURA

- MORAWSKA A. & STUPNICKA E. 1985 — Północno-zachodni zasięg masywu małopolskiego i pozycja tektoniczna wyniesienia Włoszczowej. *Przegląd Geologiczny*, **33** (11): 602–607.
- HAKENBERG M. 1980 — Dependence of the thickness of Permian to Jurassic sediments in the Miechów Basin on major faults. *Acta Geologica Polonica*, **30** (4): 471–483.

SESJE TERENOWE



SESJA TERENOWA 1

MEZOZOICZNA EWOLUCJA I KENOZOICZNE DEFORMACJE PÓŁNOCNEGO OBRZEŻENIA TETYDY

Zachełmie (*niezgodność dewon/ trias*) – **Żebrowica** (*trias – wapień muszlowy, jura – kelowej, oksford, deformacje przesuwowe*) – **Laskowa Góra** (*uskok przesuwowy*) – **Wolica 1** (*trias – wapień muszlowy*) – **Wolica 2** (*trias – kajper, jura*) – **Gluchowiec** (*jura – deformacje przesuwowe*)

Anna BECKER¹, Marcin BARSKI², Andrzej KONON², Małgorzata KOZŁOWSKA²,
Bronisław Andrzej MATYJA², Joachim SZULC³, Zbigniew ZŁONKIEWICZ⁴

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

² Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

³ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków

⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski,
ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce

STANOWISKO 1. ZACHEŁMIE

Zbigniew ZŁONKIEWICZ, Anna BECKER

Wprowadzenie

Odsłonięcie w Zachełmiu koło Zagnańska znajduje się w nieczynnym kamieniołomie wcinającym się od zachodu w grzbiet góry Chełmowej. Przedmiotem eksploatacji były tu dolomity dewonu środkowego, należące do formacji z Wojciechowiec (K. Narkiewicz & M. Narkiewicz 2010; Złonkiewicz 2011; M. Narkiewicz & Retallak 2014). Wydzwignięte na powierzchnię w zrębie tektonicznym w północnym skrzydle fałdu łysogórskiego dolomity są nachylone ku północy (azymut kierunku zapadania 10–23°) pod kątem 40–45°. Leżące miejscami na dolomitach w północnej ścianie kamieniołomu utwory pstrego piaskowca zapadają pod kątem 1–22° ku wschodowi, odchylając się ku NE lub ESE oraz wyjątkowo ku północy we wschodnim narożniku wyrobiska. Dzieląca je od dolomitów powierzchnia niezgodności tektoniczno-erozyjnej w sposób podręcznikowy dokumentuje kontakt piętra waryscyjskiego i alpejskiego. Sprawia to, że kamieniołom w Zachełmiu, słynny także z odkrycia śladów dewońskich czworonogów (Szrek & Niedźwiedzki 2008; Niedźwiedzki i in. 2010), jest jednym z najatrakcyjniejszych odsłonień w Górach Świętokrzyskich.

Tutejszy profil pstrego piaskowca był już wielokrotnie opisywany, chociażby przez Szulczewskiego (1995), Kulecę i Zbroję (1995), Kulecę i in. (2006, 2007) czy Waksmundzkiego (2012). Niniejszy opis opiera się na opracowaniach Kulecy i Zbroji (1995) oraz Kulecy i in. (2006, 2007) ze względu na zawartą w nich szczegółową dokumentację odsłonięcia. W dalszej części opisu przedstawiono dyskusję nad wiekiem utworów pstrego piaskowca i środowiskami ich depozycji oraz scharakteryzowano obecny stan odsłonięcia.

Główne facje, litostratygrafia i dotychczasowe interpretacje środowiskowe

Utwory pstrego piaskowca, przykrywające nierówną powierzchnię niezgodności, wypełniają zagłębienie erozyjne w stropie dewonu, znajdujące się w osiowej partii kamieniołomu. W dużej części utwory te zostały usunięte w trakcie eksploatacji. Pstry piaskowiec reprezentują zlepki, piaskowce i mułowce. Niepełne profile litofacjalne pstrego piaskowca widoczne w poszczególnych ścianach oraz korelację odsłonięcia w Zachełmiu z profilami otworów wiertniczych regionu przedstawia figura 1.

Wśród odsłoniętych utworów wyróżniono dziewięć litofacji (Kuleta & Zbroja 1995; Kuleta i in. 2006): brekcje sedymentacyjne dolomitowe (B1), brekcje sedymentacyjne mułowcowe (B2), masywne zlepienie dolomitowe o zwartym szkielecie ziarnowym (Z1), masywne zlepienie dolomitowe o rozproszonym szkielecie ziarnowym (Z2), piaskowce różnoziarniste i zlepieńcowate warstwowane przekątnie i poziomo (P1), piaskowce średnioziarniste kwarcowe warstwowane przekątnie tabularnie i rynnowo (P2), piaskowce drobnoziarniste kwarcowo-wapienne, o zróżnicowanych strukturach sedymentacyjnych (P3), silnie wapniste piaskowce drobnoziarniste kwarcowo-wapienne, laminowane poziomo i przekątnie (P4) oraz laminowane i masywne mułowce kwarcowo-łyszczkowe (M). Facje te grupują się w odsłoniętej sukcesji w trzy kompleksy skalne, opisane przez Kuletę (1996) oraz Kuletę i Nawrockiego (2000, 2002) jako trzy jednostki litostratygraficzne: formację z Jaworznej, należące do niej ogniwo z Zachełmia oraz formację z Zagnańska (Kuleta & Zbroja 1995; Kuleta i in. 2006).

Dolną część sukcesji utworów pstrego piaskowca tworzą litofacje B1, Z1, P3, P4 i M o charakterystycznej czerwonej lub brązowej barwie, zaliczane do formacji z Jaworznej (Kuleta i in. 2006). W zlokalizowanym na przedpolu góry Chełmowej, kilometr na północ od centrum kamieniołomu otworze wiertniczym Zachełmie IG 1 miąższość formacji wynosi 11,6 m. W ścianach kamieniołomu jest ona silnie zróżnicowana i maksymalnie nieznacznie przekracza 9 m. W spągu formacji z Jaworznej litofacje B1 i Z1 tworzą nieregularne litosomy, wypełniające zagłębienia w podłożu (Szulczewski 1995; Kuleta i in. 2006). Główną część formacji tworzy heterolit zbudowany z litofacji P3, P4 i M. Zaliczana do formacji z Zagnańska górna część sukcesji pstrego piaskowca jest zbudowana z litofacji P1, P2 i B2 (Kuleta i in. 2006). W ścianach kamieniołomu litosomy jasnoszarych piaskowców zagnańskich wcinają się erozyjnie w niżejleżące, drobnoziarniste utwory formacji z Jaworznej. Zachowane w kamieniołomie dolne partie profilu piaskowców zagnańskich nie przekraczają 3 m miąższości, podczas gdy w otworze Zachełmie IG 1 ich całkowita miąższość osiąga 50,8 m. Całkowita miąższość formacji z Zagnańska w tym rejonie wynosi około 200 m. W ścianie południowo-wschodniej, położonej najdalej od wejścia do kamieniołomu, odsłania się sukcesja zbudowana głównie z litofacji Z1 i Z2 leżących bezpośrednio na dewońskim podłożu. Osady te wyodrębniono jako ogniwo z Zachełmia, jednostkę należącą do formacji z Jaworznej (Kuleta i in. 2006).

Zasadnicza część utworów pstrego piaskowca odsłoniętych w Zachełmiu była deponowana na równi aluwialnej, częściowo w zbiornikach wodnych typu playa (Kuleta & Zbroja 2006; Kuleta i in. 2006). Drobnoziarniste piaskowce były po niej rozpraszane w postaci zalewów warstwowych w systemie dystalnego stożka napływowego (Szulczewski 1995). Proksymalną część stożka reprezentują zlepienie ogniwa z Zachełmia (Szulczewski 1995; Kuleta i in. 2006). Brekcje wypełniające zagłębienia w podłożu osadów powstały w wyniku erozji, przy czym Szulczewski (1995) postulował erozję subaeralną, zaś Kuleta i in. (2006) – erozję związaną z transgresją morską. Zazębienie się fluwialnych osadów formacji z Jaworznej z osadami morskimi, wyróżniającymi się występowaniem akritarch w spektrum palinomorfa oraz obecnością ooidów węglanowych, zaobserwowano w profilach otworów wiertniczych regionu Kuleta i Zbroja (2006). Analizowane próbki z Zachełmia nie zawierały jednak materiału sporowego, akritarch ani ooidów (A. Mader – inf. ustna, 2015), które mogłyby potwierdzić ingresje morskie. Zaliczona do formacji z Zagnańska najwyższa część sukcesji reprezentuje amalgamowane kanały fluwialne roztokowego systemu rzecznoego (Szulczewski 1995; Kuleta i in. 2007). Rozkład facji w rejonie Zachełmia wskazuje, że wyniesienie góry Chełmowej było wyspą podczas sedymentacji cechsztynu i najniższych ogniów pstrego piaskowca, przykrytą dopiero przez formację z Jaworznej (Kuleta i in. 2006, Waksmundzki 2012).

Szczegółowy opis odsłonięcia

W kamieniołomie Zachełmie, w odsłonięciu pstrego piaskowca wysuniętym najdalej ku zachodowi (ściana A na fig. 1) profil formacji z Jaworznej rozpoczynają ostrokrawędziste brekcje z okruchów dewońskich dolomitów o zwartym szkielecie ziarnowym (fig. 1–3).

Okruchy są chaotycznie rozmieszczone w czerwonej wapnistej, piaszczysto-mułowcowo-gruzowej masie o zróżnicowanym składzie i stopniu lityfikacji. Miejscami brekcje przechodzą ku górze w zlepienie ze słaboobtoczonych okruchów dolomitów, skonsolidowanych piaszczysto-mułowcowym tłem, typowym dla nadległych partii profilu formacji z Jaworznej. Obserwuje się też orientację wydłużonych

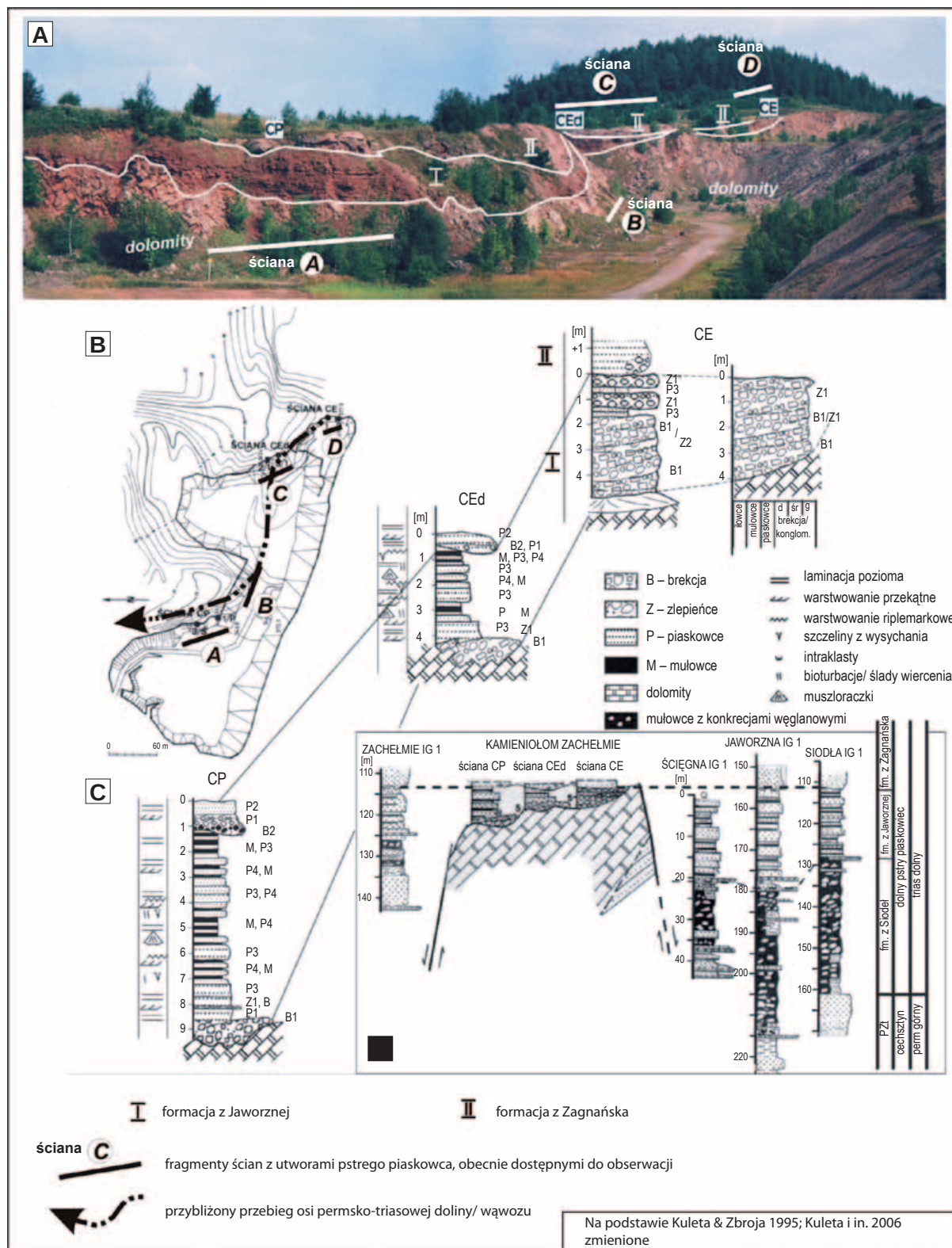


Fig. 1. A. Widok ogólny kamieniołomu Zachelmie. B. Plan kamieniołomu Zachelmie z lokalizacją badanych profili pstręgo piaskowca oraz izoliniami miąższości nadkładu nad złożem dolomitów dewońskich. C. Korelacja profili pstręgo piaskowca w kamieniołomie Zachelmie. D. Schemat korelacyjny profili pstręgo piaskowca w rejonie Zachelmia (wg Kuleta i in. 2007, uzupełnione)



Fig. 2. Waryscyjsko-alpejska niezgodność tektoniczno-erozyjna na kontakcie utworów pstrego piaskowca z dolomitami dewonu

Południowo-zachodnia część kamieniołomu, odsłonięcie będące pomnikiem przyrody. Ściana A

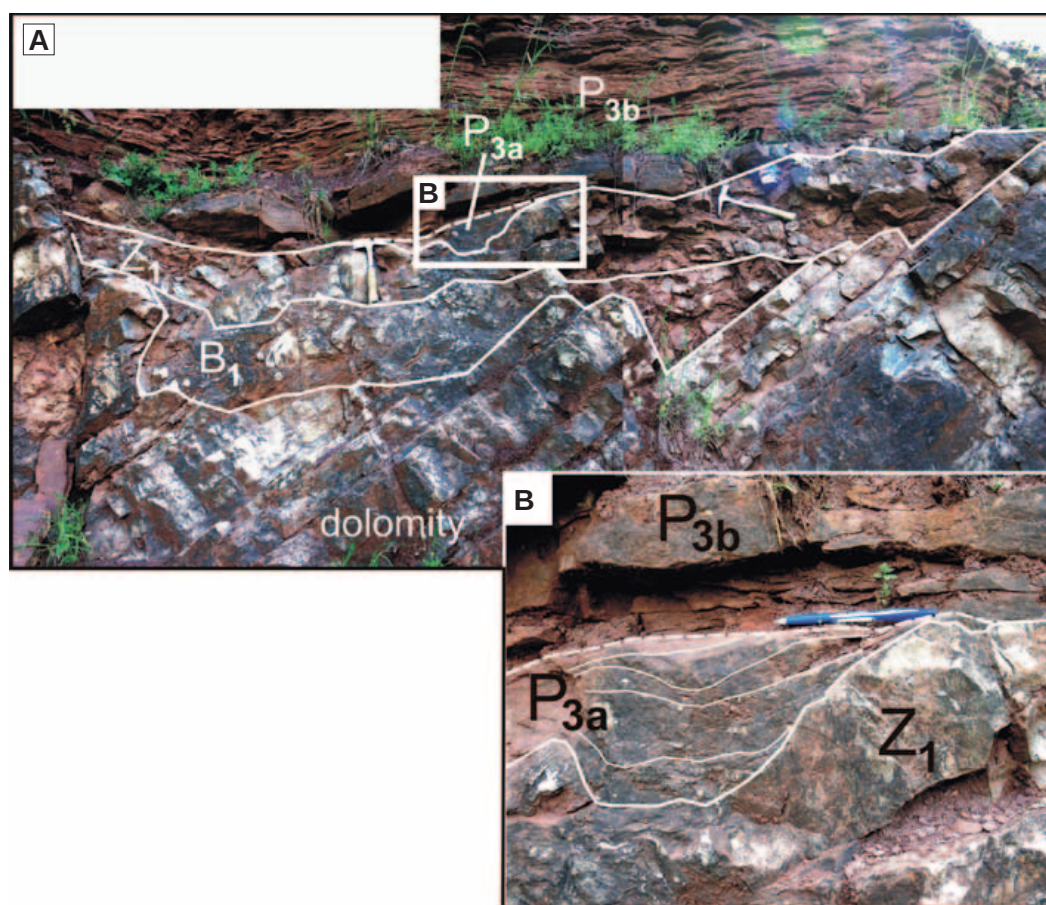


Fig. 3. Kontakt dolomitów dewońskich z brekcjami, zlepieńcami i piaskowcami formacji z Jaworznej

A. Widok ogólny. B. Piaskowcowe wypełnienie kanału pomiędzy okruszami dolomitów w stropie zlepieńców. Ściana A. Objaśnienia symboli w tekście

okruchów dolomitów zgodną z uławiczeniem pstrego piaskowca. Brekcje wypełniające zagłębienia w erozyjnej powierzchni dewońskiej mają charakter gliniasto-gruzowych pokryw zwietrzelinowych. Grubookruchowe utwory są przykryte wapnistymi piaskowcami drobnoziarnistymi, zawierającymi domieszkę okruchów dolomitów (P3a na fig. 3). Osadzając się, materiał piaszczysty wypełnił pustki i zagłębienia między luźnymi okruchami skalnymi. Pozioma laminacja piaskowców dostosowała się do okruchów skalnych i zagłębień w ówczesnej powierzchni terenu. Powyżej leżą cienkoławicowe piaskowce (P3b na fig. 3) i heterolity piaskowcowo-mułowcowe, laminowane poziomo lub masywne, z nielicznymi wkładkami piaskowców warstwowanych przekątnie tabularnie i rynnowo (fig. 4). Upad ławic: 105/12°E i 99/14°E.

W najniższej części ich profilu obecne są nagromadzenia drobnych, ostrokrawędzistych okruchów dolomitów, zorientowanych poziomo. Spotyka się też poziomy ze szczelinami z wysychania. Piaskowce i heterolity formacji z Jaworznej, leżące powyżej zlepieńców i brekcji, reprezentują osady okresowych strumieni, przeważnie o niskiej dynamice przepływu. Zanik przepływu skutkował sedymentacją jeziorną w płytkich, wysychających zbiornikach typu playa (Kuleta i in. 2006). Górne partie profilu odznaczają się wyraźnie mniejszą dynamiką środowiska sedymentacyjnego.

Kontakt formacji z Jaworznej i formacji z Zachełmia odsłania się przy prawej (SE) krawędzi ściany A (fig. 5). Bezpośrednio pod erozyjnym stropem formacji z Jaworznej leżą łupki wykształcone jako laminowane mułowce kwarcowo-łyszczkowe. Formację z Zagnańska rozpoczyna ławica jasnoszarych piaskowców różnoziarnistych, wewnątrz której obficie występują ostrokrawędziste okruchy tych mułowców. Ich udział sprawia, że piaskowce miejscami przechodzą w brekcję mułowcową (Kuleta i in. 2006). Profil wieńczą ławice średnioziarnistych piaskowców warstwowanych poziomo i niskokątowo przekątnie.



Fig. 4. Ławica piaskowca warstwowanego przekątnie rynnowo wśród ławic o laminacji poziomej

Niższa część profilu formacji z Jaworznej. Ściana A

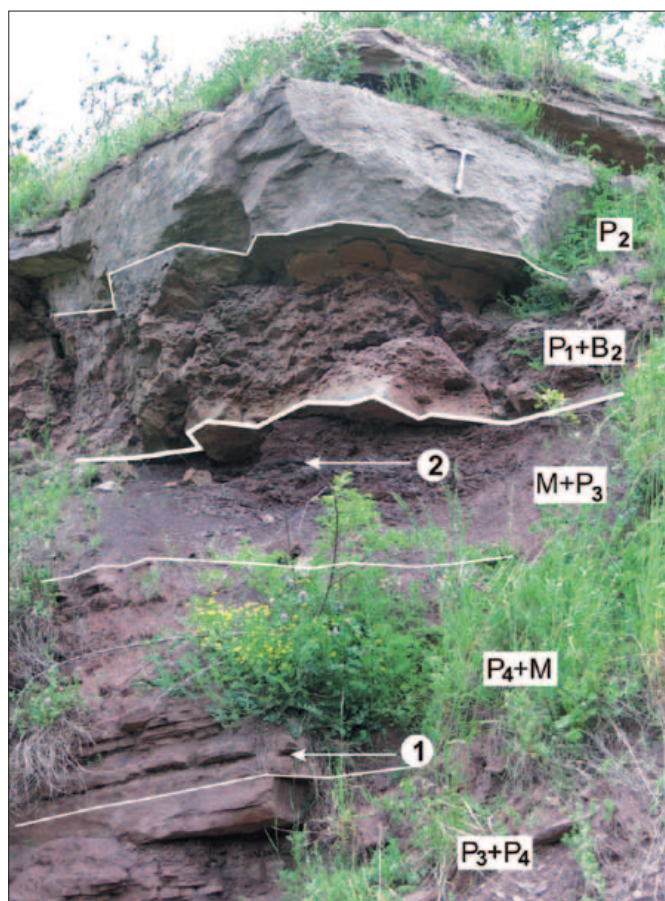


Fig. 5. Górna część profilu formacji z Jaworznej i jej kontakt z formacją z Zagnańska

Ściana A. Objaśnienia symboli w tekście. Strzałkami zaznaczono udokumentowany przez Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkiego (2004) w prezentowanym odsłonięciu: 1 – najwyższy zasięg *Falsisca postera*; 2 – najniższy zasięg *Falsisca cf. verchojanica*



Fig. 6. Wydłużone okruchy dolomitów, nachylone zgodnie z uławiczeniem pstrego piaskowca. Zlepienie o rozproszonym szkielecie ziarnowym

Formacja z Jaworznej. Ściana B

z głębokiej erozji, która nastąpiła przed złożeniem formacji z Zagnańska. Profil formacji z Zagnańska w ścianie B rozpoczynają różnoziarniste piaskowce, zawierające domieszkę materiału żwirowego. Reprezentuje go doskonale obtoczony, drobnoziarnisty żwir kwarcowy i kwarcytowy, typowy dla pstrego piaskowca. Spotyka się też żwir dolomitowy, zróżnicowany pod względem wielkości i w różnym stopniu obtoczony – od doskonale obtoczonego po niemal ostrokrawędzisty. Czerwonobrazowe zabarwienie ławicy oraz obecność wśród ziaren żwiru czerwonych mułowców i drobnoziarnistych piaskowców, świadczą o erozji starszych osadów pstrego piaskowca.

Przy wschodnim narożniku ściany B strop dolomitów gwałtownie się wznosi, aż do górnej krawędzi ściany leżącej około 10 m wyżej. Zarazem wyklinowują się piaskowce i heterolity z Jaworznej, zachowane pod przykryciem piaskowców zagnańskich. W efekcie formacja z Jaworznej została tu ograniczona do warstwy spągowych zlepieńców. Wskazuje to na lokalizację wschodniego narożnika ściany B w strefie stromego, północnego zbocza wąwozu lub doliny kopalnej, zaś ściany A oraz zachodniej części ściany B – bliżej osi i dna tej formy erozyjnej. Potwierdza to genezę zlepieńców i brekcji z dolnej części formacji z Jaworznej jako utworów pokrywowych, powstałych przede wszystkim ze zwietrzelin podłoża, przemieszczanych po zboczach i gromadzonych u ich podnóży, pod działaniem ruchów masowych, w warunkach subaeralnych. W dolnych partiach doliny osady te były w części przemieszczane przez wody okresowych strumieni.

W ścianie C odsłania się przekrój poprzeczny przez płytką dolinę kopalną o stromych skalistych ścianach (fig. 7). Urozmaicenie dna ujawnia obecność, w najstarszym etapie istnienia doliny, trzech stref kanałowych, w których erozja sięgnęła nieco głębiej. Dolinę wypełniają utwory formacji z Jaworznej, we wschodniej części ściany przykryte przez piaskowce formacji z Zagnańska.



Fig. 7. Przekrój przez dolinę permsko-triasową we wschodniej części kamieniołomu. Ściana C

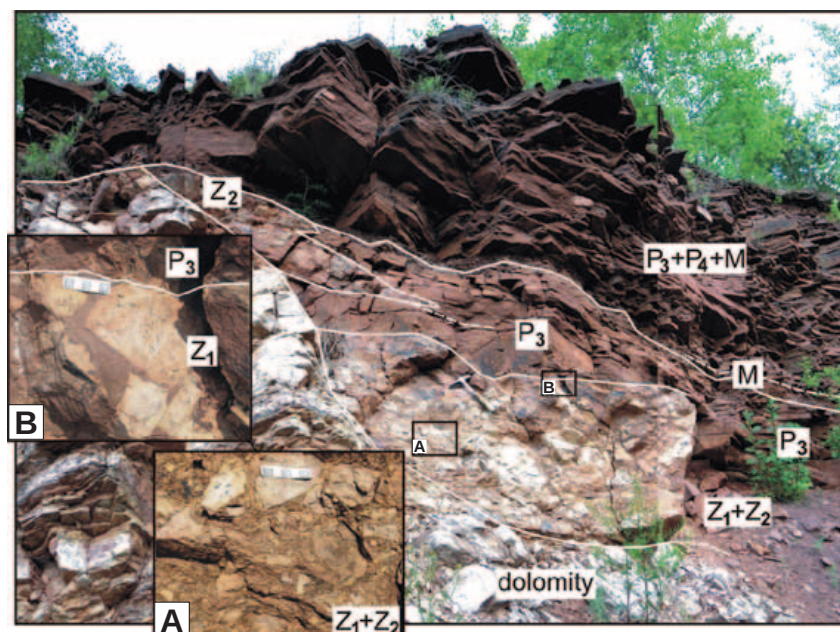


Fig. 8. Utwory formacji z Jaworznej w kontakcie z dolomitami dewonu przy zachodniej krawędzi doliny permsko-triasowej

A. Zlepienie o rozproszonym, częściowo o zwartym, szkielecie ziarnowym, będące osadem spływowym gliniasto-gruzowej zwietrzeliny, zdeponowanym w korycie rzeki w warunkach subaeralnych lub subakwalnych. **B.** Przystropowa część ławicy zlepieńców o charakterze kalkretu, przykryta przez wapniste piaskowce. Słabo obtoczone okruchy dolomitów tkwią w czerwonej masie piaszczysto-węglanowej, scementowanej sparytowym kalcytem. Ściana C, część zachodnia. Objaśnienia symboli w tekście

W zachodniej części ściany C odsłania się boczny kontakt utworów permotriasowych z dewońskimi (fig. 8). Profil formacji z Jaworznej rozpoczyna zlepienie o zwartym, a częściowo o rozproszonym szkielecie ziarnowym. Tworzą go ostrokrawędziste okruchy dolomitów tkwiące w czerwonej masie wapnistej, początkowo mułowcowej, wyżej mułowcowo-piaszczystej, przepełnionej drobnymi okruchami dolomitów. Zlepienie przylega do stromo nachylonej krawędzi wyciętej w dewońskim podłożu. Jest osadem spływu gruzowo-gliniastej zwietrzeliny zachowanym w brzeżnej partii formy erozyjnej. Jego górna granica jest powierzchnią tarasu erozyjno-akumulacyjnego. Przystropowa część zlepieńca jest pozbawiona drobnego materiału okruchowego i scementowana sparytowym kalcytem, co nadaje jej charakter kalkretu. Przykrywająca zlepieniec ławica drobnoziarnistych piaskowców wapnistych rozpoczyna sekwencję silikoklastycznych utworów pstrego piaskowca. Przy krawędzi kanału, niewiele ponad stropem wyżej opisanego zlepieńca w ławice piaskowców wcina się wkładka kolejnego zlepieńca dolomitowego, tym razem o rozproszonym szkielecie ziarnowym i spoiwie piaskowcowym. Dokumentuje ona okresową dostawę materiału grubookruchowego, który z erodowanego brzegu był dostarczany do koryta potoku. Okruchy dolomitów tworzących wyższy zlepieniec są bardzo słabo obtoczone. Ku osi kanału materiał grubookruchowy zanika, a zlepieniec przechodzi w piaskowce. Około 5 m dalej na wschód (fig. 9), bliżej osi kanału, w dolnej części profilu są obecne osady korytowe warstwowane rynnowo (P3a), przykryte warstwowanymi poziomo i przekątnie w małej skali (P3b). Upad warstw w osi kanału wynosi 41/1°NE.

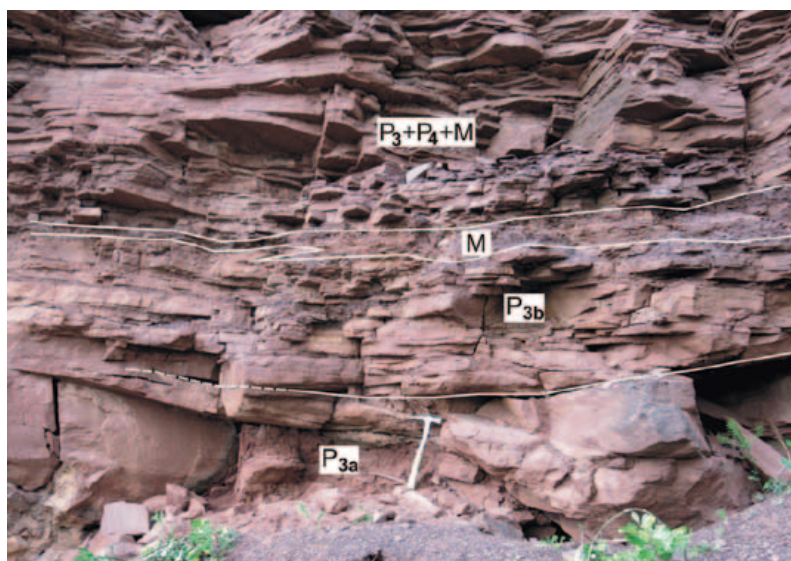


Fig. 9. Piaskowce warstwowane rynnowo (P3a) przykryte piaskowcami warstwowanymi poziomo i przekątnie małej skali (P3b). Ściana C

Nieco wyżej nieciągła wkładka mułowców dokumentuje sedimentację jeziorną, wywołaną okresowym zanikiem przepływu. W odległości około 10 m od zachodniej krawędzi formy erozyjnej dno kanału wznosi się i ponownie odsłania się kontakt piaskowców z utworami dewonu (fig. 10). W zlepieńcu, bezpośrednio nad stropem dewonu, wydłużone fragmenty ławic dolomitowych tkwią w silnie wapnistym tle piaskowcowym (Z1a). Ich nachylenie ($68/6^{\circ}\text{ENE}$) odpowiada zapadaniu pstrego piaskowca, co oznacza, że podczas sedimentacji zostały one odspojone od dewońskiego podłoża i – przy znikomym przesunięciu – złożone płasko na powierzchni dna. Zestawienie obu pomiarów zapadania warstw pstrego piaskowca pośrednio obrazuje pierwotne nachylenie osi kanału, które w tym miejscu można ocenić na około 10° ku WSW.

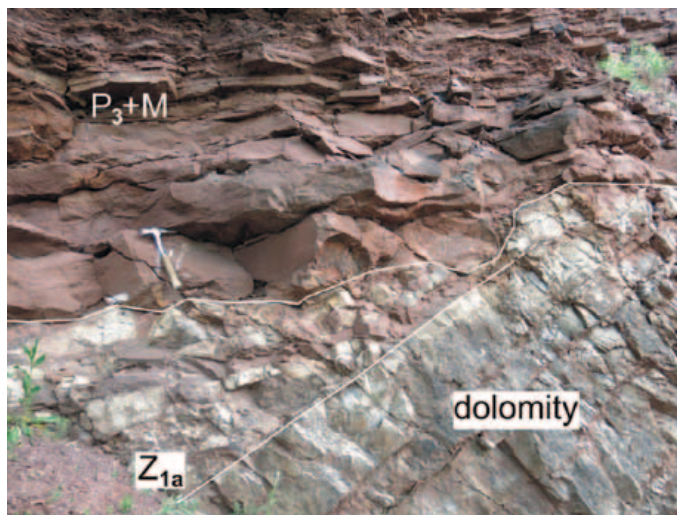
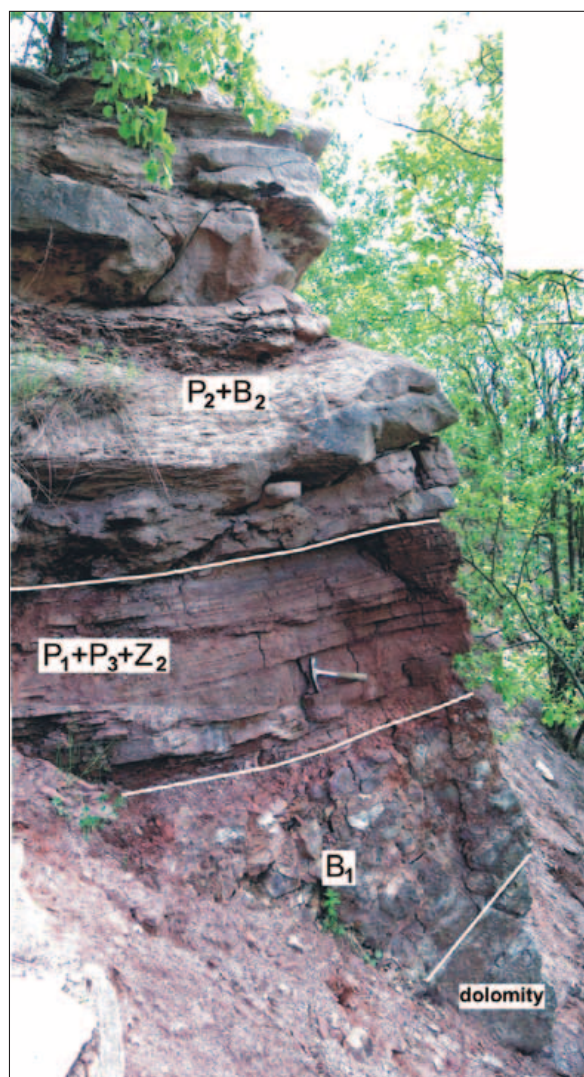


Fig. 10. Na powierzchni kontaktu dolomitów dewonu z piaskowcami formacji z Jaworznej leży warstwa zlepieńca, złożonego z ławic dolomitów, nachylonych zgodnie z uławiceniem pstrego piaskowca

Ściana C. Objasnienia symboli w tekście



Wschodnia część ściany C (fig. 11) przedstawia osad kolejnego obniżenia w stropie dolomitów, za którym strop utworów dewonu sięga powierzchni terenu, a utwory pstrego piaskowca ulegają całkowitemu wyklinowaniu, tym samym wyznaczając wschodnią brzeg doliny kopalnej. W dolnej części, na ławicach dewońskich, leży masywna brekcja dolomitowa o zwartym szkieletie ziarnowym. Składają się na nią ostrokrawędziste okruczki uszczelnione czerwoną mułowcowo-piaszczystą masą z drobnymi okruczkami. Nadległy, ograniczony do około 1 m miąższości profil rozpoczynają cienkoławicowe piaskowce różnoziarniste z wkładkami zlepieńców. Słaboobtoczony żwir dolomitowy jest rozproszony w masie piaszczystej. Powyżej leżą różnoziarniste piaskowce formacji z Zagnańska. W ich dolnej części soczewkowate nagromadzenia okruczków mułowców łuszczyczkowo-kwarcowych, wyerodowanych z formacji z Jaworznej, nadają skale charakter brekcji. U podnóża ściany są znajdowane soczewkowate ławice piaskowców, prawdopodobnie pochodzące z pogranicza obu formacji pstrego piaskowca. Na ich powierzchniach spągowych zachowały się odlewy jamek wirowych i śladów

←

Fig. 11. Silnie zredukowany profil utworów pstrego piaskowca podścielonych dolomitami dewonu

Ściana C, część wschodnia

opływania, tych ostatnich być może utworzonych na kontakcie z muszlami małżów.

W ścianie D, we wschodnim narożniku kamieniołomu, odsłania się kontakt ogniwa z Zachełmia z dolomitami dewonu (fig. 12). Profil permo-triasu rozpoczyna zlityfikowana ławica zlepieńca złożonego z płaskich fragmentów ławic dolomitów, które zostały oderwane od podłoża i złożone na paleopowierzchni w stropie utworów dewonu. W zlepieńcu fragmenty ławic dolomitów, o wyraźnie zaokrąglonych krawędziach, uszczelnione są masą mułowcową, przepętnioną bardzo drobnymi, ostrokrawędzistymi okruchami dolomitowymi. Nad stropem utworów dewonu płyty dolomitów niemal zachowują ich strome nachylenie (ławice dewońskie: $23/40^\circ\text{N}$; płyty dolomitowe: $5/32^\circ\text{N}$). Nieco wyżej upad płyt dostosowuje się do zapadania ławic pstrego piaskowca ($9/14^\circ\text{N}$). Ku zachodowi strop dewonu obniża się, dzięki czemu wzrasta miąższość całkowita ogniwa z Zachełmia. Wzrasta też miąższość warstwy zlityfikowanego zlepieńca, która stanowi w ścianie horyzont korelacyjny (fig. 13). W porównaniu ze wschodnią częścią ściany, fragmenty ławic dolomitowych tworzących tę warstwę zostały znacznie rozdrobnione, a ich ułożenie stało się bardziej chaotyczne. Poniżej niej leżą masywne zlepieńce i brekcje dolomitowe, słabiej zlityfikowane, o zwartym szkieletie ziarnowym i o słabo uporządkowanej orientacji okruchów, zazwyczaj słabo obtoczonych bądź ostrokrawędzistych.

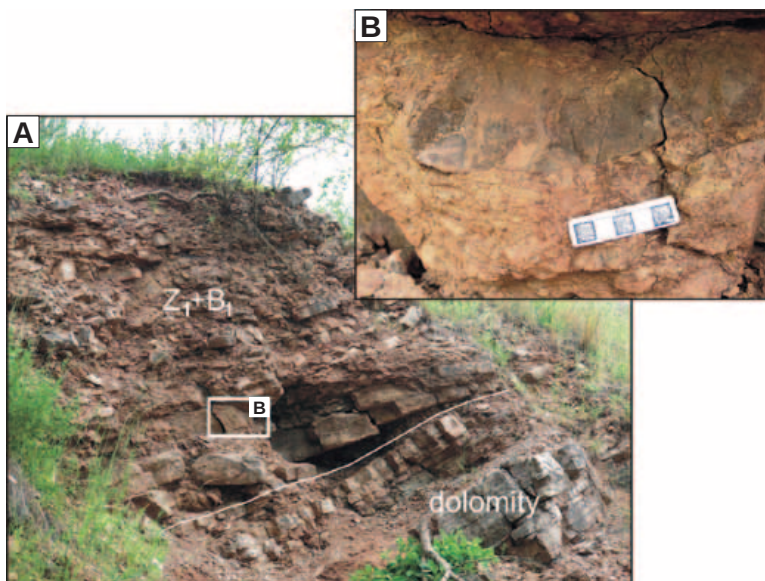


Fig. 12. Brekcje i zlepieńce ogniwa z Zachełmia na dolomitach dewonu

A. Widok ogólny. B. Zlepieniec z obtoczonych fragmentów ławic dolomitów w masie mułowcowo-gruzowej. Ściana D, część wschodnia. Objasnienia symboli w tekście

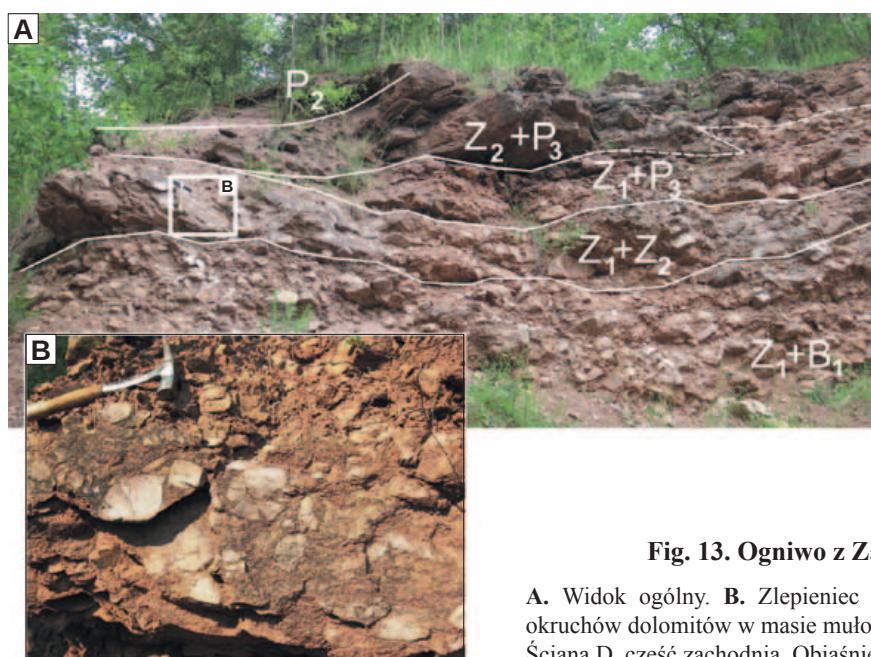


Fig. 13. Ogniwo z Zachełmia

A. Widok ogólny. B. Zlepieniec ze słabo obtoczonych okruchów dolomitów w masie mułowcowo-piaskowcowej. Ściana D, część zachodnia. Objasnienia symboli w tekście

Podobnie jest wykształcona część profilu leżąca ponad zlitfikowaną ławicą. Urozmaicają ją nieciągłe przewarstwienia zlepieńców oraz czerwonych piaskowców drobnoziarnistych. W najwyższej części ściany leży czerwony piaskowiec, który w spągu zawiera domieszkę rozproszonego, słabo obtoczonego żwiru dolomitowego. Jego wykształcenie i lateralne przejście w zlepieńce ogniwa z Zachełmia wskazują na przynależność do formacji z Jaworznej. Piaskowiec powstał w brzeżnej strefie koryta, w której osady aluwialne zazębiały się ze zboczowymi utworami gruzowymi. Spotykane także wśród osadów grubookruchowych w niższych częściach profilu nieciągłe wkładki piaskowców dokumentują okresowe przepływy o niskiej dynamice. Ku zachodowi zlepieńcowaty w spągu czerwony piaskowiec kontaktuje z silnie zwietrzalymi, jasnoszarymi, średnioziarnistymi piaskowcami zagnańskimi, należącymi do kolejnego aluwialnego etapu sedymentacji.

Środowisko sedymentacji pstrego piaskowca w Zachełmiu

Utwory pstrego piaskowca w Zachełmiu, należące do formacji z Jaworznej, wypełniają wąską formę erozyjną o charakterze doliny rzecznej lub wąwozu, o stromym nachyleniu od kilku do kilkunastu stopni, wcinającą się w dolomity dewońskiego podłoża. Wykształcenie utworów pstrego piaskowca przemawia za przyjęciem wyłącznie lądowych środowisk sedymentacji w obszarze zrębu Zachełmia, który na przełomie permu i triasu nie tylko stanowił wyniesienie, lecz pozostawał poza zasięgiem inwazji morskich, postulowanych przez Kulecę i in. (2006). Najstarszymi utworami formacji z Jaworznej są przemieszczone utwory pokryw zwietrzelinowych, przykryte przez aluwia okresowych cieków, w większości pozakorytowe, z wkładkami osadów jeziornych. Późniejsza sieć rzeczna, przynajmniej we wstępnym okresie tworzenia aluwialnych osadów formacji z Zagnańska, wykorzystywała dolinę, której fragment odsłonięto w kamieniołomie Zachełmie.

Osady wypełniające dolinę w Zachełmiu świadczą o niskiej dynamice przepływu, kontrastującej z intensywną erozją, konieczną do wyżłobienia stosunkowo głębokich wcięć w dolomitach dewońskich. Wyjaśnieniem może być długotrwałe utrzymywanie się niskiej bazy erozyjnej powodującej intensywną denudację i całkowite usuwanie osadu. Wykształcenie piaskowcowo-mułowcowego profilu formacji z Jaworznej odzwierciedla podniesienie podstawy erozyjnej i zmniejszenie wymiaru denudacji, początkowo prowadzące do zachowania deluwii, a następnie do rozpoczęcia sedymentacji w okresowych strumieniach o niewielkim przepływie i zazwyczaj słabo zarysowanym korycie. Była ona przerywana okresową sedymentacją w zanikających niewielkich zbiornikach. Odbывало się to w suchych warunkach klimatycznych, przy znikomych opadach atmosferycznych.

Znaleziska paleontologiczne

Z utworów formacji z Jaworznej z Zachełmia Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004) opisali zespół muszloraczków (inaczej esterii) złożony z gatunków: *Falsisca eotriassica* Kozur & Seidel 1983, *F. postera* Kozur & Seidel 1983, *Palaeolimnadia* cf. *cishyrcanica* Novožilov 1970, *Euestheria* ex gr. *gutta* (Ljutkevič 1937), *E. gutta oertlii* Kozur 1980 oraz *F.* cf. *verchojanica* (Molin 1965). Według Kozura i Weemsa (2010) forma rozpoznana jako *Falsisca eotriassica* Kozur & Seidel 1983 w rzeczywistości reprezentuje juvenilną formę *F. postera*. Ponadto w osadach formacji z Jaworznej znaleziono szczątki roślin w postaci odcisków i odlewów, ślady po korzeniach oraz liczne skamieniałości śladowe bezkręgowców i kręgowców (Kuleta i in. 2006). Wśród śladów bezkręgowców Kuleta i in. (2006) wyróżnili ichnorodzaje: *Skolithos*, *Scoyenia*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Diplichnites* oraz cf. *Gordia*. Wstępnie rozpoznaną taksonomię tropów kręgowców przedstawili Ptaszyński i Niedźwiedzki w pracy Kulety i in. (2007). Słabo zachowane tropy kręgowców znaleziono również w utworach formacji z Zagnańska (Kuleta i in. 2006).

Wiek utworów pstrego piaskowca

Wiek utworów pstrego piaskowca w odsłonięciu w Zachełmiu nie jest pewny. Najlepszą metodą biostratygraficzną stosowaną dla osadów permotriasu regionu świętokrzyskiego jest palinostratygrafia. Nie udało się jednak uzyskać pozytywnych wyników z osadów sukcesji w Zachełmiu. Pośrednią inter-

pretację wieku osadów na podstawie poziomów palinostratygraficznych przeprowadzono dzięki korelacji sukcesji z Zachełmia z profilem otworu Jaworzna IG 1, gdzie w formacji z Jaworznej Fijałkowska (1994) stwierdziła występowanie poziomu *Lundbladispora obsoleta*–*Protohaploxypinus pantii* (Kuleta i in. 2006). Kreatorka poziomu – Orłowska-Zwolińska (1984) – określiła jego wiek na wczesny trias. Wiek ten został doprecyzowany przez Kürschnera i Herngreena (2010) jako ind. Marcinkiewicz i in. (2014) dyskutują rewizję wieku zony na późny perm–wczesny trias, skłaniając się ostatecznie do jej wieku triasowego. Z kolei przeprowadzone przez Nawrockiego i in. (2003) badania paleomagnetyczne wykazały normalną polarność całego profilu utworów pstrego piaskowca Zachełmia, co pozwoliło na skorelowanie ich z pierwszą triasową zoną normalnej polarności (zona Tbn1 w Nawrocki 1997). Według Yin i in. (2001) stratotyp granicy permu i triasu pokrywa się z granicą zon odwrotnej i normalnej polarności. Bachmann i Kozur (2004) zakwestionowali poprawność tych wyników, postulując położenie granicy stratotypowej w obrębie zony normalnej polarności. Tak więc magnetostratygrafia utworów z Zachełmia również nie pozwala na jednoznaczną interpretację ich wieku. Wydawało się, że ostateczny werdykt zapadnie po oznaczeniu zespołu muszloraczków przez Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkiego (2004), którzy postulowali zlokalizowanie granicy permu i triasu w odsłonięciu pomiędzy znaleziskiem *Falsisca postera* i *F. cf. verchojanica* (fig. 7). Becker (2014) zakwestionowała jednak podstawy metodologiczne stratygrafii muszloraczkowej pogranicza permu i triasu. Pomimo wynikającej z ograniczeń metodycznych niejednoznaczności przedstawianych interpretacji chronostratygraficznych wydaje się pewne, że utwory pstrego piaskowca w Zachełmiu nie są młodsze niż najwcześniejszy trias.

Podziękowania. Autorzy dziękują Tadeuszowi Ptaszyńskiemu za udostępnienie materiałów własnych, wskazujących w profilu kamieniołomu najwyższą pozycję *Falsisca postera* i najniższą pozycję *F. cf. verchojanica*.

STANOWISKO 2. ŻEBROWICA

Joachim SZULC

Na południowym stoku wzgórza Żebrowica występują niewielkie (do 0,5 m) odsłonięcia skał wapienia muszlowego. Utwory wapienia muszlowego są reprezentowane przez alternowane kalcyłutyty i kalkarenity. Grubość ławic waha się między 3–20 cm (fig. 14). Granice spągowe warstw mają często charakter erozyjny (fig. 15).

Wapienie ziarniste (bioklastyczne kalkarenity) wykazują zwykle normalną gradację ziarna, a w niektórych luźnych blokach leżących na stoku stwierdzono niskokątowe warstwowanie kopułowe (*hummocky cross stratification*), charakterystyczne dla falowania sztormowego. Kalcyłutyty wykazują słabo zachowaną laminację zaburzoną przez bioturbacje. Fauna jest reprezentowana przez słabo zachowane ślimaki i małże oraz kolumnalia krynoidów.

Przedstawione wyżej cechy słabo odsłoniętych skał wapienia muszlowego pozwalają z dużym prawdopodobieństwem na zaliczenie ich do warstw łukowskich dolnego wapienia muszlowego (por. Trammer 1975). Osady te formowały się w warunkach otwartego morza z okresowymi sztormami.



Fig. 14. Odsłonięcie warstw łukowskich na południowym stoku Żebrowicy

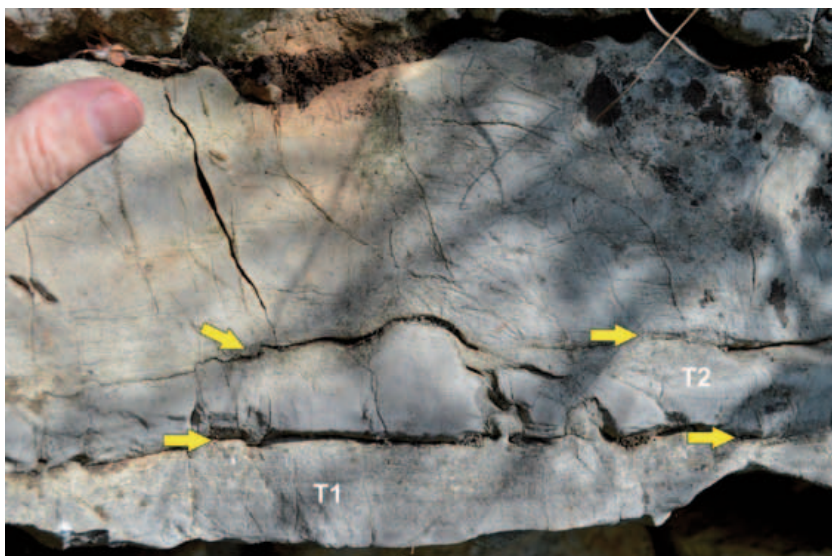


Fig. 15. Szczegóły z figury 14

Widoczna jest amalgamacja osadów kilku tempestytów (T) rozdzielonych granicami erozyjnymi (strzałki)

STANOWISKO 3. LASKOWA GÓRA

Andrzej KONON

Kamieniołom Laskowa Góra znajduje się w pobliżu kontaktu obrzeżenia permsko-mezozoicznego z młodopaleozoicznym pasmem fałdowym Gór Świętokrzyskich (rozdz. Przejawy przesuwczności..., s. 60, 61: fig. 1 i 2). W odległości kilkuset metrów na północ od tego kamieniołomu możemy zobaczyć górę Żebrowicę, zbudowaną z dolomitów i wapieni dewońskich, tworzących w tym miejscu niewielką synklinę Żebrowicy. Synklina ta wchodzi w skład pasa synklin występującego wzdłuż południowego skrzydła antykliny chęcińskiej. Jedną z takich synklin jest również synklina Rzepki. W jej południowym skrzydle znajduje się Europejskie Centrum Edukacji Geologicznej, miejsce obecnego Zjazdu PTG. Takie niewielkie synkliny, związane z większymi fałdami, są nazywane „synklinami spagowymi” (ang. *footwall syncline*) i zgodnie z kryteriami Mitry (2002) są charakterystyczne dla fałdów z odkłucia, powszechnie rozpoznanych w obrębie młodopaleozoicznego pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich (Konon 2006).

Na południe od góry Żebrowicy znajdują się co najmniej trzy uskoki o stromych położeniach (Mastella & Konon 2002), występujące wzdłuż kontaktów: dewon/ trias (wapień muszlowy), trias (wapień muszlowy)/ trias (kajper) i trias (kajper)/ jura (kelowej + oksford) (rozdz. Przejawy przesuwczności..., s. 61: fig. 2B – przekrój I).

Utworki wapienia muszlowego, należące do północnego skrzydła synkliny bolmińskiej, możemy obserwować w niewielkim łomiku znajdującym się na południowych zboczach Żebrowicy (sesja terenowa 1, stanowisko 2). Idąc na południe, pomiędzy Żebrowicą a górą Laskową zobaczymy wyraźne obniżenie, podkreślone występowaniem cieków okresowych i stawów. Obniżenie to jest wynikiem

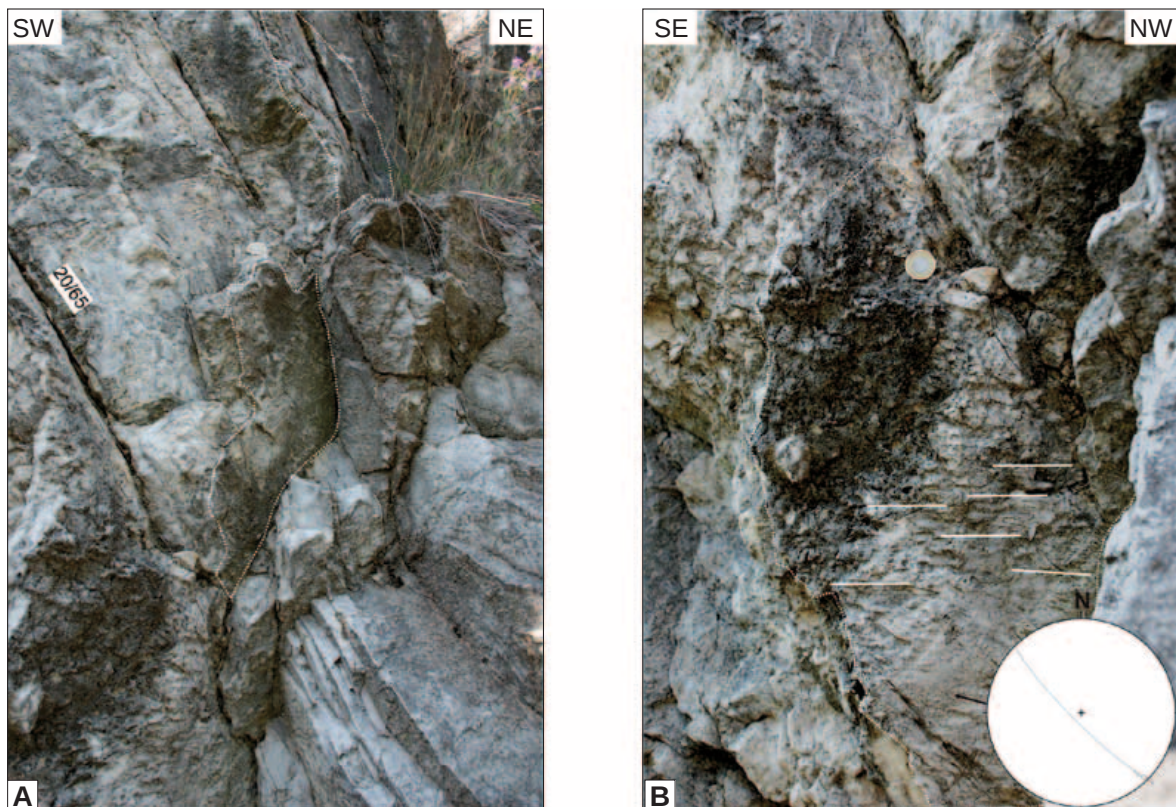


Fig. 16. Przykłady uskoków przesuwczych z kamieniołomu Laskowa

A. Przesuwczy uskoki drugorzędny typu R, przecinający wapień oksfordzkie, będące w pozycji odwróconej. **B.** Lustro tektoniczne prawoskrętnego uskoku przesuwczego z figury A

obecności w podłożu nieprzepuszczalnych czerwonych iłowców i mułowców kajpru. Po przejściu kilkuset metrów dochodzimy do kontaktu tych skał ze skałami jurajskimi. Ich obecność początkowo sygnalizuje nam żółta zwietrzelina gezy keloweju, a w niewielkim kamieniołomie możemy zobaczyć wychodnie jasnoszarych wapieni oksfordu. Zapadające stromo na północ wapienie oksfordu są w pozycji odwróconej. Warstwy są przecięte niewielkimi uskokami, które miejscami starają się dostosować do powierzchni uławicenia (fig. 16). Te niewielkie uskoki o stromych położeniach płaszczyzn należą do strefy głównego, prawoskrętnego uskoku przesuwczego Gnieździska–Brzeziny i są również uskokami przesuwczymi, prawoskrętnymi (Mastella & Konon 2002). W stosunku do uskoku głównego są one uskokami drugorzędnymi, odpowiadającymi niskokątowym ścięciom riedlowskim. W wyniku działania tych uskoków biegi warstw, które możemy obserwować w kamieniołomie, są skośne do osi wzgórza i przebiegu głównej strefy uskokowej (rozdz. Przejawy przesuwczowości..., s. 61: fig. 2A). Takie położenie warstw jest wynikiem ich rotacji wokół osi pionowej, w związku z ciągnięciem przyuskokowym, co jest jednym ze wskaźników kinematyki uskoku.

Powstanie na tym obszarze uskoku Gnieździska–Brzeziny, podłużnego w stosunku do osi synkliny bolmińskiej, wynika ze sprzyjającego pola naprężeń, ale przede wszystkim z różnic parametrów wytrzymałościowych iłowców i mułowców kajpru w stosunku do wapieni oksfordzkich. Występujące tu gezy keloweju o niewielkiej parometrowej miąższości są również bardziej podatne od tych wapieni, przez co łatwiej uległy silnej dezintegracji w strefie uskoku. Obserwowane w kamieniołomie Laskowa odwrócenie warstw wskazuje, że oprócz składowej przesuwczej oddziaływała również składowa zrzutowa (rozdz. Przejawy przesuwczowości..., s. 61, fig. 2 – przekrój I). Obecność składowej zrzutowej w strefach uskoków przesuwczych jest powszechnie obserwowaną cechą (Woodcock & Rickards 2003). W tym przypadku kombinacja składowej przesuwczej, prawoskrętniej ze składową zrzutową, odpowiedzialną za odwrócenie warstw, wskazuje na dominację kontrakcji, a przez to obecność reżimu transpresyjnego, wzdłuż tego odcinka uskoku Gnieździska–Brzeziny (Mastella & Konon 2002).

Pracę wykonano dzięki wsparciu finansowemu w ramach projektu badawczego nr 2011/03/B/ST10/06341 Narodowego Centrum Nauki pt. „Rola uskokowania przesuwczego podczas inwersji południowo-zachodniej części świętokrzyskiego odcinka basenu polskiego”.

STANOWISKO 4. WOLICA 1

Joachim SZULC

Nieczynny kamieniołom w Wolicy (wieś leżąca nad Nidą ok. 6 km na południe od Chęcín) znajduje się około 300 m na południe od linii kolejowej (rezerwat przyrody). W wyrobisku odsłaniają się kilkumetrowej miąższości odkrywki różnych interwałów dolnego wapienia muszlowego. W północno-wschodniej części kamieniołomu są widoczne warstwy łukowskie (opisane już z Żebrowicy), z charakterystycznymi kanałami *Balanoglossites*, oraz spąg wapienno-marglistych utworów warstw z *Plagiostoma striata*, z dość licznymi skamieniałościami małży, ślimaków, liliowców i ramienionogów (fig. 17).

Warstwy z *Plagiostoma striata* zawierają bardzo interesujące deformacje synsedymencyjne, których genezę przypisano niestatecznemu warstwowaniu gęstościowemu (Bialik i in. 1972), jednak wiele z deformacji wykazuje cechy tzw. deformacji stacjonarnych, diagnostycznych dla zapisu kopalnych trzęsień ziemi (Szulc 1993).

W północnej części odkrywki są widoczne tzw. warstwy faliste – alternowane wapienie i margle ze zlepieńcami śródformacyjnymi oraz plastycznymi deformacji syndepozycyjnymi o podobnej, sejsmicznej genezie jak w przypadku deformacji z warstw z *Plagiostoma striata*.



**Fig. 17. Wapienie gruzłowe
warstw łukowskich
w kamieniołomie w Wolicy**

STANOWISKO 5. WOLICA 2

Małgorzata KOZŁOWSKA, Marcin BARSKI, Bronisław Andrzej MATYJA

Wprowadzenie

Stanowisko Wolica znajduje się na południowym krańcu Wyżyny Kieleckiej, na zachodnim skraju Pogórza Szydłowskiego. Na południe od miejscowości Wolica, wzdłuż drogi technicznej prowadzącej od Zakładu Przetwórstwa Kamienia „Nordkalk” do nieczynnego już kamieniołomu, można prześledzić prawie ciągłą, ok. 35-metrowej miąższości sukcesję skał klastycznych i węglanowych (fig. 18 i 19), obejmujących utwory od górnego triasu górnego aż po górną jurę (oksford). Utwory klastyczne odsłaniają się w ścianach zachodniej i południowo-zachodniej drogi dojazdowej do kamieniołomu, natomiast spąg sukcesji skał węglanowych – w ścianie wschodniej (fig. 18). Droga ta przecina wyraźną krawędź morfologiczną (kuestę), której przebieg jest równoległy do biegu skał mezozoicznych (ok. 110–120°). Warstwy zapadają w kierunku południowo-zachodnim pod kątem 16–22° i należą do południowo-zachodniego skrzydła antykliny Zbrzy (Hakenberg 1974).

W południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich z kontaktem utworów triasu i jury jest związana wyraźna luka stratygraficzna, obejmująca najwyższy trias, całą jurę dolną i dolną część jury środkowej. Łądowe, czerwone i pstre utwory triasu górnego zazwyczaj są przykryte serią czarnych utworów mułowcowo-ilastych z fauną morską, reprezentujących baton (Filonowicz 1965; Siemiątkowska 1967; Barski 1999). Przekop drogowy Wolicy umożliwia więc prześledzenie zmienności wykształcenia litologicznego skał, rozpoznanie szczegółów facjalnych i stratygraficznych kontaktu skał triasu górnego i jury środkowej oraz określenie charakteru transgresji środkowojurajskiej.

Litologia

Sukcesja skał klastycznych i węglanowych w Wolicy to sześć wyraźnie różniących się między sobą kompleksów litologicznych (fig. 18, 19).

Pierwszy z nich to czerwone i pstre utwory, głównie mułowcowe i pylaste, przeławiczone drobno- i średnioziarnistymi piaskowcami kwarcowymi. Stwierdzona, lecz niepełna miąższość tego kompleksu wynosi ok. 4,5 m (kompleks I; fig. 18, 20). Występujące najniżej w profilu czerwono-brunatne mułowce z laminacją poziomą są rozcięte przez niewielkiej miąższości poziomo warstwowane utwory piaszczyste, które ku górze przechodzą w poziomo warstwowane pyłowce. W stropie pyłowców, na powierzchniach uławicenia, występuje drobny detrytus uwęglonych roślin. Wyżej na powierzchni erozyjnej zalegają piaskowce z warstwowaniem przekątnym tangencjalnym (fig. 20A). W piaskowcach można zaobserwować normalną gradację ziarna. Strop piaskowców jest wyraźnie zwietrzały, ma intensywną jasnozieloną barwę i jest zailony. Ponad piaskowcami występuje seria utworów mułowcowo-pylastych, laminowanych poziomo i subhoryzontalnie. W jej obrębie dominuje czerwona barwa, jednak gdzieś tam są obecne cienkie, nieregularne laminy o jasnozielonym zabarwieniu.

Kompleks II to w dolnej części żółtozielone mułowce, rozcięte erozyjnie i przykryte przez utwory piaszczysto-pylaste. Głębokość rozcięcia erozyjnego obserwowana w odsłonięciu wynosi co najmniej 2,5 m i sięga ono również do stropu kompleksu I (fig. 18 i 20). Utwory piaszczyste wypełniające rozcięcia erozyjne charakteryzuje występowanie naprzemianległych zespołów warstwowań poziomych i przekątnych o różnej skali (fig. 20B i C). W dolnej części występują także ławice o strukturze masywnej (fig. 20B). Piaskowce w stropowej części są silniej scementowane i lekko wapniste; zawierają w swoim składzie oprócz kwarcu, także bardzo drobne bioklasty. Miąższość tego kompleksu jest zmienna – waha się od 1,7 do ponad 3,5 m.

Wyżej leży formacja częstochowskich ilów rudonośnych, którą tworzą tu czarne i ciemnoszare mułowce, w wyższej części piaszczyste, laminowane poziomo lub rzadziej faliście (fig. 18 i 20). Miąższość tej formacji wynosi ok. 6,5 m. W ścianie odsłonięcia można obserwować tylko niższą i środkową część o miąższości ok. 4,5 m, natomiast najwyższe 2 m profilu nie odsłaniają się. Formację rozpoczyna około 50-centymetrowej miąższości wkładka brunatno-żółtych utworów mułowcowo-piaszczystych z licznym detrytusem liliowcowym oraz pokruszonymi muszlami małżów, która jest przykryta

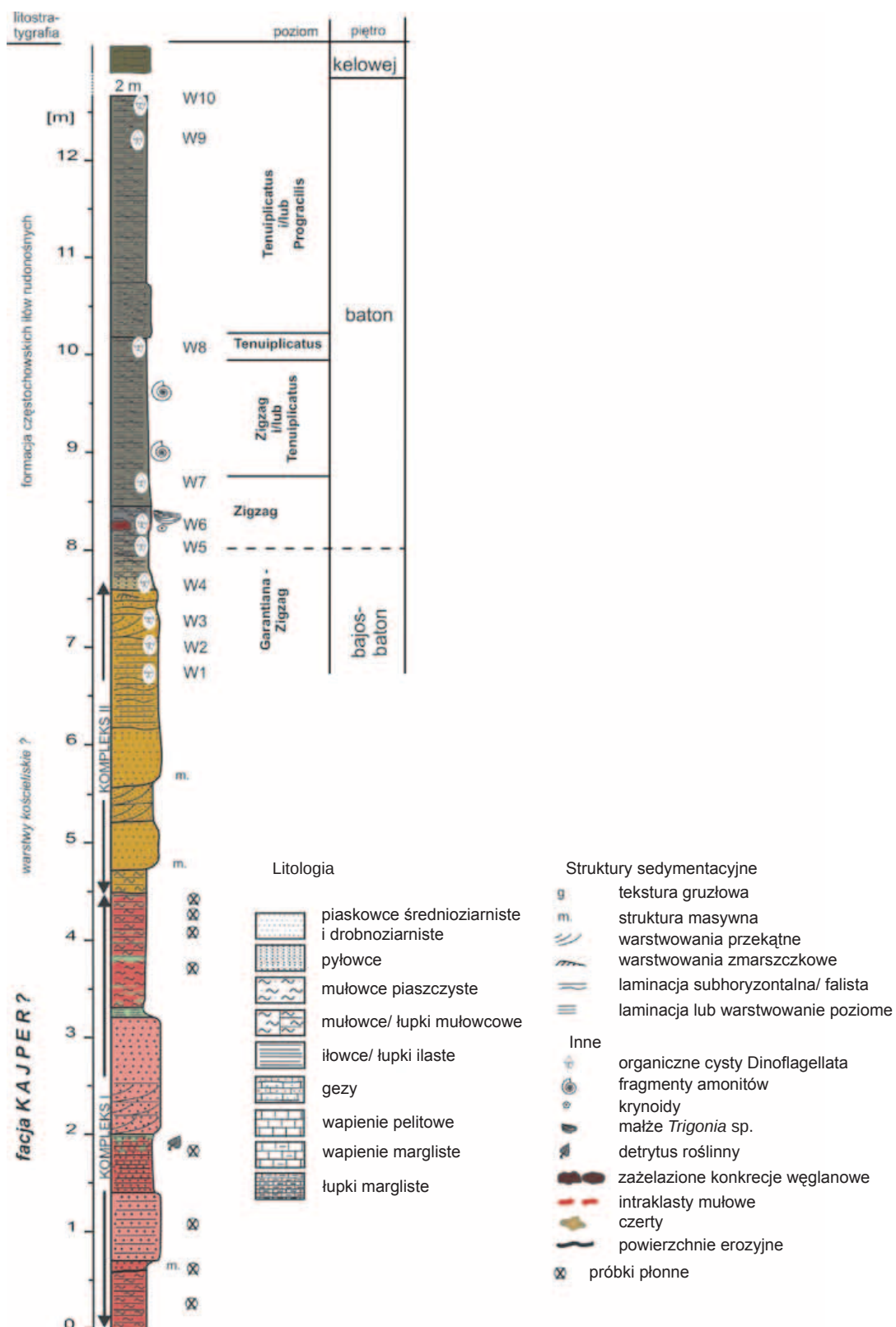


Fig. 18. Schematyczny profil utworów klastycznych w Wolicy

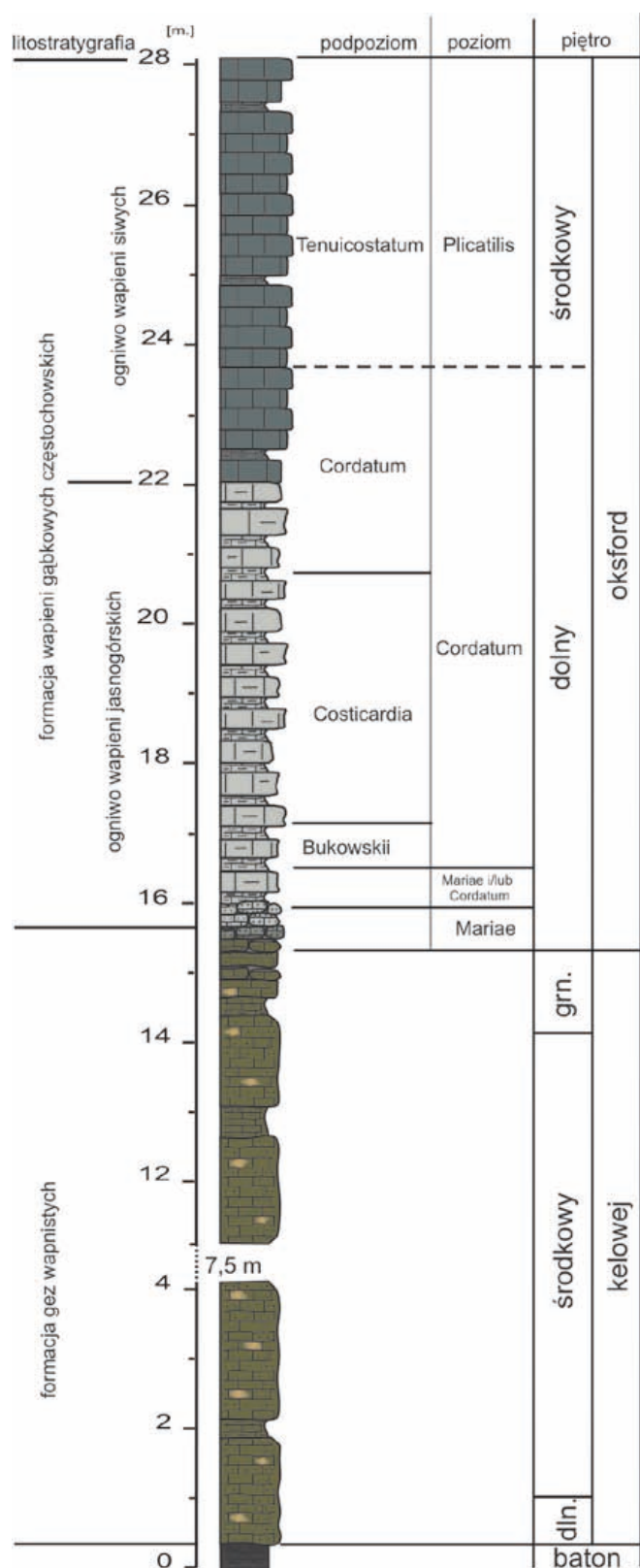


Fig. 19. Schematyczny profil utworów węglanowych w Wolicy

Objaśnienia na figurze 18

30-centymetrowej miąższości horyzontem dużych, dyskooidalnych onkolitów rozwiniętych na zażelazionych konkrecjach węglanowych. Na powierzchniach konkrecji występują drażnienia małżów, a powłoki onkolitów są obrośnięte rurkami osiadłych wieloszczetów i mszywiolami.

Opisane utwory klastyczne są przykryte przez sukcesję skał węglanowych. Rozpoczyna ją seria wapnistych geiz z czertami, przeławicających się z łupkami marglistymi o miąższości ok. 16 m (formacja geiz wapnistych; fig. 19). Dominującym składnikiem geiz są spikule gąbek krzemionkowych. Spikule te są przeważnie skalcytyzowane, a krzemionka występuje w niektórych partiach skały jako spoiwo. Obok krzemionki organogenicznej są obecne także kwarc terygeniczny o frakcji aleurytowej, substancja ilasta, glaukonit oraz rzadko – wymieniane przez Peszata (1964) – skalenie i muskowit. Ze skamieniałości dominują belemnity i ramienionogi – głównie terebratulidy, rzadsze są amonity. Uławicenie w dolnej i środkowej części kompleksu jest bardzo regularne, podczas gdy w wyższej części staje się mniej wyraźne, a powierzchnie ławic są nierówne, bulaste. W tej partii kompleksu obok spikul gąbek krzemionkowych, które nadal stanowią dominujący składnik skały, pojawiają się szczątki szkarłupni i mumie gąbek. Sukcesywnie wzrasta także węglanowość osadu. Jest to rejestrowane zarówno w płytkach cienkich, jak i w wynikach analiz chemicznych (Peszat 1964). Część formacji geiz wapnistych, obejmująca ławice bulaste, ma 70 cm miąższości.

Powyżej występuje ogniwo wapieni jasnogórskich, utworzone z wzajemnie przeławicających się wapieni marglistych i łupków marglistych. Granica z leżącymi niżej geizami wapnistymi jest wyraźna. Najniższa część ogniwa wapieni jasnogórskich, tak jak najwyższa część formacji geiz wapnistych, charakteryzuje się strukturą bulastą, a barwa skały zmienia się z żółtozielonej na szarą. Ku górze omawianego ogniwa bulastość stopniowo zanika i początkowo cienkie ławice stają się coraz grubsze. Warstewki ciemnoszarych łupków marglistych mają grubość od kilku do kilkunastu centymetrów. W obrębie łupków

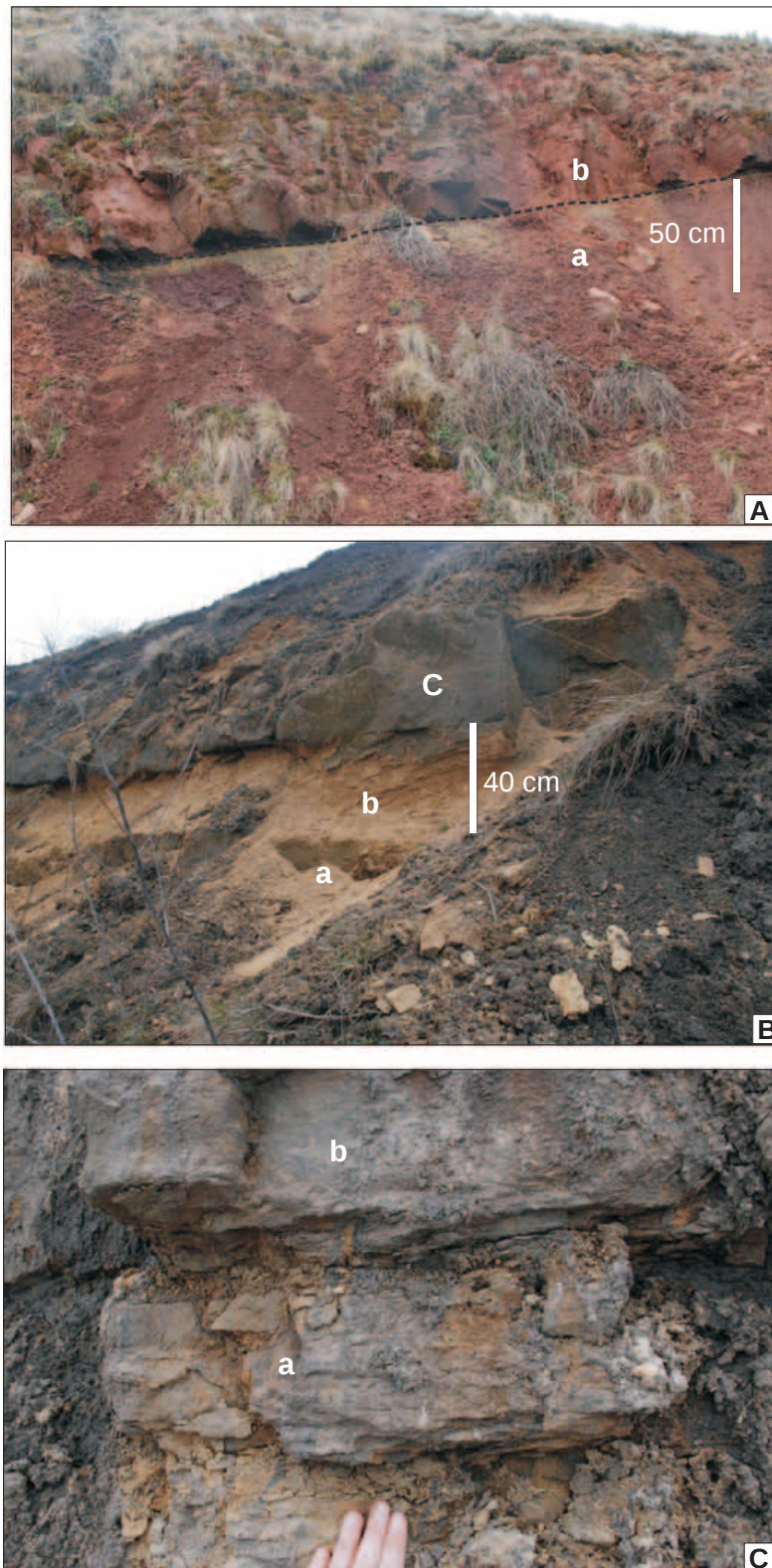


Fig. 20. Litologia i struktury sedimentacyjne sukcesji klastycznej w Wolicy

A. Kontakt erozyjny czerwonych utworów pylastych (a) z piaskowcami z warstwowaniem przekątnym (b) kompleksu I; powierzchnia erozyjna zaznaczona przerywaną linią. **B.** Dolna część kompleksu II; a, c – piaskowce średnioziarniste masywne, b – piaskowce drobnoziarniste warstwowane przekątnie. **C.** Górna część kompleksu II; a – piaskowce drobnoziarniste z warstwowaniem zmarszczkowym, b – piaskowce średnioziarniste z warstwowaniem przekątnym

marglistych i wapieni licznie występują mumie gąbek krzemionkowych, amonity, belemnity, ramienionogi, rzadziej małże, jeżowce, liliowce czy płytki rozgwiazd. Miąższość tego kompleksu wynosi 6 m.

Ogniwo wapieni siwych (fig. 19) tworzą grafitowoszare i ciemnoszare wapienie z nielicznymi, kilku- do kilkunastocentymetrowej grubości warstewkami łupków marglistych. Obok barwy, charakterystycznymi cechami tych wapieni są częste skupienia siarczków, tlenków i wodorotlenków żelaza, oraz bardzo wyraźna oddzielność poszczególnych ławic z niezwykle gładkimi powierzchniami stropowymi i spagowymi. Dominującym składnikiem ziarnistym są gruzełki (0,07–0,13 mm). Ze szczątków organicznych są obecne spikule gąbek i otwornice. Nie występują mumie gąbek, a zespół skamieniałości jest reprezentowany przez niezbyt liczne amonity, belemnity i terebratulidy. Miąższość tego zespołu wynosi około 6 m. Dolna granica kompleksu jest bardzo wyraźna. Zmiana barwy wapieni z szarych na ciemnoszare i równoczesne znaczne zubożenie zespołu skamieniałości jest nagłe i zachodzi w obrębie jednej lub dwóch ławic. Mniej wyraźna jest górna granica zespołu. Kryterium jej wyznaczenia to pojawienie się w obrębie ławic putroidów i/lub krzemiennych buł, które, równocześnie lub prawie równocześnie z putroidami, pojawiają się jako typowe składniki nadległego kompleksu wapieni morawickich.

Stratygrafia

Z utworów kompleksu I w Wolicy pobrano kilka próbek do badań palinologicznych, które okazały się negatywne (fig. 18). W związku z tym pozycja stratygraficzna tych utworów pozostaje nadal otwarta. Poprzez podobieństwo litologiczne do czerwonych i pstrych utworów mułowcowo-ilastych znanych z profilu w Woli Morawickiej (Siemiątkowska 1967) można je utożsamiać z triasem górnym. Utwory kompleksu I są również podobne litologicznie do utworów triasu górnego w przekopie kolejowym w Wolicy (Lewiński 1912) i w otworze wiertniczym Brzegi IG 1, usytuowanym już na obszarze Niecki Nidy (Jurkiewicz 1974). Szczegółowe badania sporowe wykonane przez Fijałkowską-Mader (2013) dla profilu otworu wiertniczego Brzegi IG 1 pozwoliły ustalić pozycję stratygraficzną czerwonych utworów ilastych w tym profilu na noryk – podpoziom *Corollina meyeriana* b.

Z kompleksu II pobrano do badań stratygraficznych próbki W1, W2, W3, W4. Wykształcenie litologiczne i relacja do skał pod- i nadległych sugerowały ich przynależność do retyku lub jury dolnej. W badanych próbkach (tab. 1, fig. 18), pochodzących właśnie z utworów piaszczystych kompleksu II,

Stratygrafia			Poziom amonitowy	Próbka										
				W10	W9	W8	W7	W6	W5	W4	W3	W2	W1	
Kelowej	górnny/ późny	Lamberti												
		Athleta												
	środkowy/ środkowy	Coronatum												
		Jason												
	dolny/ wczesny	Calloviense												
		Koenigi												
Baton	górnny/ późny	Herveyi												
		Discus												
		Orbis												
	środkowy/ środkowy	Hodsoni												
		Morrisi												
		Subcontractus												
	dolny/ wczesny	Progracilis												
		Tenuiplicatus												
Bajos	górnny/ późny	Zigzag												
		Parkinsoni												
		Garantiana												
	dolny/ wczesny	Subfurcatum												
		Humhriesianum												
		Sauzei												
		Laeviuscula												
		Discites												

Tab. 1. Pozycja stratygraficzna próbek w profilu Wolica

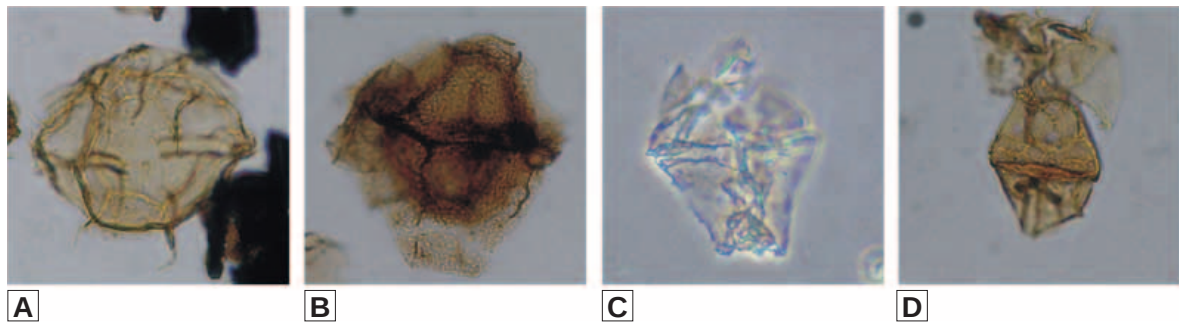


Fig. 21. Taksony wskaźnikowe dolnego batonu

A. *Ctenidodinium cornigera*. **B.** *Lithodinia valensii*. **C.** *Atopodinium prostratum*. **D.** *Carpathodinium predae*

rozpoznano cysty Dinoflagellata. Frekwencje cyst nie są wysokie, a okazy wykazują znaczny stopień fizycznego zniszczenia oraz niekompletność. Szczególnie dotyczy to próbek W1, W2 i W3, w których udało się oznaczyć okazy do szczybla rodzaju. Nieliczne gatunki wskaźnikowe pozwoliły na określenie przynależności tych próbek do przedziału stratygraficznego rozpoczynającego się w górnym bajosie (poziom Garantiana). Próbką W4, w której frekwencje i zróżnicowanie gatunkowe zespołu cyst były dużo wyższe, ograniczyła od góry zasięg tego kompleksu do poziomu Zigzag dolnego batonu.

Kolejne próbki do badań palinologicznych pobrano z utworów mułowcowych formacji iłów częstochowskich. Uzyskane wyniki badań palinologicznych (tab. 1) pozwoliły precyzyjnie określić wiek pakietu ciemnych utworów mułowcowych. Na podstawie obecnych w próbkach taksonów wskaźnikowych: *Ctenidodinium cornigera* i *Lithodinia valensii* (fig. 21) udało się wyodrębnić poziom Zigzag dolnego batonu, a na podstawie gatunków *Atopodinium prostratum* i *Carpathodinium predae* poziom Tenuiplicatus.

Wcześniejsze badania biostratygraficzne czarnych utworów mułowcowych występujących w profilu skał mezozoicznych południowego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich pozwoliły stwierdzić ich batoński wiek (Lewiński 1912; Czarnocki 1927; Siemiątkowska 1967; Siemiątkowska-Giżejewska 1970). Znalezienie przez Filonowicza (1965) amonita *Parkinsonia* sp. w spągu tych utworów w Woli Morawickiej, wskazującego poziom Parkinsoni (najwyższy bajos) lub najniższą część poziomu Zigzag (najniższy baton) jednoznacznie potwierdziło ich pozycję w profilu stratygraficznym. Szczegółowe analizy zespołów dinoflagellatowych (Barski 1999) z wyższej części profilu pozwoliły bardzo precyzyjnie ustalić ich wiek na dolny i najniższy środkowy baton – od poziomu Zigzag do poziomu Progracilis.

Pozycja stratygraficzna formacji gez wapnistych w profilu Wolicy ustalona została na podstawie amonitów przez Siemiątkowską-Giżejewską (1974). Szczegółowe rozmieszczenie fauny amonitowej oksfordu w profilu Wolicy prezentuje fig. 6 w pracy Matyi (1977). Amonity pozwoliły również wyznaczyć granicę pomiędzy kelowem i oksfordem – przebiega ona 28 cm poniżej stropu gez wapnistych.

Przebieg sedymentacji

Sukcesja klastyczna

Czerwona i pstra barwa utworów kompleksu I świadczy o depozycji w środowisku lądowym, najprawdopodobniej w warunkach klimatu gorącego i półsuchego. Obecność naprzemiennie występujących utworów mułowcowych i utworów piaszczysto-pylastych z warstwowaniami poziomymi i przekątnymi różnej skali, wypełniających rozcięcia erozyjne, sugeruje genezę fluwialną. Laminacja pozioma, gradacja ziarna i obecność niewielkiej ilości detrytus roślinnego w utworach pylastych pozwala interpretować je jako osady proksymalnych części stref pozakorytowych; niewykluczone, że są to osady glifów krewasowych. Wypełnienia rozcięć erozyjnych – piaskowce z warstwowaniem przekątnym tangencjalnym średniej skali, to zapewne osady piaszczystych odsypów deponowanych w strefach

korytowych rzek. Występujące w górnej części kompleksu I zwykle czerwone miejscami pstre utwory mułowcowe to najprawdopodobniej osady związane ze środowiskiem stref pozakorytowych. Jednak dokładniejsza interpretacja środowiska sedimentacji jest trudna, ze względu na niewielką miąższość tych utworów w odsłonięciu.

Wykształcenie litologiczne oraz obecność organizmów morskich w utworach kompleksu II świadczą o przybrzeżnomorskim charakterze utworów. Osady te najprawdopodobniej były deponowane w brzeżnej części zbiornika morskiego, u ujścia doliny rzecznej. Być może są to wypełnienia kanałów rozprzodających na równi deltowej, ewentualnie reprezentują one osady czoła delty, o czym świadczy dominująca frakcja piaszczysta oraz rodzaj i następstwo struktur sedimentacyjnych w profilu pionowym (fig. 18). Taką genezę kompleksu II tłumaczy również ograniczone występowanie. Utwory te nie zostały wcześniej stwierdzone w odsłonięciu zlokalizowanym w przekopie kolejowym położonym 2 km na zachód od Wolicy (Lewiński 1912), ani też w oddalonym o ok. 10 km profilu w Woli Morawickiej (Siemiątkowska 1967; Szulczewski 1967). Zachowały się one tylko lokalnie, w miejscu, gdzie również w trakcie sedimentacji utworów kompleksu I tworzyły się utwory klastyczne o genezie lądowej, fluwialnej.

Depozycja utworów formacji iłów częstochowskich miała miejsce w zbiorniku morskim, o czym świadczy obecność fauny morskiej: belemnitów, małży oraz nielicznych amonitów. Występująca w dolnej części formacji warstwa zażelazionych konkrecji węglanowych podrażonych przez skałotocze i tworzących jądra onkolitów dyskoidalnych sugeruje płytkomorskie warunki sedimentacji i okresowo wyższą energię środowiska. Takie właśnie warunki sedimentacji zaproponował Szulczewski (1967) dla podobnie wykształconych utworów w Woli Morawickiej. Również w przekopie kolejowym na zachód od Wolicy Siemiątkowska-Giżejewska (1970) stwierdziła w spągu utworów batonu warstwę złożoną z onkolitów, których jądra stanowią klasty mułowców triasowych i konkrecje syderytowe, podrażone przez skałotocze.

Czarne utwory mułowcowe wyższej części formacji iłów częstochowskich były deponowane zapewne poniżej sztormowej podstawy falowania, a ciemna barwa osadu sugeruje redukcyjne warunki sedimentacji oraz stagnujący charakter zbiornika. Zwiększony udział materiału kwarcowego frakcji piaszczystej i pylastej oraz obecność łyszczyków w środkowej części formacji świadczą o okresowej dostawie materiału terygenicznego z lądu. Ciemne utwory mułowcowe w profilu Wolicy wykazują znaczne podobieństwo do niektórych iłów rudonośnych jury środkowej z okolic Częstochowy. Leonowicz (2013) interpretuje iły rudonośne okolic Częstochowy także jako osady środowisk płytkomorskich, niskoenergetycznych, deponowanych poniżej podstawy falowania.

Niewątpliwie obecność utworów piaszczystych (kompleks II) w spągu czarnych utworów mułowcowych formacji rudonośnych iłów częstochowskich stanowi dość istotny fragment zapisu zdarzeń sedimentacyjnych w basenie jurajskim regionu świętokrzyskiego. Tego typu utwory nie zostały stwierdzone powszechnie w profilu skał mezozoicznych południowego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Podobne do kompleksu II piaskowce wapniste (ok. metrowej miąższości), zawierające pokruszone elementy szkieletowe liliowców, jeżowców i mszywiolów, podścielające czarne utwory mułowcowe batonu, opisała Siemiątkowska (1969) z odsłonięcia w Gumienicach (rejon Chmielnika). Autorka utwory te zinterpretowała jako płytkomorskie, rozpoczynające środkowojurajski cykl morski i łączyła ich genezę z erozją skał piaszczystych i mułowcowych starszego podłoża. Jurkiewicz (1974, 1995) w otworze wiertniczym Brzegi IG 1 również stwierdził ok. 40-centymetrowy pakiet zielonych utworów piaszczystych pod serią czarnych mułowców batonu, zdefiniował je jednak jako utwory retyku. Brak szczegółowych analiz palinologicznych dotyczących serii piaszczystych, podścielających na obszarze świętokrzyskim utwory mułowcowe batonu, nie pozwolił dotychczas sprecyzować ich pozycji w profilu stratygraficznym. Przedstawione tutaj wyniki badań stratygraficznych, wskazujące środkowojurajski wiek tych utworów, pozwalają porównać je z warstwami kościeliskimi, podścielającymi dobrze udokumentowane stratygraficznie czarne iły rudonośne obszaru częstochowskiego (Matyja & Wierzbowski 2000; 2003; 2006). Warstwy kościeliskie regionu częstochowskiego datowane są co prawda na dolny bajos (Kopik 1998), lecz ich pojawienie się na różnych obszarach nie musi być izochroniczne. Być może świadczy to o późniejszym dotarciu transgresji środkowej jury na obszar dzisiejszych Gór Świętokrzyskich w porównaniu z obszarem częstochowskim.

Sukcesja węglanowa

Z początkiem keloweju doszło do dalszego rozszerzenia się transgresji morskiej i wzrostu głębokości zbiornika morskiego. Warto wspomnieć, że wśród standardowych typów mikrofacji Wilsona (1975) spikulity, do których opisu bardzo pasują skały omawianej formacji geiz wapnistych, są lokowane w środowiskach dolnej części stoku i głębokich basenów. Kryzysy zarówno sedimentacji klastycznej jak i węglanowej przypadły na pogranicze keloweju i oksfordu. Wyraża się to w miąższościach osadów i w zjawiskach kondensacji stratygraficznej. Był to zarazem moment, gdy zbiornik osiągnął maksymalną głębokość. Rozwijająca się następnie megafacja gabkowa, reprezentowana tutaj przez ogniwa wapieni jasnogórskich i wapieni siwych, zajmowała w Europie pas przylegający bezpośrednio do obszaru Tetys. Głębokość części zbiornika zajętej przez megafację gabkową można szacować pośrednio z deniwelacji jakie wytworzyły się pomiędzy budowlami biohermalnymi a przyległymi basenami międzybiohermalnymi. Deniwelacje te wytworzyły się w okresie maksymalnego rozwoju bioherm, który przypadł już na regresywny etap ewolucji basenu. Dla południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich deniwelacje te dla późnego oksfordu oszacowano na 200 m (Matyja 1977). Głębokość zbiornika była większa zapewne o kilkanaście–kilkadziesiąt metrów niż podana wartości deniwelacji, gdyż szczyt biohermy, dla której wyliczono deniwelacje, został zasiedlony przez korale kolonijne. Płytkowodna platforma węglanowa dotarła na opisywany obszar w późnej dobie Planula (Matyja i in. 1989).

STANOWISKO 6. GŁUCHOWIEC

Andrzej KONON

W znajdującym się na południe od Małogoszcza kamieniołomie Głuchowiec możemy obejrzeć jądro antykliny Bocheńca, zbudowanej z utworów mezozoicznych (fig. 22A i B). Antyklina Bocheńca jest jednym z wielu fałdów występujących w obrębie południowo-zachodniego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Niemniej należy zaznaczyć, że ten fałd nie jest najbardziej typowy dla tego obszaru. Na północ od antykliny Bocheńca występuje synklina Małogoszcza o podobnych, niewielkich rozmiarach (Hakenberg 1973, 1974). Oba te fałdy zostały rozpoznane przez Czarnockiego (1925, 1926). Podobnie jak w przypadku występujących dalej na wschód antyklinie Sobkowa i synklinie Bizorendy osie fałdów tworzą układ kulisowy (Stupnicka 1972, fig. 1), co jest uważane w obrazie kartograficznym za jeden z najbardziej wiarygodnych wskaźników występowania strefy uskoku przesuwczego (Moody & Hill 1956; Sylvester 1988; Jamison 1991; Woodcock & Rickards 2003).

W pobliżu antykliny Bocheńca przesuwczość rozpoznano (Konon & Mastella 2001; Mastella & Konon 2002) wzdłuż podłużnego, prawoskrętnego uskoku przesuwczego Gnieździska–Brzeziny (rozdz. Przejawy przesuwczości..., s. 61: fig. 2). Na przesuwczość wskazuje również geometria fałdów występujących w niewielkiej odległości, w step-overze Mnina. Potwierdza ją obecność luster tektonicznych uskoków przesuwczych (rozdz. Przejawy przesuwczości..., s. 60 i 63: fig. 1 i 3) wzdłuż stref uskoków Snochowiec, Mieczyna i Lasocina (Konon i in. 2013, 2014). W pobliżu antykliny Bocheńca przebiega uskok Przedborza (np. Szajn 1983), w którego strefie powstał kontrakcyjny step-over Bożej Woli, wskazujący na prawoskrętną przesuwczość wzdłuż ograniczających go uskoków (rozdz. Przejawy przesuwczości..., s. 60: fig. 1). Osie antykliny Bocheńca i synkliny Małogoszcza mają biegi 110° i tworzą kąty około 20° z przebiegającym w pobliżu uskokiem Przedborza, co sugeruje, że mógł być on bezpośrednio odpowiedzialny za powstanie antykliny Bocheńca i synkliny Małogoszcza (fig. 22B).

W kamieniołomie Głuchowiec, gdzie są eksploatowane skały węglanowe dolnego kimerydu, na ścianie wschodniej możemy zaobserwować jądro antykliny Bocheńca przecięte licznymi uskokami (fig. 22A). W obrębie wapieni marglistych i margli powstały liczne dupleksy kontrakcyjne, o długościach warstw w obrębie łusek od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów (fig. 22C i D). Biegi nasunięć ograniczających każdą z łusek są równoległe do osi fałdu. W skrzydle południowym zwroty ruchu wzdłuż nasunięć są przeciwne do tych ze skrzydła północnego, co oznacza, że dupleksy te są typowe dla posuwu fałdowego (Tanner 1989, 1992). Mechanizm ten jest charakterystyczny dla fałdowania z wyboczenia, co oznacza, że podobnie jak dla fałdów należących do młodopaleozoicznego pasma fałdowego Gór Świętokrzyskiego (Konon 2006), w czasie fałdowania przeważało skrócenie podłużne, czyli w poziomie. Poziome położenie osi maksymalnego naprężenia potwierdza możliwość powstania antykliny Bocheńca i synkliny Małogoszcza w wyniku przesuwczości (fig. 22B).

Przesuwczość możemy również obserwować wzdłuż stromych uskoków, o biegach subrównoległych do osi fałdu. Na płaszczyznach tych uskoków rozpoznano dwie składowe ruchu: składową zrzutową – normalną, i składową przesuwczą – lewoskrętną (fig. 23). W wyniku działania tych uskoków w odległości kilkudziesięciu metrów na północ od płaszczyzny osiowej antykliny Bocheńca utworzył się niewielki rów tektoniczny o szerokości do kilkudziesięciu metrów. Jasnoszare wapienie zostały zrzucone od kilku do kilkunastu metrów (fig. 22A). Wzrost fałdu w wyniku wyboczenia sprzyjał powstaniu tego rowu. Występowanie składowej przesuwczej wzdłuż uskoków subrównoległych do osi antykliny Bocheńca odpowiada mechanizmowi powstawania uskoków akomodujących w obrębie fałdów (ang. *fold-accommodation faults*). Zgodnie z terminologią Dahlstroma (1970) i Mitry (2002) typowymi uskokiemi akomodującymi, umożliwiającymi przystosowanie się do kolejnych zmian kątów upadu skrzydeł, prowadzącymi w efekcie końcowym do przełamania się fałdów, są uskoki kontrakcyjne nazywane *into-anticline thrust* i *out-of-syncline thrust*. Uskoki takie stwierdzono m.in. w przekrojach pionowych fałdów należących do młodopaleozoicznego pasma fałdowego Gór Świętokrzyskiego, w kamieniołomach Ślichowice czy Mogiłki (Konon 2006).

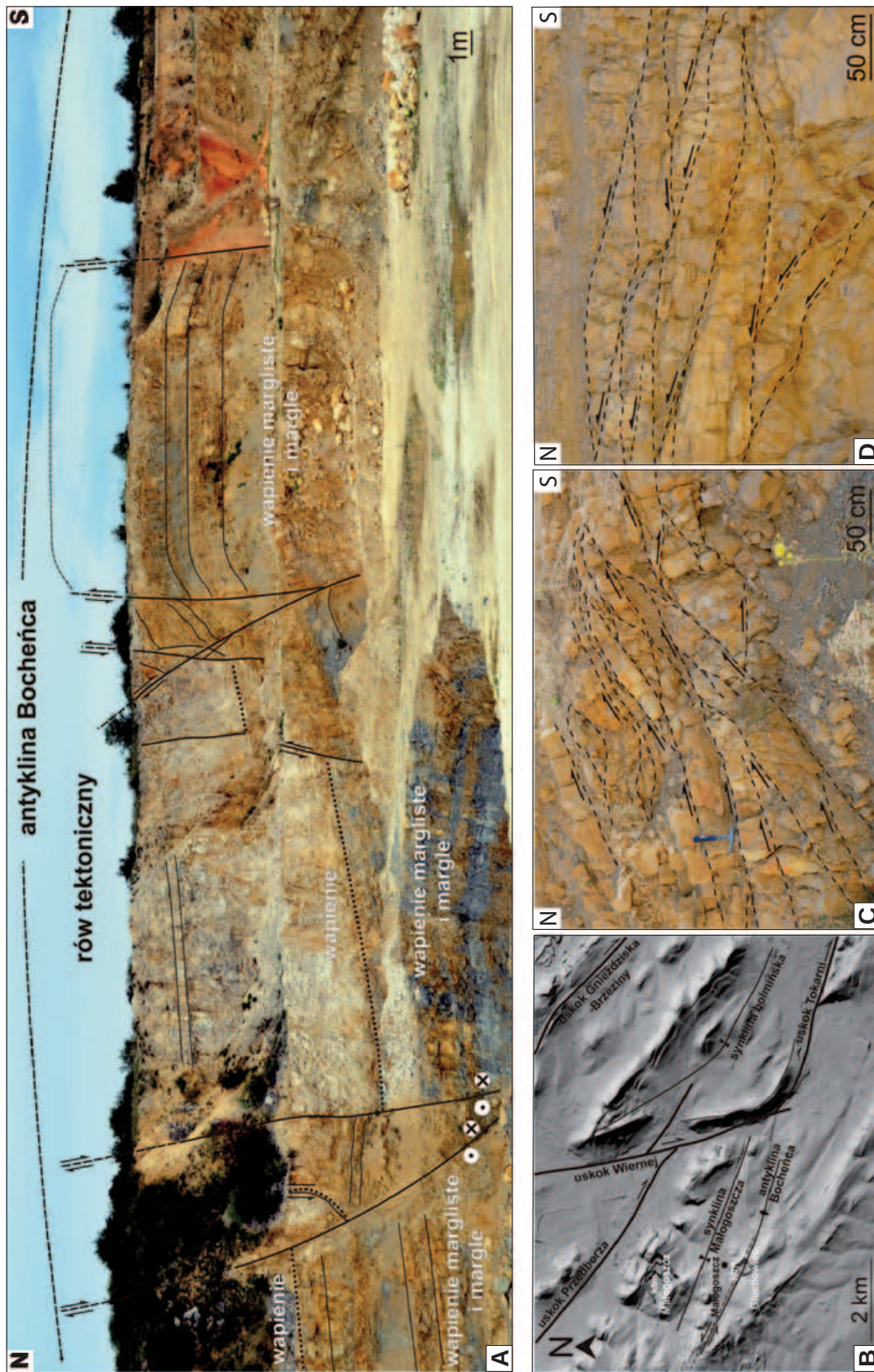


Fig. 22. Przykłady struktur tektonicznych z kamieniołomu Głuchowiec

A. Jądro antykliny Bocheńska przecięte rowem tektonicznym. B. Szkic tektoniczny rejonu kamieniołomu na tle DEM. C. Dupleksy kontrakcyjne z północnego skrzydła antykliny Bocheńska. D. Dupleksy kontrakcyjne z południowego skrzydła antykliny Bocheńska.

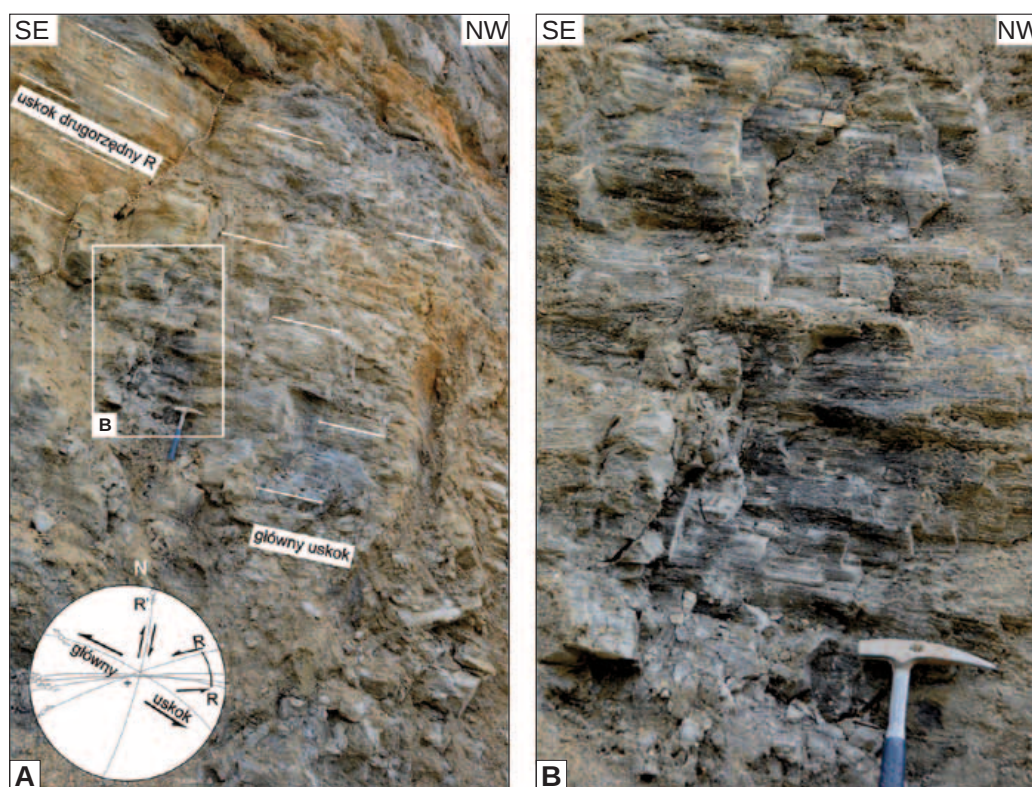


Fig. 23. Przykłady powierzchni uskoków przesuwczych z kamieniołomu Głuchowiec

- A.** Lustro tektoniczne głównego lewoskrętnego uskoku przesuwczego i drugorzędnego lewoskrętnego uskoku przesuwczego.
B. Lustro tektoniczne głównego uskoku przesuwczego z widoczną mineralizacją kalcytową wskazującą na jego lewoskrętność

W kamieniołomie Głuchowiec możemy obserwować sytuację, gdy dostosowanie się do zmian upadu skrzydeł fałdu spowodowało wystąpienie oprócz składowej zrzutowej również składowej przesuwczej, co doprowadziło do przemieszczenia warstw subrównoległe do osi antykliny Bocheńca.

Pracę wykonano dzięki wsparciu finansowemu w ramach projektu badawczego nr 2011/03/B/ST10/06341 Narodowego Centrum Nauki pt. „Rola uskokuwania przesuwczego podczas inwersji południowo-zachodniej części świętokrzyskiego odcinka basenu polskiego”.

LITERATURA

- BACHMANN G.H. & KOZUR H.W. 2004 — The Germanic Triassic: correlations with the international scale. [W:] S.G. Lucas (red.), The Triassic Timescale. *Geological Society, London, Special Publications*, **334**, 315–417.
- BARSKI M. 1999 — Stratygrafia jurajskich czarnych iłów z odsłoneń w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na podstawie cyst Dinoflagellata. *Przegląd Geologiczny*, **47** (8): 718–722.
- BIALIK A., TRAMMER J. & ZAPAŚNIK T. 1972 — Synsedimentary disturbances in Middle Triassic carbonates of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **22** (2): 265–274.
- CZARNOCKI J. 1925 — Wyniki badań geologicznych dokonanych w 1924 roku na obszarze mezozoicznej zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **11**: 11–15.
- CZARNOCKI J. 1926 — Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **15**: 31–37.
- CZARNOCKI J. 1927 — Sprawozdanie z badań dokonanych w roku 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu chęcińskiego. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **17**: 4–14.
- DAHLSTROM C.D.A. 1970 — Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **18**: 332–406.
- FIJAŁKOWSKA A. 1994 — Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in north-western part of the Holy Cross Mts. *Kwartalnik Geologiczny*, **38** (1): 59–84.
- FIJAŁKOWSKA-MADER A. 2013 — Palinostratygrafia, paleoekologia i paleoklimat późnego permu i triasu niecki Nidy. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **454**: 15–70.
- FILONOWICZ P. 1965 — Baton w okolicy Woli Morawickiej. *Kwartalnik Geologiczny*, **9** (4): 946–947.
- HAKENBERG M. 1973 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- HAKENBERG M. 1974 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- JAMISON W.R. 1991 — Kinematics of compressional fold development in convergent wrench terranes. *Tectonophysics*, **190**: 209–232.
- JURKIEWICZ H. 1974 — Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, **18** (1): 90–108.
- JURKIEWICZ H. 1995 — Brzegi IG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **80**: 1–45.
- KONON A. 2006 — Buckle folding in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **56** (4): 375–405.
- KONON A. & MASTELLA L. 2001 — Structural evolution of the Gnieździska syncline – regional implications for the Mesozoic margin of the Holy Cross Mountains (central Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **71**: 189–199.
- KONON A., LUDWINIAK M., RYBAK-OSTROWSKA B., OSTROWSKI S., ŚMIGIELSKI M., URODA J. & WYGLĄDAŁA M. 2013 — A contractional stepover in the region of the Mnin Syncline formed during the inversion of the Polish Basin. Abstract book – konferencja „CETeG 2013 – Meeting of the Central European Tectonic Studies Group” Vargesztes, Węgry 24th–27th April 2013: 29–30.
- KONON A., NADIMI A., RYBAK-OSTROWSKA B., WYGLĄDAŁA M., ŚMIGIELSKI M., LUDWINIAK M. & URODA J. 2014 — Active contractional stepovers in strike slip fault systems – comparison of the structures from the foreland of the Polish part of the Carpathian Orogen and the Sanandaj-Sirjan Zone (Zagros Orogen, Iran). The Third International International Symposium of International Geosciences Programme Project 589 (IGCP-589) UNESCO/IUGS “Development of the Asian Tethyan Realm: Genesis, Process and Outcomes”, Teheran, Iran: 117–124.
- KOPIK J. 1998 — Jura dolna i środkowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **378**: 67–130.
- KOZUR H.W. & WEEMS R.E. 2010 — The biostratigraphic importance of conchostracans in the continental Triassic of the northern hemisphere. *Geological Society, London, Special Publications*, **334**: 315–417.

- KULETA M. 1996 — Basen sedymentacyjny dolnego pstręgo piaskowca w Górach Świętokrzyskich. [W:] P.H. Karnkowski (red.), *Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia. Materiały 5 Krajowego Spotkania Sedymentologów*. Warszawa.
- KULETA M. & NAWROCKI J. 2000 — Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstręgo piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB*, Warszawa.
- KULETA M. & NAWROCKI J. 2002 — Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstręgo piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **58**: 109–111.
- KULETA M. & ZBROJA S. 1995 — Facies diversity at the Zechstein/Buntsandstein boundary in the Holy Cross Mts., southern Poland. XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Abstracts. August 28–September 2, 1995: Kraków.
- KULETA M. & ZBROJA S. 2006 — Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. [W:] S. Skompski & A. Żylińska (red.), *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich*. 57 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Ameliówka k. Kielc. 28–30 czerwca 2006 r. Materiały konferencyjne: 105–125.
- KULETA M., NIEDŹWIEDZKI G., PTASZYŃSKI T. & NAWROCKI J. 2007 — Stop IV 4. Zachełmie – dolomite quarry. [W:] J. Szulc & A. Becker (red.), *International Workshop on the Triassic of Southern Poland*, September 3–8, 2007. Fieldtrip guide: 69–71.
- KULETA M., ZBROJA S., PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2006 — Stanowisko I. Zachełmie k. Zagańska. [W:] S. Skompski & A. Żylińska (red.), *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich*. 57 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Ameliówka k. Kielc. 28–30 czerwca 2006 r. Materiały konferencyjne: 174–178.
- KÜRSCHNER W.M. & HERNGREEN G.F.W. 2010 — Triassic palynology of central and northwestern Europe: a review of palynofloral diversity patterns and biostratigraphic subdivisions. [W:] S.G. Lucas (red.), *The Triassic timescale. Geological Society Special Publication*, **334**: 263–283.
- LEONOWICZ P. 2013 — The significance of mudstone fabric combined with paleoecological evidence in determining sedimentary processes – an example from the Middle Jurassic of southern Poland. *Geological Quarterly*, **57** (2): 243–260.
- LEWIŃSKI J. 1912 — Utwory jurajskie na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdanie Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, **5**: 501–599.
- MARCINKIEWICZ T., FIJAŁKOWSKA-MADER A. & PIENKOWSKI G. 2014 — Poziomy megasporowe epikontynentalnych utworów triasu i jury w Polsce – podsumowanie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **457**: 15–42.
- MASTELLA L. & KONON A. 2002 — Non-planar strike-slip Gnieździska-Brzeziny fault (SW Mesozoic margin of the Holy Cross Mountains, central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **52** (4): 471–480.
- MATYJA B.A. 1977 — The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **27** (1): 41–64.
- MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 2000 — Ammonites and stratigraphy of the uppermost Bajocian and Lower Bathonian between Częstochowa and Wieluń, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **50** (2): 191–209.
- MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 2003 — Biostratygrafia amonitowa formacji częstochowskich ilów rudonośnych (najwyższy bajos – górny baton) z odsłoneń w Częstochowie. *Tomy Jurajskie*, **1**: 3–6.
- MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 2006 — Field Trip B1 – Biostratigraphical framework from Bajocian to Oxfordian. [W:] A. Wierzbowski i in. (red.), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians*, Field trip guidebook, 7th International Congress on the Jurassic System, Kraków (Poland) 6–18.09.2006: 133–168.
- MATYJA B.A., GUTOWSKI J. & WIERZBOWSKI A. 1989 — The open shelf-carbonate platform succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the SW margin of the Holy Cross Mts: stratigraphy, facies and ecological implications. *Acta Geologica Polonica*, **39** (1–4): 29–48.
- MITRA S. 2002 — Fold-accommodation faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **86**: 671–693.
- MOODY J.D. & HILL M.J. 1956 — Wrench-fault tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, **67**: 1207–1246.
- NARKIEWICZ K. & NARKIEWICZ M. 2010 — Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mts. area (central Poland): new constraints from the conodont *Bipennatus* fauna. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **255**: 287–300.
- NARKIEWICZ M. & RETALLAK G.J. 2014 — Dolomitic paleosols in the lagoonal tetrapod track-bearing succession of the Holy Cross Mountains (Middle Devonian, Poland). *Sedimentary Geology*, **299**: 74–87.

- NAWROCKI J. 1997 — Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. *Earth and Planetary Science Letters*, **152**: 37–58.
- NAWROCKI J., KULETA M. & ZBROJA S. 2003 — Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains. *Geological Quarterly*, **47** (3): 253–260.
- NIEDŹWIEDZKI G., SZREK, P., NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M. & AHLBERG P.E. 2010 — Tetrapod trackways from the early Middle Devonian period in Poland. *Nature*, **463**: 43–48.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. 1984 — Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of western Poland. *Acta Paleontologica Polonica*, **29** (3–4): 161–194.
- PESZAT C. 1964 — The lithology of the Jurassic carbonate rocks (southeastern margin of the Holy Cross Mts, Poland). *Acta Geologica Polonica*, **14** (1): 1–78.
- PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2004 — Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstręgo piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie. *Przegląd Geologiczny*, **52** (12): 1151–1154.
- SIEMIĄTKOWSKA M. 1967 — Nowe odsłonięcie kajpru i doggeru w Woli Morawickiej. *Przegląd Geologiczny*, **15**: 82–83.
- SIEMIĄTKOWSKA M. 1969 — Transgresyjne utwory keloweju w Gumienicach (południowe obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). *Acta Geologica Polonica*, **19** (1): 165–174.
- SIEMIĄTKOWSKA-GIŻEJEWSKA M. 1970 — Stratygrafia i sedimentacja jury środkowej południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Praca doktorska. Warszawa.
- SIEMIĄTKOWSKA-GIŻEJEWSKA M. 1974 — Stratigraphy and paleontology of the Callovian in the southern and western margins of the Holy Cross Mountains. *Acta Geologica Polonica*, **24** (2): 365–406.
- STUPNICKA E. 1972 — Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Geologiczny UW*, **14**: 21–114.
- SYLVESTER A.G. 1988 — Strike-slip faults. *Bulletin of the Geological Society of America*, **100**: 1666–1703.
- SZAJN J. 1983 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Oleszno. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SZREK P. & NIEDŹWIEDZKI G. 2008 — Wyjście kręgowców na ląd – zapis w dewonie Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **56** (11): 973–976.
- SZULC J. 1993 — Early alpine tectonics and lithofacies succession in the Silesian part of the Muschelkalk Basin. A synopsis. [W:] H. Hagdorn & A. Seilacher (red.), Muschelkalk, Goldschneck-Stuttgart: 19–28.
- SZULCZEWSKI M. 1967 — Struktury stromatolitowe w transgresyjnych utworach środkowej jury w Woli Morawickiej (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **37** (4): 515–528.
- SZULCZEWSKI M. 1995 — Zachełmie quarry. [W:] S. Skompski (red.), Guide to Excursion A2: Development of the Variscan Basin and post-Variscan cover at the margin of the East European Platform (Pomerania, Holy Cross Mts., Kraków Upland). XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Abstracts. August 28–September 2, 1995, Kraków: 32–33.
- TANNER P.W.G. 1989 — The flexural-slip mechanism. *Journal of Structural Geology*, **11**: 635–665.
- TANNER P.W.G. 1992 — Morphology and geometry of duplexes formed during flexural-slip folding. *Journal of Structural Geology*, **14**: 1173–1192.
- TRAMMER J. 1975 — Stratigraphy and facies development of Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **25** (2): 179–216.
- WAKSMUNDZKI B. 2012 — 3.16 Ślady dewońskich tetrapodów i niezgodność epiwaryscyjska w kamieniołomie Zachełmie. [W:] S. Skompski (red.), Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odsłonień geologicznych: 100–102. Wydział Geologii UW, Warszawa.
- WILSON J.L. 1975 — Carbonate Facies in geologic history. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- WOODCOCK N.H. & RICKARDS B. 2003 — Transpressive duplex and flower structure: Dent Fault System, NW England. *Journal of Structural Geology*, **25**: 1981–1992.
- YIN H., ZHANG K., TONG J., YANG Z. & WU SH. 2001 — The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary. *Episodes*, **24**: 102–114.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2011 — Geostanowisko Zachełmie – przyczynki do znajomości dewonu w rejonie Zagnańska koło Kielc. [W:] A. Zieliński (red.), Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii: 105–110. Instytut Geografii UJK w Kielcach.

SESJA TERENOWA 2

KENOZOICZNA EWOLUCJA ŚWIĘTOKRZYSKIEGO BRZEGU PARATETYDY

Zajęcza Góra (*mezozoik/ kenozoik*) – **Gacki** (*miocen – gipsy*) – **Siesławice** (*miocen – gipsy szablaste*) – **Ślasków Mały** (*miocen – sarmat detrytyczny*)

Maciej BAŁEŁ¹, Marcin GÓRKA¹, Marcin BARSKI¹, Bronisław Andrzej MATYJA¹,
Tadeusz PERYT², Andrzej RADWAŃSKI¹, Zbigniew REMIN¹, Ireneusz WALASZCZYK¹

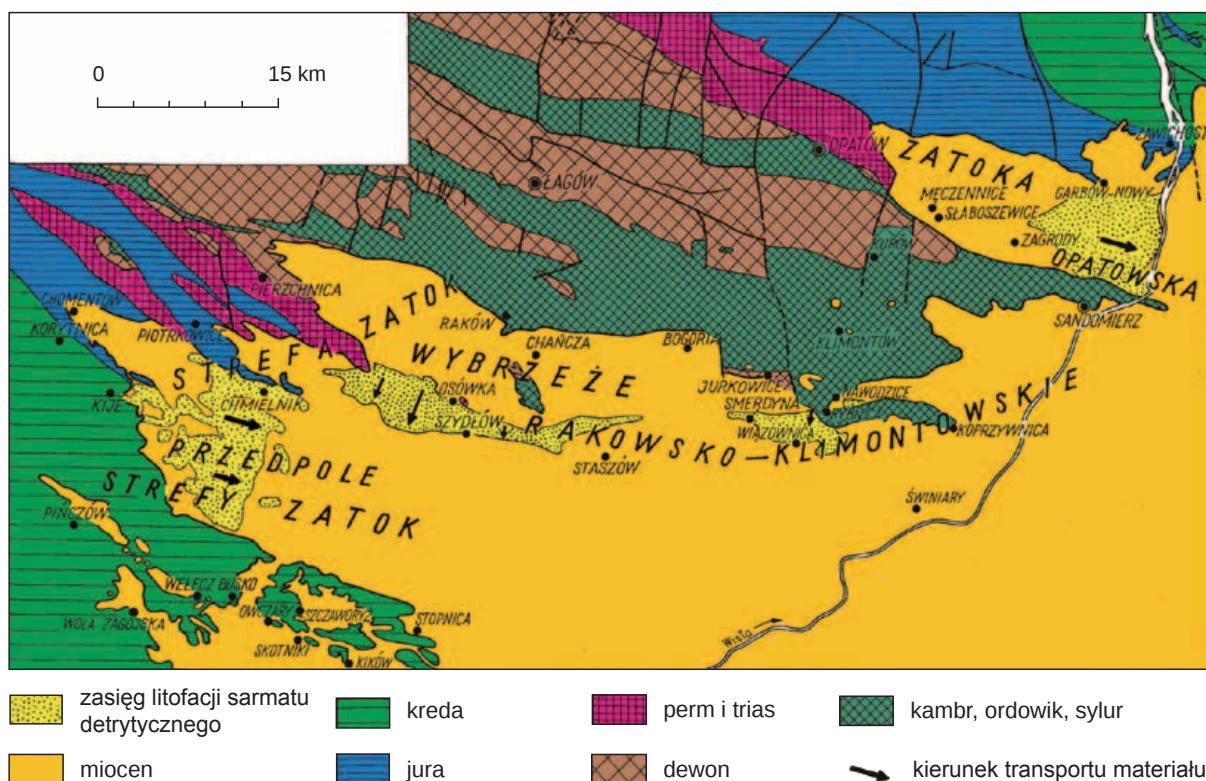
¹ Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

GEOLOGIA WSCHODNIEGO PONIDZIA

Marcin GÓRKA

Rejon wschodniego Ponidzia charakteryzuje się urozmaiconą budową geologiczną (fig. 1). Dotyczy to zarówno wykształcenia osadów miocennych, jak i skał budujących ich podłoże. Występujące na tym terenie (bądź w jego bezpośrednim sąsiedztwie) utwory przedmiocenne wyróżniają się dużym zróżnicowaniem litologicznym. Fakt ten oraz wynikające z niego implikacje odgrywały istotną rolę zarówno podczas wkraczania morza miocennego na omawiany obszar, jak i jego późniejszej regresji, w czasie formowania się osadów sarmatu detrytycznego.



**Fig. 1. Uproszczona mapa geologiczna południowych stoków Gór Świętokrzyskich
(wg Radwańskiego 1973, zmieniona)**

Utwory podłoża miocenu

Do najstarszych utworów występujących w bezpośrednim sąsiedztwie wschodniego Pomorza należą utwory paleozoiczne. Odsłaniają się głównie we wschodniej części Pogórza Szydlowskiego. Profil paleozoiku rozpoczynają dolnokambryjskie iłowce i mułowce z przewarstwieniami piaskowców (Filonowicz 1976). Niezgodnie na nich leżą piaskowce i łupki z przewarstwieniami zlepieńców, często o charakterystycznej czerwonej barwie, zaliczane do dewonu dolnego. W wyższej części profilu przechodzą one w jasne piaskowce kwarcytyczne (Filonowicz 1976), budujące m.in. Grzbiet Szczecniański, na których zalegają dolomity. Utwory środkowodewońskie są wykształcone już w facjach węglanowych. Eifel reprezentują dolomity, żywet zaś zarówno dolomity, jak i wapienie, wśród których przeważają gruboławicowe wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z wkładkami mułowców i iłowców. Podobnie jest wykształcony profil dewonu górnego, jednak niemal zupełnie brak tu dolomitów, pojawiają się za to wapienie cienkoławicowe. Wapienie dewonu środkowego (lokalnie także piaskowce kwarcytyczne dewonu dolnego) budują południowe partie Grzbietu Strojnowa (Radwański 1969).

W zachodniej części Pogórza Szydlowskiego odsłaniają się utwory mezozoiczne, jedynie lokalnie, w jądrach laramijskich antyklin (antyklina Zbrzy), występują utwory piętra waryscyjskiego. Obok wykształconych jak we wschodniej części utworów kambru dolnego i dewonu reprezentują je także utwory ordowiku i syluru. Są to piaskowce i mułowce z wkładkami chalcedonitów oraz mułowce szamozytowe, w wyższej części przechodzące w iłowce i łupki graptolitowe (Filonowicz 1968).

Choć miejscami można napotkać leżące na starszych utworach płaty permskich zlepieńców, to profil piętra laramijskiego rozpoczyna się na ogół żelazistymi piaskowcami i zlepieńcami triasu dolnego. Powyżej występują wapienie i margle retu oraz wapienia muszlowe (Senkowiczowa 1957); te ostatnie budują północne partie Grzbietu Strojnowa (Radwański 1969). Górnotriasowe utwory kajpru i retyku to głównie mułowce i iłowce z przeławiczeniami piaskowców, margli i wapieni. Odznaczają się dość małą odpornością i na ogół występują w rozległych obniżeniach, m.in. w północnej części Zatoki Chmielnickiej (patrz: Radwański 1969).

Utwory jury odsłaniają się na większości zachodniej części Pogórza Szydlowskiego. Profil rozpoczynają utwory jury środkowej, występujące w postaci wąskich wychodni na północnych obrzeżach wschodniego Pomorza. Baton reprezentują ilaste mułowce z przewarstwieniami wapieni i zlepieńców oraz konkrecjami syderytowymi. Na nich leżą gezy z przeławiczeniami łupków marglistych, zaliczane do kelowej (Matyja 1977).

W spągu oksfordu występują gezy, wapienie margliste i łupki margliste o miąższości kilku metrów. Powyżej znajduje się zróżnicowana litologicznie seria wapieni, przekraczająca miąższością 600 m. Rozpoczyna ją kompleks wapieni szarych – uławiconych wapieni z przewarstwieniami łupków marglistych i skupieniami związków żelaza. Nad nimi leżą wapienie morawickie – gruboławicowe wapienie gąbkowe, przechodzące facjalnie w wapienie skaliste (Matyja 1977). Przykrywa je kompleks gruboławicowych, brudzących palce wapieni siedleckich, stanowiący ogniwo przejściowe do kolejnego wydzielenia – kompleksu wapieni kredowatych. Są to białe, porowate wapienie z bogatą fauną m.in. koralowców i mięczaków, reprezentujące najwyższy oksford i najniższy kimeryd (Kutek 1968, 1969; Matyja 1977). Powyżej wapieni kredowatych leżą utwory oolitowo-płytowe o mocno zróżnicowanej litologii. W ich obrębie, obok wapieni pelitowych i ziarnistych, margli i iłów, szczególną uwagę zwracają wapienie oolitowe. Występują one w postaci dwóch głównych kompleksów, górnego i dolnego, rozdzielonych kompleksem wapieni pasiastych, zbudowanych z naprzemianległych lamin pelitu i ooidów. Najwyższą część profilu kimerydu na obszarze Pogórza Szydlowskiego budują utwory marglisto-muszlowcowe. Rozpoczynają się muszlowcami staniewickimi, w których skład wchodzi organodetrytyczne muszlowce egzogyrowe, niekiedy z domieszkami ooidów i wkładkami oolitów, wapieni pelitowych i margli. Ponad muszlowcami leżą ropy stropowe – szare, łupkowate ropy margliste z wkładkami pelitowych wapieni, margli i muszlowców egzogyrowych. Najmłodszymi utworami kimerydu, odsłaniającymi się w strefie pomiędzy Staniewicami i Gołuchowem, są muszlowce stropowe, zbudowane z pokruszonych muszli egzogyr (Kutek 1968).

Pewne różnice w wykształceniu najniższej części profilu kimerydu można stwierdzić w rejonie Chmielnika, gdzie występują wapienie skaliste (tzw. górne, w odróżnieniu od oksfordzkich), korelowane z najwyższą częścią kompleksu wapieni kredowatych i ze spagowymi partiami serii oolitowo-płytowej (Kutek 1968).

Utwory jury górnej budują liczne wzniesienia na obszarze Pogórza Szydłowskiego. Na wychodniach wapieni oksfordu powstały grzbiety Piotrkowic i Chomentowa, podczas gdy oolity i muszlowce oraz wapienie skaliste kimerydu budują Wzgórza Sobkowsko-Korytnickie oraz Grzbiet Celiny–Lubania. W utworach górnego oksfordu, zwłaszcza w wapieniach kredowatych, została wypreparowana dolina, w której obrębie w czasie transgresji wczesnobadeńskiej powstała Zatoka Korytnicka (Radwański 1969; patrz także: Kutek 1968; Lindner 1977).

Utwory kredy leżą przekraczająco, z niewielką niezgodnością na utworach kimerydu. Profil rozpoczynają na ogół niewielkiej miąższości transgresyjne zlepieńce albu, składające się głównie z otoczków kwarcu, krzemieni i zsylikowanych szczątków organizmów jurajskich. Powyżej znajdują się drobnoziarniste piaski i piaskowce kwarcowe, miejscami mocno zlityfikowane (Hakenberg 1967). Wschodnią granicę zasięgu utworów albu stanowi w przybliżeniu miejscowość Sobków. Na wschód od niej na utworach jurajskich leżą cenomańskie, wykształcone jako wapniste piaskowce kwarcowe z glaukonitem i fosforytami, wapienie z przewarstwieniami gez i piasków. Dość częste są także przewarstwienia zlepieńców, w których skład wchodzi otoczaki kwarcu, krzemieni oraz konkretne fosforytowe. Utwory cenomanu odsłaniają się wzdłuż osi Wzgórz Sobkowsko-Korytnickich (Radwański 1969), po czym kryją się pod utworami miocenu. Granica cenoman/turon w zachodniej części obszaru (do wysokości Górek) przebiega w łańcuch z krzemieniami, bardziej na wschód w tym miejscu profilu występują piaszczyste wapienie (Walaszczyk 1992). Utwory turonu to wapienie ziarniste i wapienie z czarnymi krzemieniami, ku górze przechodzące w opoki z krzemieniami i wkładkami margli i bentonitów. Litologię taką mają także utwory dolnego koniak; w profilu górnego koniak w obrębie opok pojawiają się przeławienia margli z domieszką kwarcu i glaukonitu (Walaszczyk 1992). Taka litologia (opoki i margle z kwarcem i glaukonitem, miejscami skrzemionkowane) jest typowa dla pozostałych pięter kredy górnej obecnych na obszarze Pogórza Szydłowskiego (Mazurek 1947).

Struktury podłoża miocenu z Pogórza Szydłowskiego kontynuują się, w znacznej mierze już pod jego przykryciem, na obszary Niecki Połanieckiej, Garbu Wójczańsko-Pińczowskiego i Niecki Soleckiej. Znacznie większą rolę odgrywają tu jednak utwory górnej kredy, odsłaniające się w zachodnich częściach niecek oraz na całym niemal obszarze Garbu Wójczańsko-Pińczowskiego. Są to niemal wyłącznie utwory górnego kampanu i mastrychtu, wykształcone jako opoki i margle z kwarcem i glaukonitem (Łyczewska 1971, 1975a, b). Jedynie lokalnie, w obrębie południowej krawędzi garbu, odsłaniają się utwory starszych pięter kredy górnej oraz kimerydu (Radwański 1969; Górka 2003).

Miocen

Morskie osady miocenu przykrywają znaczne obszary wschodniego Pomorza. Choć współczesne granice występowania tych utworów mają charakter erozyjny, to nie odbiegają znacząco od ich pierwotnego zasięgu (Radwański 1969).

Przypuszczalnie najstarsze utwory mioceńskie na omawianym obszarze występują jednak poza najdalszym zasięgiem morza mioceńskiego. Ich pozycja stratygraficzna nie została jednoznacznie udokumentowana, jednak tradycyjnie przypisuje się im wiek mioceński (Czarnocki 1922, 1926). Są to zróżnicowane utwory o genezie lądowej, wykształcone jako ropy, piaski i żwiry, leżące na skałach podłoża. Niewielkie płyty tych osadów występują na różnego wieku utworach mezozoiku w północno-zachodniej części Pomorza, m.in. kajpru i keloweju w Wolicy k. Tokarni (Czarnocki 1922, 1926) czy też albu w rejonie Bizorendy (Świdziński 1931). Ich miąższość jest niewielka i nie przekracza kilku metrów (Hakenberg 1974). Są to najprawdopodobniej osady fluwialne, złożone w obrębie dolin przez płynące w ich osiach rzeki (Lindner 1977).

Część z zaliczonych do tego wydzielenia osadów ma charakter pokryw zwietrzelinowych, m.in. w rejonie Chałup k. Obic występują w lejach krasowych mułki i piaski z wkładkami ropy (Filonowicz 1968). W przeszłości były one wykorzystywane do wyrobu ceramiki.

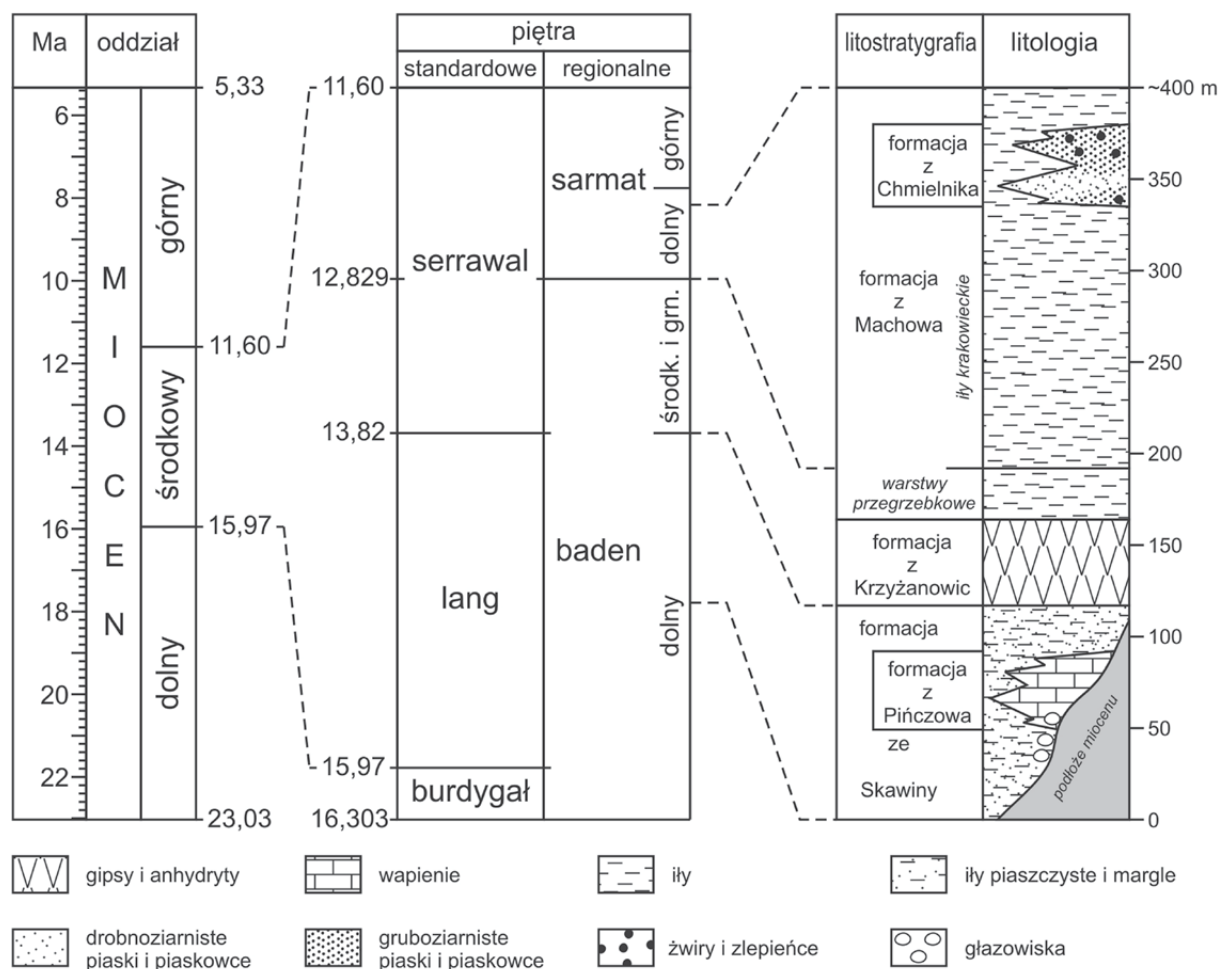


Fig. 2. Wykształcenie litologiczne i pozycja stratygraficzna utworów miocenu na obszarze wschodniego Podidzia (uproszczone, wg: Alexandrowicz i in. 1982; Piller i in. 2007; Stworzewicz i in. 2013; Hohenegger i in. 2014)

Dokładny wiek tych utworów nie jest określony, zapewne jednak są one starsze lub równiekowe z miocenną transgresją. Wspomniane powyżej utwory piaszczysto-ilaste z okolicy Tokarni Kowalewski (1930) zaliczył już do utworów burowęglowych.

We wczesnym badaniu na obszar wschodniego Podidzia wkroczyła transgresja morska, która pozostawiła po sobie zróżnicowaną litologicznie sekwencję osadów miocenu (fig. 2). Szczególnie wyraźnie ta zmienność litofacjalna zaznaczyła się w najwcześniejszych utworach miocenu, jako efekt dojrzałości rzeźby podłoża wywołanej jego zróżnicowaną litologią (Radwański 1969).

Pierwszymi osadami, których powstanie można wiązać z wczesnobadeńską transgresją, są utwory burowęgłowe, występujące w zatoce korytnickiej w rejonie Chomentowa, gdzie wypełniają przedmioceńskie obniżenia, podścielając inne utwory miocenu (Kowalewski 1927, 1930, 1958; Czarnocki 1932). Stwierdzono je także w otworze wiertniczym w Suliszowie (Kowalewski 1927), położonym około 12 km na wschód od Korytnicy, w dystalnej części Zatoki Korytnickiej (Radwański 1969).

W dolnej części są to piaski kwarcowe z przewarstwieniami ilów z węglem brunatnym i fauną źle zachowanych ślimaków lądowych, ku górze przechodzące w ily z soczewkami węgla brunatnego i przeławieniami margli (Czarnocki 1932). W przewarstwieniach węgla liczne są szczątki drewna, a nawet fragmenty pni (Kowalewski 1930). Z uwagi na brak skamieniałości przewodnich pozycja stratygraficzna omawianego wydzielenia nie jest jednoznaczna. Reprezentuje ono przedział czasowy być może obejmujący karpát (patrz: Alexandrowicz i in. 1982) i niższą część badenu. W otworach wiertniczych rejonu Tarnobrzega w utworach o podobnej litologii występuje fauna typu brakicznego (Kowalewski 1958; Pałowska 1965), co każe wiązać ich powstanie z już postępującą transgresją wczesno-

badeńską. Na obszarze Zatoki Opatowskiej warstwy burowęgłowe stanowią wkładki w obrębie udokumentowanych faunistycznie piaszczystych osadów dolnego badenu (Radwański 1969, 1973).

Leżące na warstwach burowęgłowych utwory reprezentujące formację ze Skawiny charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem litofacjalnym. W rejonie Korytnica–Chomentowo najstarsze osady zaliczane już bezspornie do tej formacji to ility korytnickie. Stanowią one jedną z najbardziej specyficznych litofacji dolnego badenu na obszarze Polski. Odsłaniają się na obszarze Zatoki Korytnickiej w rejonie wsi Korytnica, Chomentów, Jawor, Lipa i Karsy. Są to margliste ility, lokalnie – w pobliżu paleowzniesień – także muszlowce ostrygowe. Od ponad dwustu lat (Jaśkiewicz 1787; patrz: także Bałuk & Radwański 1979) były przedmiotem badań, głównie z uwagi na występującą w nich unikatową faunę, szczególnie obfitującą w ślimaki (ponad 800 gatunków – patrz: Friedberg 1911–1928, 1938; Kowalewski 1930; Bałuk 1975, 1995, 1997, 2003, 2006).

Izolowana wychodnia utworów identycznych z iłami korytnickimi istnieje w rejonie wsi Wierzbica, około 4 km na zachód od granicy zwartego występowania tych osadów (Kowalewski 1930; Radwański 1969). Stwierdzono je także w otworze wiertniczym w Suliszowie, gdzie występują z ostrygami, powyżej nich zaś margliste ility z fauną ślimakową o łącznej miąższości 13,5 m (Kowalewski 1927, 1930).

W rejonie Korytnicy i Chomentowa bezpośrednio na iłach korytnickich występują piaski i piaszkowce heterosteginowe z bogatą fauną (Kowalewski 1922, 1930, 1958), także otwornicową (Stalmach 1989). We wschodniej części zatoki, w otworze w Suliszowie, odpowiadające im osady to margle, przechodzące ku górze w przelawicające się piaszkowce i ility z obfitą fauną mięczaków i szkarłupni (Kowalewski 1927).

Oprócz rejonu Zatoki Korytnickiej utwory formacji ze Skawiny odsłaniają się lokalnie na obszarze Garbu Wójczańsko-Pińczowskiego, w rejonie Buska i Szczaworyża. Są to najczęściej białawe i jasnoszare margle kredowate, zbliżone litologicznie do podścielających je utworów górnokredowych. W marglach tych stwierdzono bogatą faunę morską, zaś w ich niższej części – także szczątki roślin lądowych (Kowalewski 1930, 1958; Czarnocki 1935). Lokalnie można także zaobserwować drugi typ litologiczny, cechujący się wzrostem udziału drobnodetrytycznego kwarcu oraz szczątków organicznych (głównie otwornice, fragmenty szkieletów szkarłupni i mięczaków, niekiedy niewielkie ilości krasnorostów). Jego obecność stwierdzono m.in. w rejonie Pińczowa (Drewniak 1994) oraz Żernik Górnych (Górka 2002).

Osady formacji z Pińczowa, wykształcone jako wapienie litotamniowe, stanowią jeden z najbardziej charakterystycznych typów litologicznych dolnego badenu. Głównym składnikiem tych osadów są masowo występujące zwapniałe plechy krasnorostów. Do innych istotnych elementów skałotwórczych należy też zaliczyć mszywioly oraz bentosowe otwornice (Studencki 1979, 1988; Drewniak 1994).

Bardzo bogaty jest inwentarz faunistyczny wapieni litotamniowych. Obejmuje on m.in. liczne mięczaki (Kowalewski 1930; Studencka & Studencki 1988), brachiopody (Studencki 1988; Popiel-Barczyk & Barczyk 1990), kraby (Förster 1979; Müller 1984, 1996; Górka 2002) i koralowce (Müller 1996; Górka 2002). Te ostatnie odgrywały lokalnie istotną rolę skałotwórczą, budując niewielką rafę koralową w okolicy Żernik Górnych (Müller 1984, 1996; Górka 2002). Ciekawostką jest występowanie w osadach litotamniowych spektakularnych znalezisk szczątków dużych kręgowców – od rekinów, przez krokodyle, po duże ssaki, takie jak walenie i syreny (Radwański 2015).

Występowanie wapieni litotamniowych na wschodnim Pomorzu jest ograniczone do Garbu Wójczańsko-Pińczowskiego, południowo-zachodniej części Płaskowyżu Szanieckiego oraz Pogórza Szydłowskiego. Niewielkie izolowane wychodnie występują także na obszarze Zatoki Korytnickiej oraz na północnym skraju Niecki Soleckiej w okolicy Pińczowa (Czarnocki 1935). Utwory te powstawały w płytszych, przybrzeżnych partiach zbiornika mioceńskiego, stąd m.in. brak ich w znacznej części Płaskowyżu Szanieckiego oraz w osiowej partii Niecki Połanieckiej (Pawłowski 1965).

Specyficznymi osadami dolnego badenu są utwory stref litoralnych, opisane szczegółowo przez Radwańskiego (1967, 1969). Osady te występują na ogół w strefach paleowzniesień, głównie w peryferycznych partiach zbiornika, w których to miejscach – w czasie wczesnobadeńskiej transgresji – dochodziło do najintensywniejszego rozwoju procesów abrazyjnych. W zależności od litologii podłoża powstawały zróżnicowane struktury litoralne, z których na szczególną uwagę zasługują nagromadzenia otoczków i głazów, nierzadko noszące wręcz cechy głazowisk. W otoczkach zachowały się często ślady działalności różnego typu skałotoczy, co wyraźnie określa wysoką hydrodynamikę środowiska

sedymencie. Głazowiska takie powstawały na ogół na wychodniach twardych wapieni, głównie górnokredowych, lokalnie także dewońskich i górnokredowych (turońskich). Pozycja stratygraficzna tych utworów jest zmienna i uzależniona od rozwoju transgresji. W zależności od rozważanego przypadku napotyka się nagromadzenia głazów odpowiadające stratygraficznie ilom korytnickim i innym osadom formacji ze Skawiny, jak i takie, w których spoiwie występuje już materiał litotamniowy.

Powyżej wapieni litotamniowych występują osady wyższej części formacji ze Skawiny. W rejonie Buska Zdroju i w Niece Soleckiej są to margle i piaszczyste ily z dużą domieszką glaukonitu. Powszechnie występuje w nich bogata fauna przegrzebkowa (zwłaszcza *Amussium denudatum*). Utwory te zalegają na ogół bezpośrednio na marglach i opokach kredy górnej, w wyjątkowych tylko przypadkach bezpośrednio na osadach formacji z Pińczowa.

W rejonie Zatoki Korytnickiej, pomiędzy wsiami Lipa i Włoszczowice utwory nadlitotamniowe to margle, niekiedy piaszczyste. W otworze wiertniczym w Suliszowie powyżej margli z *Ditropa cornea* (korelowanych z wapieniami litotamniowymi) leżą margle i ily z przeławieniami piaskowców (Kowalewski 1927).

Na niemal całym terenie Niecki Soleckiej brak jest dolnego badenu i profil miocenu rozpoczyna się właśnie osadami poziomu nadlitotamniowego. Obszar ten w początkowym okresie badeńskiej transgresji był obszarem wyniesionym (Czarnocki 1948) i został zalany dopiero pod koniec wczesnego badenu (Radwański 1969).

Jak zaznaczono powyżej, w otworach wiertniczych z rejonu Niecki Połanieckiej oraz Płaskowyżu Szanieckiego (Pawłowski 1965) nie stwierdzono występowania osadów formacji z Pińczowa. Osady dolnego badenu są reprezentowane w całości przez formację ze Skawiny, korelowaną z warstwami baranowskimi *sensu lato* (patrz: Kubica 1992). Wykształcone są jako margle wapieniste i ilaste, ily margliste, mułowce i zailone piaskowce (Pawłowska 1965). Leżą one bezpośrednio na starszym – mezozoicznym lub paleozoicznym – podłożu.

W stropie formacji ze Skawiny występuje poziom erwiliowy. Na omawianym obszarze jest on zwykle wykształcony jako kilkunastocentymetrowa ławica muszlowca złożonego (patrz: Górka 1999) z masowo występujących małżów *Ervilia* sp., *Modiola hoernesii*, *M. subhoernesii* oraz *Chlamys scissa*.

Na osadach formacji ze Skawiny leży formacja z Krzyżanowic, reprezentująca niższą część górnego badenu, wykształcona praktycznie w całości w facjach ewaporatowych (patrz rozdz. następny: Ewaporaty). Utwory te charakteryzują się znacznym stopniem zróżnicowania facjalnego i litologicznego (patrz: Kubica 1992; Bąbel 1996; Górka 2003). W odróżnieniu od pozostałych wydzieleni, wyróżnionych niemal wyłącznie na podstawie podobieństw litologiczno-facjalnych i których granice mają często charakter diachroniczny, gipsy stanowią wyraźny horyzont korelacyjny (patrz: Garlicki 1970).

Ponad utworami gipsowymi leży stosunkowo miększa seria osadów ilasto-marglistych (formacja z Machowa), której najniższa część, zaliczana do badenu górnego, jest określana jako warstwy przegrzebkowe (także: warstwy pektenowe, ily pektenowe, itp.). Określenie to wywodzi się od specyficznej fauny przegrzebkowej, w którą na ogół obfitują te osady. Do typowych gatunków należą tu małże *Chlamys neumayri* i *Ch. lilli*.

Litologia warstw przegrzebkowych jest dość monotonna. Składają się na nią szare i zielonawe margle oraz ily, niekiedy z przewarstwieniami wapieni o miąższości kilku centymetrów. Sumaryczna miąższość warstw przegrzebkowych w otworach wiertniczych na obszarze Niecki Połanieckiej wynosi przeciętnie około 30 m (Pawłowska 1965). Do wydzielenia tego zaliczyć należy także utwory z otworu w Suliszowie, w których występuje fauna przegrzebkowa (patrz: Kowalewski 1927). Późnobadeński wiek warstw przegrzebkowych został ostatnio potwierdzony metodami radiometrycznymi (Śliwiński i in. 2012).

Leżąca wyżej część osadów ilasto-marglistych należy już do sarmatu i nosi nazwę ilów krakowieckich. Nazwą tą określa się serię osadów wykształconych w przewadze jako margle bryłowe, margle ilaste i ily margliste. Występują w nich ponadto przeławienia tufitów, drobnoziarnistych i zailonych piasków, zapiaszczonych margli oraz piaskowców. Często występuje w nich nieoznaczalny detrytus roślinny, a także fauna z rodzajów *Ervilia*, *Modiola*, *Abra* i *Limnocardium*. Na powierzchni ily krakowieckie odsłaniają się pod cienką pokrywą osadów sarmatu detrytycznego i czwartorzędu na obszarze Niecki Soleckiej, Niecki Połanieckiej i Kotliny Bożykowskiej. Dość powszechnie występują też w obniżeniach tektonicznych w obrębie Płaskowyżu Szanieckiego oraz lokalnie na Garbie Wójczańsko-Pińczowskim. Na badanym obszarze obejmują swoim zasięgiem trzy najniższe poziomy otwornicowe

sarmatu: *Anomalinoides dividens*, *Cycloforina karreri ovata* i *Varidentella sarmatica*. Występowanie ostatniej z nich stwierdzono tylko w centralnej części Niecki Połanieckiej (patrz: Łuczkowska 1964).

W najniższej części profilu iły krakowieckie przechodzą obocznie w klastyczne utwory formacji z Chmielnika, określane tradycyjnie jako sarmat detrytyczny. Osady tej formacji od starszych utworów miocenu (w tym także od podścielających je lokalnie iłów krakowieckich) oddziela wyraźna powierzchnia niezgodności mająca charakter erozyjny (Pawłowska 1965; Pawłowski 1965; Czapowski & Studencka 1990, 1996). Kompleks osadów klastycznych powstał w efekcie regresji i wzmożonej erozji spowodowanych przez podniesienie otaczających zbiornik obszarów. Utwory sarmatu detrytycznego są zaliczane do najniższego sarmatu (poziom otwornicowy *Anomalinoides dividens*, Łuczkowska & Rutkowski 1970). Lokalnie, w okolicy Chmielnika, przykrywają je jeszcze charakterystyczne iły z bentonitami (patrz: Kowalewski 1958; Fijałkowska & Fijałkowski 1966), należące już do poziomu *Cycloforina karreri ovata* (Łuczkowska & Rutkowski 1970). Na pozostałych obszarach swego występowania sarmat detrytyczny to najmłodsze odsłaniające się utwory miocenu, wieńczące cykl sedymentacji morskiej na terenie wschodniego Ponidzia, jednak należy zaznaczyć, że powierzchnia stropowa formacji z Chmielnika na ogół ma charakter erozyjny.

EWAPORATY

Maciej BĄBEL

Gipsy odsłonięte na Ponidziu (fig. 3) to niewielka część miocennych osadów ewaporatowych, obejmujących także anhydryty i sole kamienne, wypełniających zapadlisko przedkarpackie i przeważnie przykrytych osadami młodszymi. Utwory chemiczne występują w obrębie profilu morskiego miocenu (badenu) i są efektem krótkotrwałego przekształcenia płytkiego morza istniejącego wówczas na obszarze zapadliska przedkarpackiego w basen ewaporacyjny, w wyniku okresowego ograniczenia jego połączeń



Fig. 3. Mapa geologiczna gipsów Ponidzia, bez pliocenu i czwartorzędu, z zaznaczonymi punktami obserwacyjnymi (stanowiskami 1–4) sesji terenowej (na podstawie wielu źródeł: Bąbel 1999a, b, 2002b; Bąbel i in. 2015, z literaturą)

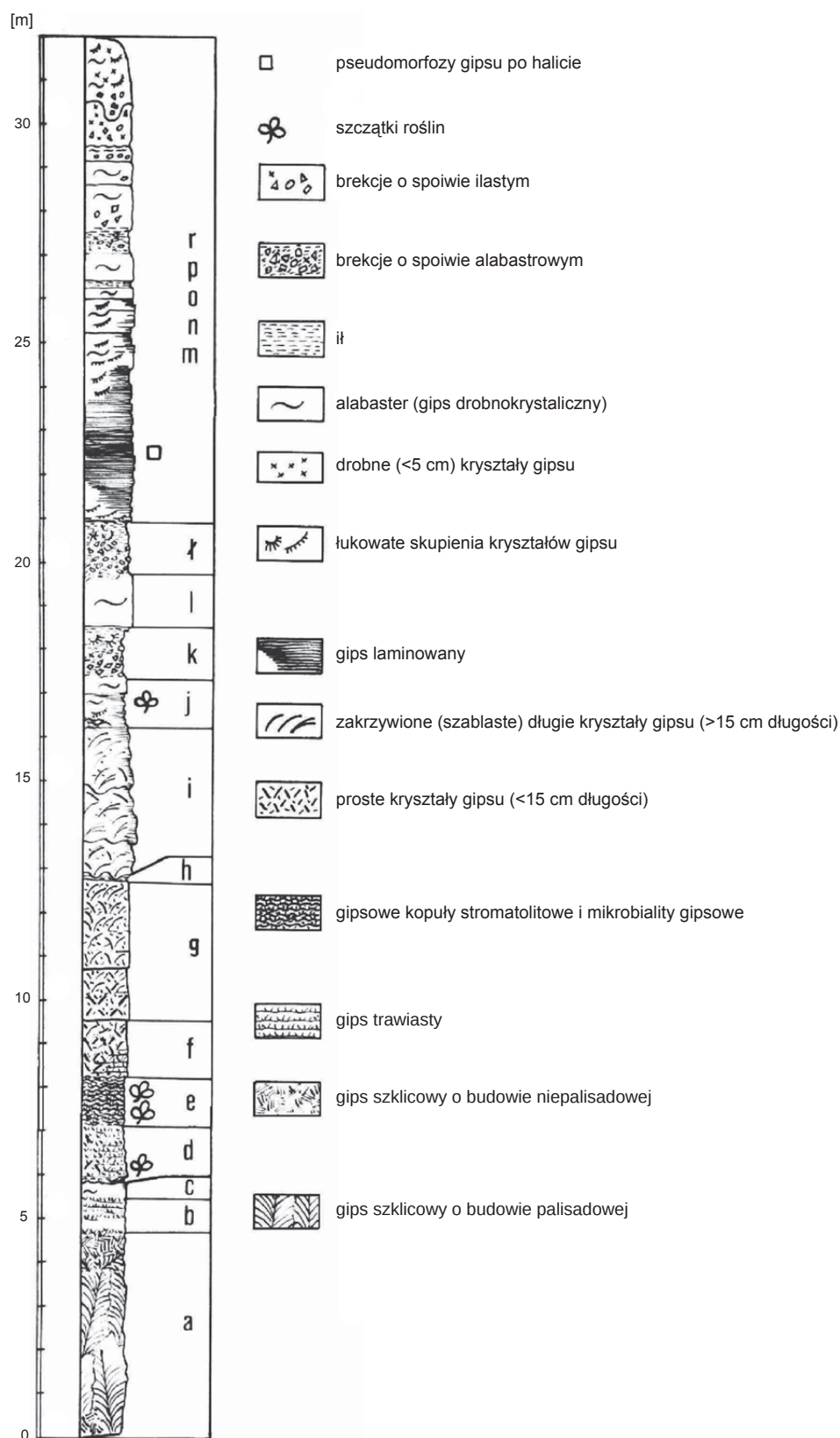


Fig. 4. Schematyczny profil gipsów w nieczynnym kamieniołomie Gacki, oznaczenia warstw według Wali (1980)

z oceanem. Zdarzenie to, nazywane badeńskim albo wielickim kryzysem zasolenia, miało miejsce ok. 13,6 mln lat temu, w najwcześniejszym serrawalu według standardowej skali stratygraficznej, w najstarszej części neogeńskiego poziomu nannoplanktonowego NN6 (*Discoaster exilis* Zone) (de Leeuw i in. 2010; Garecka & Olszewska 2011; Śliwiński i in. 2012). Późniejsze ruchy tektoniczne doprowadziły do przebudowy terenu zapadliska i odsłonięcia gipsów na Ponidziu na obszarze trzech struktur tektonicznych: niecki działoszyckiej, zrębu wójczańsko-pińczowskiego i niecki soleckiej (fig. 3).

Na Ponidziu gipsy osiągają ponad 50 m miąższości. Gipsy te najczęściej były nazywane nadnidziańskimi (np. Flis 1954; Kwiatkowski 1965, 1972). Wala (1980) pierwszy zaproponował wyróżnienie tych osadów jako formacji o nazwie gipsy nidziańskie. Jednak przyjęła się inna nazwa – formacja z Krzyżanowic – nadana tym utworom przez Alexandrowicza i in. (1982) i obecnie używana na określenie całości badeńskich siarczanowych osadów ewaporatowych w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Nazwa formacji pochodzi od nazwy złoża eksploatowanego w kamieniołomie Gacki (patrz sesja terenowa 2, stanowisko 2; Alexandrowicz & Parachoniak 1956).

Sekwencja gipsów nadnidziańskich jest dwudzielna. Górna część profilu to gipsy klastyczne, drobno- i mikrokrystaliczne, zwane także allochtonicznymi (fig. 4, Peryt 2006). Ta część sekwencji jest przeważnie zerodowana, głównie w wyniku erozji czwartorzędowej. Najlepiej odsłonięta jest odporniejsza na wietrzenie część dolna, zwana gipsami autochtonicznymi, zbudowana z dużych kryształów gipsu, które powstały wskutek narastania wprost na dnie basenu. Takie kryształy są nazywane przez sedimentologów selenitami, choć termin ten ma inne znaczenie w mineralogii. Jednostka selenitowa ma ok. 16 m miąższości.

Profil gipsów ma bardzo stałe wykształcenie, zwłaszcza w części dolnej – selenitowej. Te same cienkie warstewki osadu o charakterystycznych, niepowtarzalnych cechach występują w jednakowym następstwie pionowym od Ponidzia po okolice Horodenki na Ukrainie, a także w Czechach (Bąbel 2005). Warstwy te najwcześniej rozpoznano na Ponidziu, gdzie Wala (1961, 1962, 1963, 1979, 1980) nadał im oznaczenia literowe (od **a** w spągu do **r** w stropie; fig. 4). Charakterystyczne odmiany litologiczne gipsów lub ich facje pojawiają się w stałym następstwie w kolejnych warstwach (od spągu do stropu, z pominięciem niektórych cienkich warstewek o odmiennym wykształceniu):

1. Gipsy szklicowe, zwane również szklicą (warstwa **a**), zbudowane z wielkich (od kilku decymetrów do kilku metrów długości) kryształów tworzących zrosty podobne do bliźniaków kontaktowych, ustawione na kształt palisady.
2. Gipsy trawiaste (warstwy **b–d**), zbudowane z rzędów kryształów gipsu (od kilku milimetrów do 20 cm długości), narosłych wprost na dnie (czyli tzw. muraw selenitowych, ang. *grass-like structures*) przewarstwionych gipsem drobnokrystalicznym. W gipsach drobnokrystalicznych można spotkać różnorodne struktury kopułowe związane z obecnością mat mikrobialnych na dnie badeńskiego basenu ewaporacyjnego.
3. Gipsy szablaste (warstwy **f–i**), zbudowane z narastających jeden na drugim, wąskich (<5 cm), zakrzywionych kryształów przypominających szable, osiągających przeciętnie 30 cm długości.
4. Gipsy mikrokrystaliczne (większość osadów ponad warstwą **i**), mające charakter utworów klastycznych, zbudowane z drobnych niewidocznych makroskopowo kryształów. W obrębie tej facji występują gipsy laminowane i różnorodne brekcje.

W trakcie wycieczki zostaną zaprezentowane dwie główne facje selenitowe – gipsy szklicowe i gipsy szablaste budujące odpowiednio dolną i górną część jednostki selenitowej (fig. 4). Opisy stanowisk są zmienioną i uzupełnioną wersją wcześniejszych publikacji (Bąbel i in. 2013, 2015).

STANOWISKO 1. ZAJĘCZA GÓRA W SKOTNIKACH MAŁYCH

Marcin GÓRKA, Andrzej RADWAŃSKI, Marcin BARSKI,
Bronisław Andrzej MATYJA, Ireneusz WALASZCZYK

Opuszczony kamieniołom na Górze Zajęcej (na gruntach wsi Skotniki Małe, lecz z dojazdem przez Skotniki Duże), położony ok. 7 km na SE od Buska-Zdroju (fig. 5), jest niewątpliwie jednym z kluczowych stanowisk geologicznych w bezpośrednim sąsiedztwie Gór Świętokrzyskich (fig. 3). Intensywnie eksploatowany aż do lat 90. XX wieku, a obecnie wykorzystywany jako strzelnica sportowa lokalnego koła łowieckiego, odsłania fakty umożliwiające pełniejsze poznanie późnomezozoicznej i kenozoicznej historii obszaru obecnych Gór Świętokrzyskich i zapadliska przedkarpackiego.

Pomimo miejscami dość gęstej okrywy roślinnej, już wchodząc do kamieniołomu, możemy zaobserwować w drodze i w ścianach liczne, dobrze obtoczone i nierzadko bardzo duże głazy. Składają się one na wczesnobadeńskie (środkowy miocen) gładzowisko klifowe, którego pozostałości są szczególnie dobrze widoczne w zachodniej części kamieniołomu. Starszymi od miocenu utworami odsłoniętymi w kamieniołomie są utwory jury górnej i kredy górnej (fig. 6).

Dotychczasowe diagnozy stratygraficzne utworów podścielających sekwencje skał kredowych w kamieniołomie na Górze Zajęcej opierały się w dużej mierze na podobieństwach litologicznych do skał mezozoicznych, występujących w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Na tej podstawie tradycyjnie zaliczono je do kimerydu (Radwański 1969; Górka 2003). Z podjętych niedawno badań stratygraficznych jury w podłożu zapadliska przedkarpackiego (Matyja & Barski 2007; Barski & Matyja 2008) wynika, że ewolucja sekwencji późnojurajskiej na tym obszarze odbiegała w istotny sposób od sek-

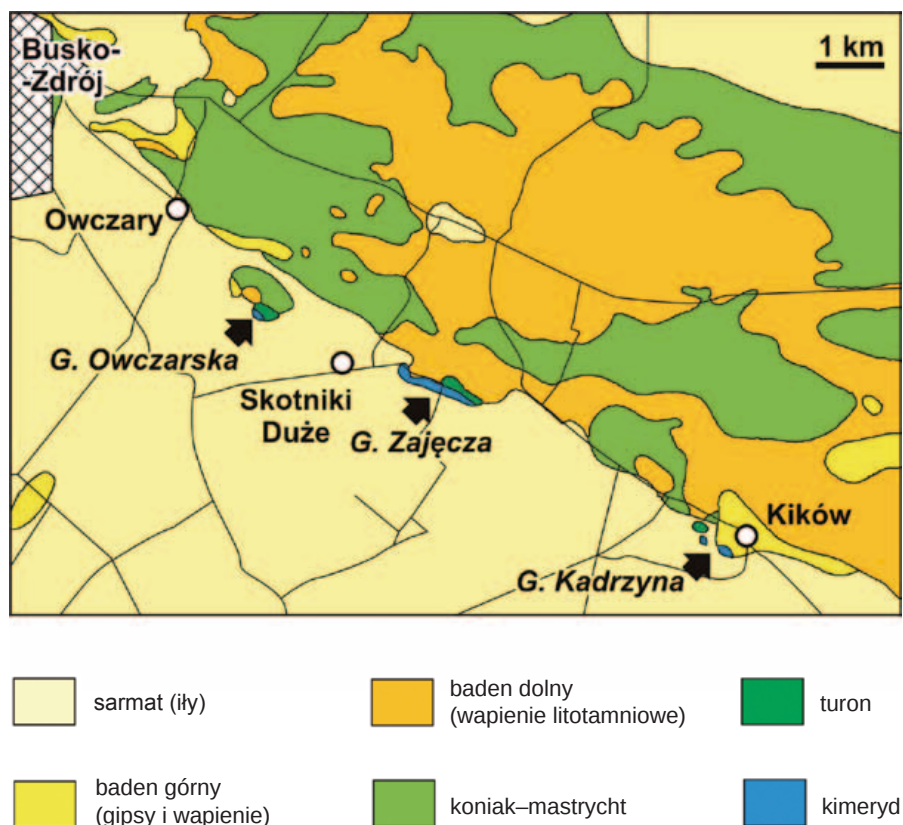


Fig. 5. Uproszczona mapa geologiczna (wg Czarnockiego 1950) okolic Buska-Zdroju, ukazująca lokalizację odsłonięcia na Górze Zajęcej

Strzałki wskazują wystąpienia skał jurajskich

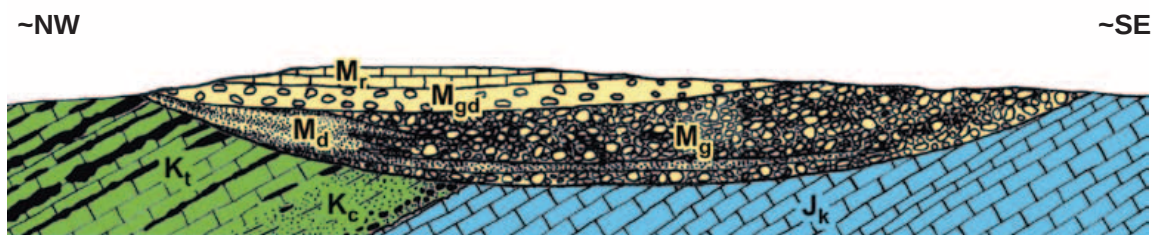


Fig. 6. Schematyczny przekrój geologiczny Góry Zajęczej w Skotnikach Małych k. Buska-Zdroju, ukazujący relacje przestrzenne pomiędzy omawianymi wydzieleniami (wg Radwańskiego 1969)

J_k – kimeryd, K_c – cenoman, K_t – turon; **utwory miocenu:** M_g – głazowisko klifowe, M_d – wapienie organodetrytyczne, M_{gd} – wapienie organodetrytyczne z głazami, M_r – wapienie rodoidowe

wencji w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Granica pomiędzy obydwooma obszarami przebiega mniej więcej na równoleżniku Buska-Zdroju. Odsłonięcie na Górze Zajęczej znajduje się na obszarze, gdzie w sąsiednich profilach wiertniczych zidentyfikowano sukcesje przypominające swym wykształceniem sukcesje z obszaru zapadliska. Stąd pomysł szczegółowej analizy facjalnej i badań pozycji stratygraficznej utworów jury górnej, dostępnych w kilku odosobnionych odsłonięciach na Garbie Wójczańsko-Pińczowskim. Jednym z tych odsłonieć jest kamieniołom na Górze Zajęczej.

Na podstawie występowania organicznych cyst Dinoflagellata (fig. 8) uzyskano datowania marglistych przeławień występujących powszechnie w obrębie opisywanych tu przez Radwańskiego (1969) wapieni muszlowcowych (fig. 7). Przeławienia te są ubogie w makrofaunę, chociaż znaleziono w nich nieliczne słabo zachowane amonity. Ze wspomnianych przeławień marglistych opisano bogate i relatywnie dobrze zachowane zespoły cyst Dinoflagellata. Należą do nich: *?Subtilisphaera paeminosa* (Drugg, 1978) Bujak & Davies, 1983, *Corculodinium inaffectum* (Drugg, 1978) Courtinat, 2000, *Perisphaeridium pannosum* Davey & Williams, 1966, *Oligosphaeridium patulum* Riding & Thomas, 1988, *Occisucysta balios* Gitmez, 1970, *Systematophora areolata* Klement, 1960, *Glossodinium dimorphum* Ioannides et al., 1977, *Cribroperidinium* spp., *Barbatacysta-Sentusidinium* spp. Szczegółowa analiza gatunków wskaźnikowych pokazała, że badane próbki pochodzą z przedziału stratygraficznego od poziomu Divisum (najwyższy dolny kimeryd) do poziomu Klimovi (najniższy tyton).

Podobny zespół cyst Dinoflagellata opisał Poulsen (1993) z tzw. ilów stropowych, datowanych przez Kutka (1968) na poziom Mutabilis górnego kimerydu w kamieniołomie Małogoszcz. Można zatem wyrazić sugestię, że skały znajdowane pod transgresywnymi osadami cenomanu w odsłonięciu na Górze Zajęczej mogą odpowiadać stratygraficznie najwyższej części profilu w Małogoszczu lub być od niego młodsze, tyle tylko, że swym habitusem przypominały poprzednim badaczom fację astartu (patrz m.in. Czarnocki 1935), kojarzoną przez korelację z obszarem obrzeżenia Gór Świętokrzyskich z dolnym kimerydem.

Powierzchnia stropowa utworów kimerydu to wyraźna granica erozyjna, miejscami silnie zglaukonityzowana, na której leżą utwory cenomanu. Granica jest wykształcona w bardziej odpornych wapieniach organodetrytycznych, nie można jednak wykluczyć, że miejscami utwory cenomanu spoczywają na mniej odpornych marglach.



Fig. 7. Główne typy litologiczne kimerydu w kamieniołomie na Górze Zajęczej

1 – gruboławicowe, zbite wapienie muszlowcowe (organodetrytyczne),
2 – margle, 3 – cienko- i średnioławicowe wapienie organodetrytyczne



Fig. 8. Wybrane gatunki organicznych cyst Dinoflagellata z kimerydu w kamieniołomie na Górze Zajęcej

Cenoman jest reprezentowany przez półtorametrowej miąższości sekwencję (fig. 9) utworów silikoklastyczno-węglanowych, z szybko malejącym ku stropowi udziałem materiału terygenicznego. Spagową część profilu cenomanu stanowi kilkunastocentymetrowej miąższości warstwa kwarcowego zlepieńca (zlepienieć podstawowy), zawierającego fragmenty kości i zęby ryb (zarówno rekinów i chimer, jak i ryb kostnoszkieletowych). W materiale ziarnowym licznie występują konkrecje fosforytowe (Jurkiewicz & Morawiecki 1956) oraz pokruszone szczątki bezkręgowców – głównie małżów inoceramowych i ostrygowych, rzadziej belemnitów z gatunku *Neohibolites ultimus* (d’Orbigny). Powyżej skała zmienia się w margliste piaskowce glaukonitowe, bardzo szybko przechodzące w piaszczysto-glaukonitowe margle, a wyżej w margle i wapienie. Stropowa część sekwencji cenomańskiej wykazuje bulaste cementacje, reprezentujące środkową i dolną część rozbudowanego twardego dna (*incipient hardground* w klasyfikacji Kennedy’ego & Garrisona 1975). Strop utworów cenomanu jest ścięty erozyjnie; erozji uległa górna część twardego dna.

Ważna stratygraficznie makrofauna znaleziona w utworach cenomanu Zajęcej Góry jest nieliczna. Poza *N. ultimus*, wskazującym na najniższy dolny cenoman, znaleziono małża inoceramowego z gatunku *Gnesioceramus* ex gr. *crippsi* (Mantell), oraz amonita z rodziny Turrilitidae (?*Mariella*). Dwie ostatnie formy dokumentują dolny i ewentualnie niższy środkowy cenoman. A. Żychowska (zob. powołanie w Heller & Moryc 1984) rozpoznała w profilu Zajęcej Góry dwa taksony otwornic – *Trocholina elevata* Paalzow oraz *Rotalipora* sp.

Turon rozpoczyna seria 8–9-metrowej miąższości cienkoławicowych organodetrytycznych wapieni inoceramowo-otwornicowych (*inoceramity* według klasyfikacji Hattina 1962), miejscami skośnie warstwowanych, datowanych na wyższy dolny/ niższy środkowy turon (na podstawie otwornic – prof. Ludmila F. Kopaevich, Uniwersytet Moskiewski). Wapienie turonu leżą z wyraźną niezgodnością na utworach cenomanu. Z niezgodnością tą jest zatem związana ogromna luka stratygraficzna; brakuje całego profilu górnego oraz co najmniej większej części środkowego cenomanu, a także dolnego turonu.

W górę profilu inoceramity przechodzą stopniowo w opoki z przeławiczeniami (ze zmiennym udziałem) wapieni organodetrytycznych i margli. Wiele z warstw wapieni wykazuje wyraźne warstwowanie skośne, z kierunkami transportu konsekwentnie ku północy. W latach ubiegłych, w czasie trwającej eksploatacji w kamieniołomie, w profilu dolnego koniak były widoczne warstwy wapieni krynowidowych o miąższości do 10 cm. Cała sekwencja opok z przewarstwieniami wapieni jest datowana na (?środkowy) górny turon oraz dolny koniak; najmłodsze udokumentowane utwory reprezentują poziom inoceramowy *Cremnoceramus deformis deformis* wyższej części dolnego koniak. Granicę turon–koniak wyznacza masowe nagromadzenie inoceramów z podgatunku *Cremnoceramus deformis erectus* (Meek), dokumentujące zdarzenie inoceramowe *erectus* I (zob. Walaszczyk 1992), wskaźnikowe dla spagu koniak (Walaszczyk & Wood 1998).

Cechą charakterystyczną opok turonu i dolnego koniak występujących w kamieniołomie są poziomy wczesnodiagenetycznych krzemieni oraz czertów, szczególnie obfite na pograniczu pięter. Występują zarówno warstwowe, masywne poziomy, jak i poziomy konkrecyjne. W spagu profilu koniak stwierdzono poziomy czertów płytowych, a w profilu środkowego (?najniższego górnego) turonu – miąższy poziom bentonitu. W całej sekwencji jest obecny szereg minerałów hydrotermalnych, ?współczesnych do czasu jej powstawania (Migaszewski i in. 1987), sugerujących obecność gorących wypływów na dnie basenu kredowego.

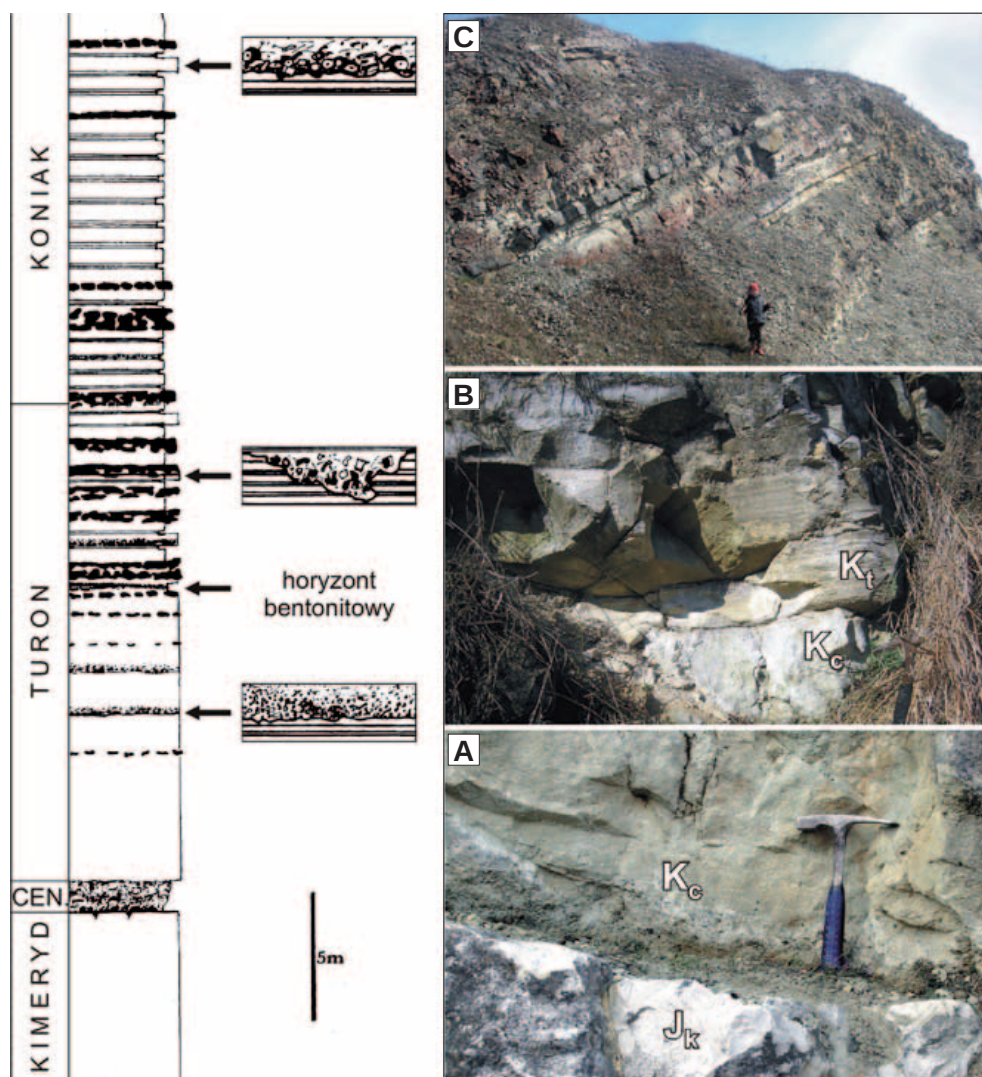


Fig. 9. Wykształcenie utworów kredy w kamieniołomie na Górze Zajączkiej (wg Walaszczyka 1992)

A. Powierzchnia niezgodności na kontakcie kimerydu i cenomanu; w spągu cenomanu widoczna ławica zlepieńca. **B.** Granica cenomanu i turonu podkreślona wyraźną zmianą w litologii utworów. **C.** Zapadające ku północy utwory górnego turonu i dolnego koniak z grubymi poziomymi czarnymi krzemieniami

Na utworach piętra laramijskiego występuje wyraźna powierzchnia niezgodności kątowej. W kamieniołomie na Górze Zajączkiej przyjmuje ona postać rozległej bruzdy o głębokości około 10 m, wypreparowanej wzdłuż wychodni skał cenomanu oraz turonu i wypełnionej osadami badenu (Radwański 1969). Głazowisko klifowe, z którego jest znane stanowisko na Górze Zajączkiej, stanowi właśnie większość wypełnienia tej bruzdy.

Materiał skalny składający się na głazowisko charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem. Dotyczy to zarówno wielkości składników, która waha się od kilkudziesięciu centymetrów średnicy po najdrobniejsze ziarna o rozmiarach milimetrycznych (składające się na masę wypełniającą między większymi klastami), jak i ich składu petrograficznego. Wiodącą rolę odgrywają w nim otoczaki skał turonu, szczególnie łatwo identyfikowane przez obecność czarnych krzemieni. Niemal równie często występują wapienie organodetrytyczne kimerydu, znacznie rzadziej zaś cenomańskie piaskowce glaukonitowe. Wszystkie te typy litologiczne reprezentują skały podłoża miocenu odsłaniające się w kamieniołomie. Oprócz nich stosunkowo częste są również otoczaki białych i kremowych wapieni pelitowych, niepodobnych do żadnego z wydzieliń mezozoiku obecnych w wyrobisku.

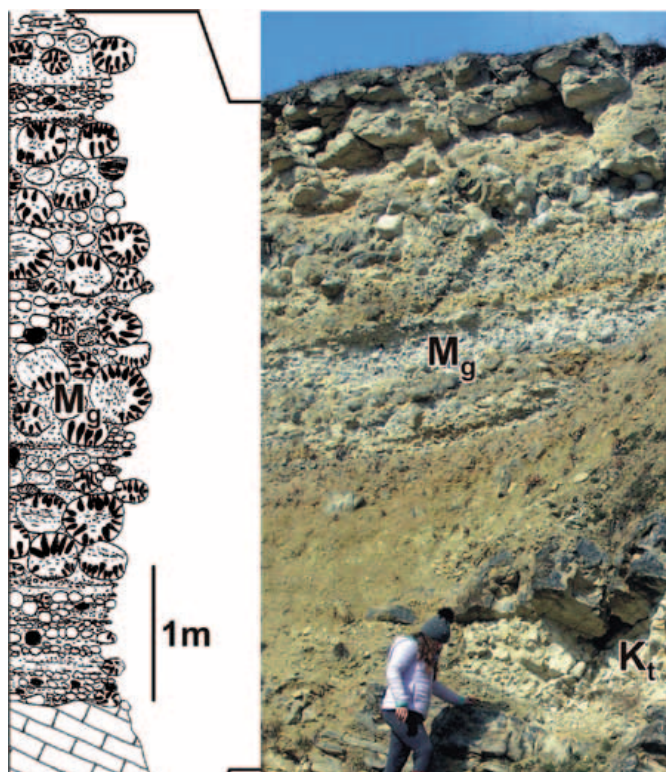


Fig. 10. Schematyczny profil głównej części głązowiska, ukazujący wyraźną niezgodność kątową pomiędzy utworami mezozoiku (tu: turon) i badenu (wg Radwańskiego & Górki 2012, zmienione)

dna morskiego był znoszony do wyerodowanej w obrębie wychodni utworów cenomanu i turonu bruzdy i tam ulegał depozycji. Zanim jednak do tego doszło, poszczególne głązy przechodziły cykl długotrwałej, wieloetapowej obróbki w warunkach intensywnego falowania u podnóża klifu. Świadczy o tym znaczny stopień obtoczenia niemal wszystkich klastów, widoczny nawet w przypadku bardziej odpornych klastów skał krzemionkowych turonu. Na wieloetapowość procesów abrazyjnych wskazuje występowanie na powierzchniach głązów silnie zabradowanych pozostałości wielu generacji drażeń rozmaitych skałotoczy. Do drażenia przez skałotocze mogło dochodzić tylko w sytuacji, gdy poszczególne głązy spoczywały spokojnie na dnie morskim. Obecność głązów i otoczków z kilkoma generacjami drażeń w różnym stanie zabradowania (fig. 11), występowanie klastów z drażeniami na całej powierzchni oraz takich, na których drażenia są obecne tylko na jednej powierzchni (fig. 11), a także całkowicie pozbawionych drażeń pozwala odtworzyć zmienność losów niemal każdego z klastów. Niezależnie od tej zmienności wszystkie klasty zostały ostatecznie złożone w głązowisku na przedpolu klifu.

Omawiane głązowisko może zarazem wskazywać na warunki, jakie panowały na dnie morskim w czasie wczesnobadeńskiej transgresji. Na zespół bentosu zamieszkujący skaliste dno składały się liczne grupy organizmów, co niewątpliwie świadczy o pełnomorskim chemizmie zbiornika. Zarazem jednak skład faunistyczny był ograniczony do grup organizmów tolerujących środowisko o ekstremalnie wysokiej hydrodynamicie, a więc w praktyce do skałotoczy i organizmów inkrustujących. Obecność licznych drażeń rozmaitych skałotoczy jest typowa dla skalistych wybrzeży; nie inaczej wygląda sytuacja w Skotnikach Małych, gdzie dominują drażenia małżów z rodzajów *Lithophaga*, *Aspidopholas*, *Gastropoda* (ślady z ichnorodza *Gastrochaenolites*). Oprócz małżów wśród skałotoczy znajdują się też gąbki i wieloszczety (patrz fig. 10–12).

Nie tylko skałotocze, lecz także inne organizmy wykorzystywały głązy jako swoje siedlisko, pozostawiając bądź rozmaite naskorupienia (krasnorosty *Lithothamnium* i liczne mszywioly), bądź nadtrawienia, utworzone w celu trwalszego umocowania swoich skorup (wieloszczety, ślimaki *Vermetus*).

W obrębie głązowiska napotykamy stosunkowo częste przewarstwienia litotamniowych wapieni organodetrytycznych, reprezentujących typ litologiczny określany jako wapień pińczowski.

W niektórych partiach profilu gruboławicowe wapień pińczowski dominują, ale w ich składzie dalej jeszcze zaznacza się domieszka skał podłoża (głównie ostrokrawędziste okruchy krzemieni). Leżąca na wapieniach pińczowskich ławica z głązami wieńczy tę część sukcesji, którą możemy interpretować jako osady głązowiska. Występujący powyżej, kilkumetrowej miąższości kompleks lekko marglistych wapieni litotamniowych, charakteryzuje się obecnością już nie pokruszonych rodoidów i zamyka profil badenu na Górze Zajęcej.

Analiza składu litologicznego głązowiska pozwala na przybliżone określenie lokalizacji domniemanego klifu, który stanowił źródło materiału skalnego. Obecność w materiale głązowiska jasnych wapieni pelitowych, niewystępujących w odsłonięciu a reprezentujących zapewne starsze ogniwa litologiczne jury górnej, każe szukać klifu w odległości do kilkuset metrów na południe (Radwański 1969). Materiał skalny pochodzący zarówno ze ścian klifu, jak i z

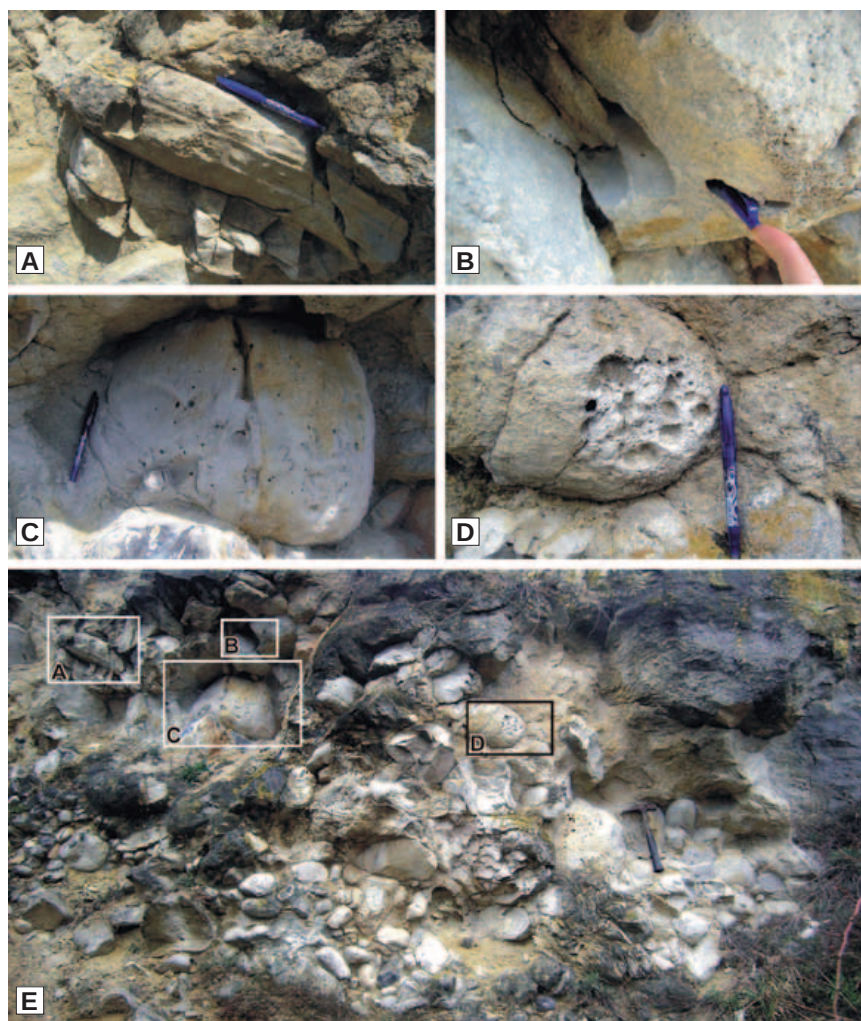


Fig. 11. Charakterystyczne elementy występujące w glazowisku klifowym w kamieniołomie na Górze Zajęczej

- A.** Dobrze obtoczony fragment ławicy skały węglanowej z podłoża miocenu (prawdopodobnie wapień turonu).
B. Kilkunastocentymetrowej głębokości drążenia małżów z rodzaju *Lithophaga*, widoczne także systemy drążenia gąbek z rodzaju *Cliona*. **C.** Dobrze obtoczony, znacznych rozmiarów głaz pokryty nielicznymi drążeniami.
D. Intensywnie podrażony głaz, widocznych jest wiele generacji drążen skalotoczy

Głazy te były zatem siedliskiem bogatego życia, a drążenia, które nieraz były zasiedlane przez wiele generacji form inkrustujących (np. mszywiolów – patrz: Małecki 1966), stawały się także kryjówką dla drobnych form wolnożyjących (np. otwornic *Amphistegina*). Cały ten bogaty świat organiczny ulegał okresowemu niszczeniu, gdy materiał glazowy był wymiatany sprzed klifu i składany na jego niezbyt odległym przedpolu. Sam klif jest niedostępny do obserwacji – nie udało się stwierdzić, czy w miarę postępu transgresji został przykryty młodszymi osadami miocenu czy też całkowicie uległ abrazyj; glazowisko w Skotnikach Małych stanowi jedyną po nim pozostałość.

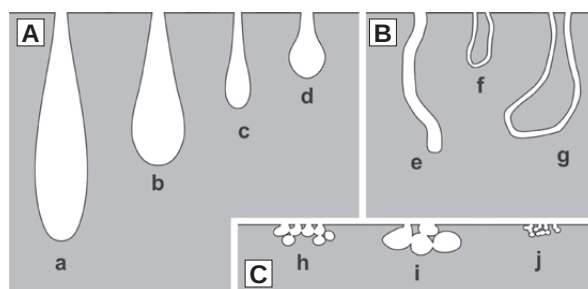


Fig. 12. Drążenia skalotoczy z glazowiska na Górze Zajęczej

- A. Małże:** a – *Lithophaga lithophaga*, b – *Aspidopholas rugosa*, c – *Gastrochaena* sp., d – *Jouannetia semicaudata*. **B. Wieloszczety:** e – *Potamilla reniformis*, f – *Polydora ciliata*, g – *Polydora hoplura*. **C. Gąbki:** h – *Cliona vastifica*, i – *Cliona celata*, j – *Cliothisa* sp.

STANOWISKO 2. GACKI

Odsłonięcie uskoku oraz wielokrystalicznych gipsów szklicowych i szablanych, największy kryształ gipsu

Maciej BĄBEL

Między Krzyżanowicami na północy a Zagością na południu, na odcinku ok. 7 km, wschodnie zbocze doliny Nidy stanowi malownicza skarpa, dająca doskonały wgląd w budowę geologiczną tej okolicy. Profil skarpy był od dawna wielokrotnie badany (m.in. Siemiradzki 1909; Czarnocki 1935; Alexandrowicz 1967). Gipsy budują górną część skarpy, która ma charakter progu strukturalnego bądź kuesty o wysokości 15–35 m. U dołu, poniżej gipsów, znajdują się morskie badeńskie margle, leżące z luką erozyjną na marglach i opokach kredy datowanych na kampan. Margle badeńskie osiągają ok. 19 m miąższości w Krzyżanowicach i cienieją do 0 m ku południowemu wschodowi, gdzie w odsłonięciu w przekopie drogi Zagość–Winiary, ok. 5,5 km od Krzyżanowic, gipsy leżą wprost na odsłoniętych utworach kredy (fig. 3 i 13, Czarnocki 1935; Bąbel i in. 2015).

Stanowisko nr 2 znajduje się na opisanej skarpie, na północ od miejscowości Gacki, w przekopie drogi przy dawnym wjeździe do nieczynnego kamieniołomu Gacki, którego wyrobisko zostało zrehabilitowane i przekształcone w zbiorniki wodne (szare na fig. 13). Profil odsłania się w urwistym zboczu wzgórza, po północnej stronie przekopu. Odkrywka jest pomnikiem przyrody nieożywionej i jest wyjątkowo bogata w różnorodne struktury geologiczne, zaś dostępny tu profil pozostaje jednym z najlepiej zbadanych na Pomorzu (patrz: literatura w Bąbel i in. 2013). Odsłania się tu spągowa część gipsów. Osady badenu są przecięte przez pionowy uskok (fig. 14A). Jego wschodnie, wyniesione skrzydło stanowią badeńskie margle morskie, leżące pod warstwą gipsów szklicowych, które budują wierzchołek wzgórza. Margle leżące pod gipsami zostały uznane za formację ze Skawiny (Dudziak & Łuczowska 1992). Osiągają one ok. 15 m miąższości, ale w odsłonięciu jest widoczna tylko ich najwyższa, kilkumetrowa część. Margle leżą na zerodowanych utworach kredy – kampanu, które odsłaniały się kiedyś przy szosie Bogucice–Gacki, 300–350 m na południowy wschód od chronionego stanowiska (fig. 13,

Alexandrowicz & Parachoniak 1956; Alexandrowicz 1967; Łyczewska 1972). Podobnie jak w pobliskiej Woli Zagojskiej (fig. 3 i 13, Czarnocki 1935) w spągu utworów badenu znajdowano tu otoczaki skał kredowych z drażnieniami skałotoczy (M. Bąbel, materiały niepublikowane), charakterystyczne dla utworów litoalnych transgresji badeńskiej (jak w poprzednim odsłonięciu na Zajęcej Górze, patrz: stanowisko 1). W marglach z omawianego odsłonięcia występują liczne otwornice (Alexandrowicz w: Alexandrowicz & Parachoniak 1956; Osmólski i in. 1978), na których podstawie rozpoznano tu dwa regionalne poziomy biostratygraficzne badenu „podewaporatowego”: starszy *Orbulina suturalis* i młodszy *Uvigerina costai* (Dudziak & Łuczowska 1992; Gonera i in. 2014). Młodszy poziom *Uvigerina costai* obejmuje położony bezpośrednio pod gipsami interwał profilu o miąższości ok. 10 m, starszy poziom występuje poniżej. Poziom *Uvigerina costai* udokumentowano pod gipsami również w sąsiednim kamieniołomie Leszcze (Peryt 2013).

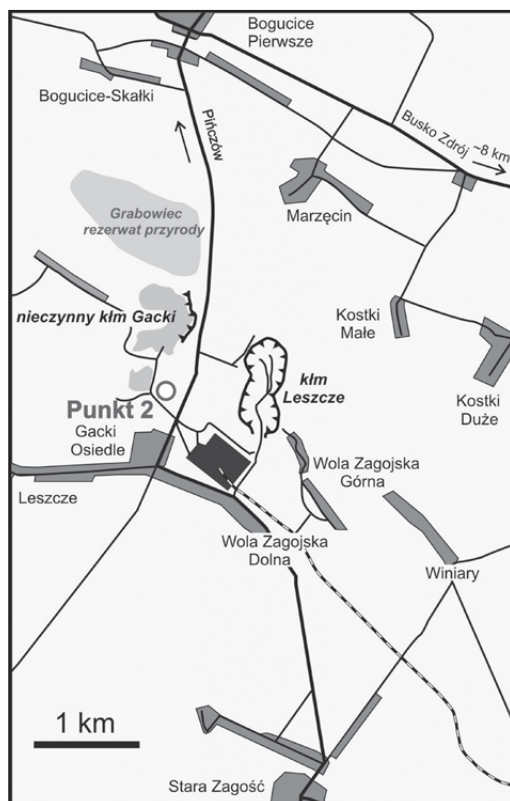


Fig. 13. Mapa lokalizacyjna stanowiska w Gackach (punkt 2), według Bąbla i in. (2015 – fig. 6)

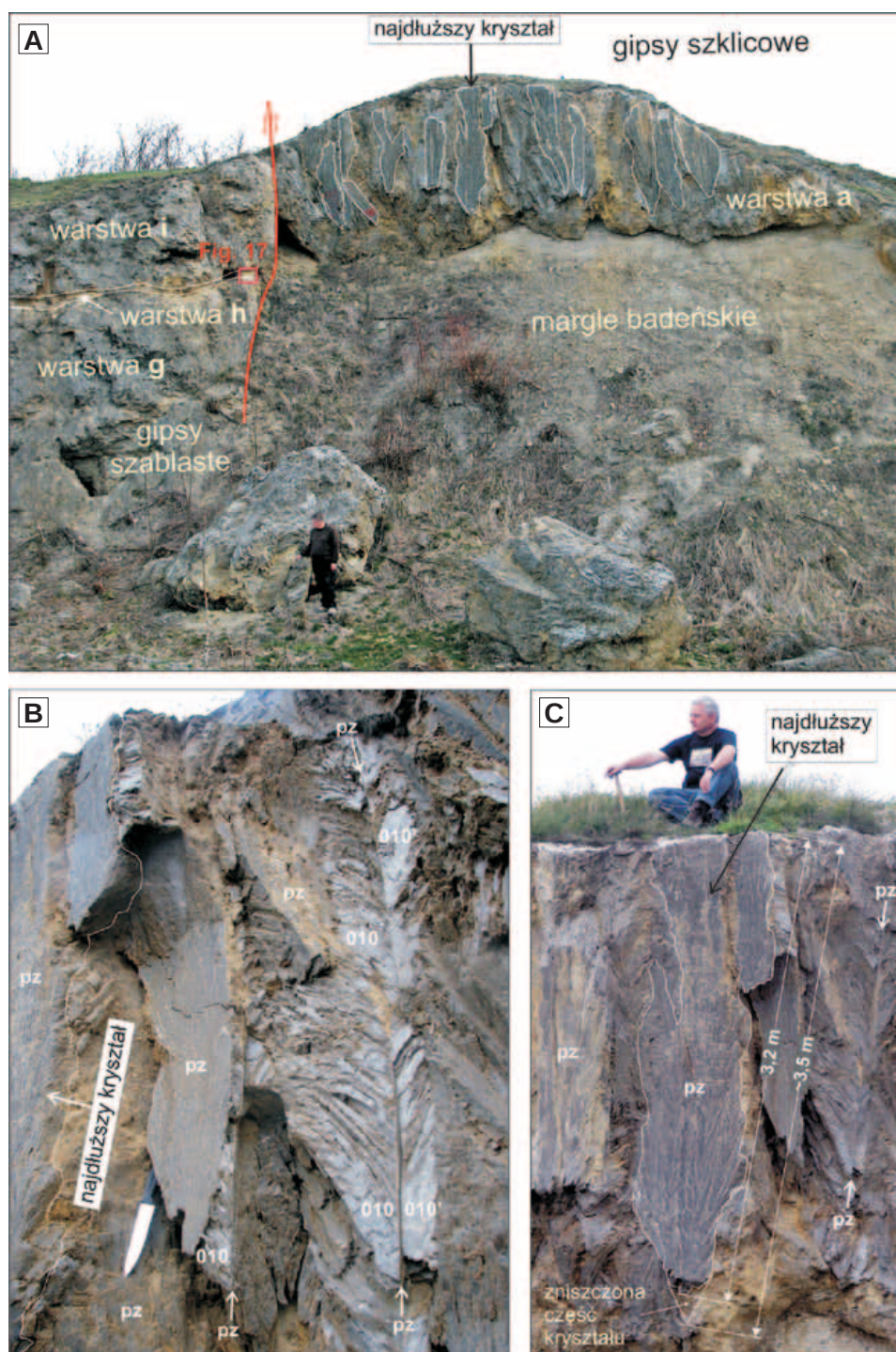


Fig. 14. Odsłonięcie w Gackach (stanowisko 2), według Bąbła i in. (2010, 2015)

A. Widok odkrywki, kwiecień 2015 r., gigantyczne kryształy w gipsach szklicowych są obrysowane na białą, czerwony prostokąt – szczegół pokazany na figurze 17. **B–C.** Gipsy szklicowe z największym kryształem gipsu, opisano powierzchnie doskonalej łupliwości 010 i płaskie powierzchnie zrastania się kryształów (pz; por. z fig. 15B)

W leżących pod gipsami marglach badeńskich występują liczne szczątki małżów, przede wszystkim ostryg oraz przegrzebków. Często pojawia się glaukonit. W odsłonięciu rozpoznano kilka cienkich warstewek popiołów wulkanicznych (tufitów), z których najwyższa leży ok. 4 m poniżej spągu gipsów (Alexandrowicz & Parachoniak 1956; Dudek & Bukowski 2004). W odkrywce prowadzono badania nanoplanktonu wapiennego. Na podstawie trzech próbek stwierdzono, że dolna część badeńskich margli reprezentuje standardowy neogeński poziom nanoplanktonowy NN5 (*Sphenolithus heteromorphus* Zone).

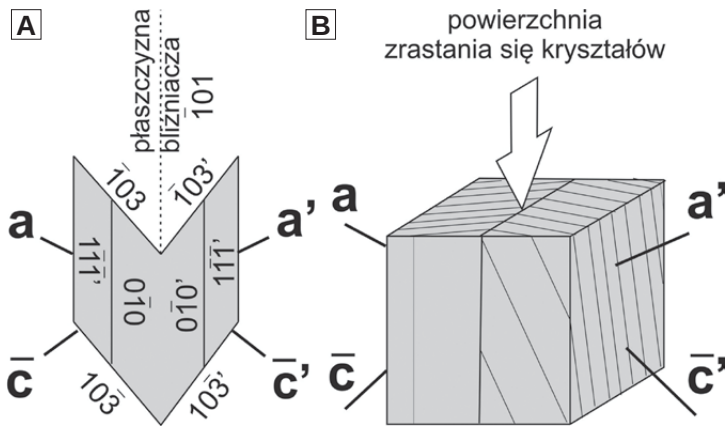


Fig. 15. Orientacja kryształów gipsu w bliźniakach i zrostach z gipsów szklicowych

a, b, c – osie krystalograficzne. **A.** Przykład bliźniaka gipsu wg $\bar{1}01$, ściany 010 i płaszczyzny doskonałej łupliwości 010 leżą w płaszczyźnie rysunku. **B.** Typowa, najczęstsza orientacja kryształów w zrostach z gipsów szklicowych, szrafura przedstawia położenie płaszczyzn łupliwości 010

Rozpoznano go w dwóch próbkach pobranych poniżej wkładek tufitowych w marglach, ponad 10 m poniżej spągu gipsów (Dudziak & Łuczowska 1992). Opisane skamieniałości występujące w marglach badęńskich pod gipsami świadczą o tym, że sedymentację ewaporatów poprzedzały morskie warunki depozycji.

W odsłonięciu są widoczne dwie główne facje gipsów selenitowych: gipsy szklicowe po wschodniej i szablaste po zachodniej stronie uskoku (fig. 14A). Gipsy szklicowe są zbudowane z palisadowo ustawionych kryształów, które tworzą zrosty podobne do zbliźniaczeń (fig. 15). Kreutz (1925) pierwszy zwrócił uwagę na nietypową budowę krystalograficzną tych form, zaś Wala (1979, s. 16) jednoznacznie stwierdził, że nie są to bliźniaki gipsu. Dalsze badania i szczegółowe pomiary krystalograficzne ujawniły, że kryształy w obrębie zrostu nie są względem siebie symetryczne i ta cecha różni zrosty od wszelkich znanych zbliźniaczeń (fig. 15; Bąbel 1984, 1987, 1991). Zrosty są osobliwością krystalograficzną znaną do tej pory wyłącznie z badenu zapadliska przedkarpackiego. Osobliwością są także ich gigantyczne rozmiary, które przez niektórych dawnych badaczy były szacowane nawet na 4 m i więcej (patrz: Bąbel 2002a). W okolicy Gacek są spotykane kryształy o wyjątkowo dużych rozmiarach często przekraczających 1,5 m. Spektakularna palisada kryształów o długości 1–2 m jest widoczna w najwyższej części odsłonięcia (fig. 14A). Obryw bloku skalnego, który zdarzył się kilka lat temu, odsłonił kryształ o długości 3,2 m. Kryształ ten jest częściowo uszkodzony, jednak jego pierwotny kształt można odtworzyć i oszacować, że miał on długość ok. 3,5 m (fig. 14B i C, Bąbel i in. 2010). Jest on jednym z dwu największych udokumentowanych kryształów naturalnych występujących obecnie na terenie Polski. Drugi kryształ o podobnych rozmiarach odsłania się w obrębie gipsów szklicowych w pobliskich Bogucicach-Skałkach (fig. 3 i 13, Bąbel 2002a). Kryształy te zbliżają się rozmiarami do największych rozpoznanych do tej pory na świecie kryształów naturalnych. Za największy okaz gipsu uchodzi dziś kryształ z Naica w Meksyku o długości 11,4 m (Badino i in. 2009; Brocx & Semeniuk 2010), zaś za największy okaz minerału – nieistniejący już kryształ berylu z Malakialina na Madagaskarze o długości 18 m (Rickwood 1981; Bąbel 2002a).

Widoczne w odkrywce wielkie kryształy mają dostrzegalną makroskopowo budowę blokową (mozaikową) i są zbudowane z mniejszych odrębnych części – subkryształów lub ich agregatów, między którymi często występują duże pierwotne przestrzenie porowe (fig. 16B i C). Świadczą one o szkieletowej budowie zrostów. Agregaty subkryształów układają się jeden nad drugim, przypominając wygięte gałęzie drzewa, odrastające skośnie ku górze, w przeciwne strony od środkowej części zrostu, gdzie wzdłuż wyraźnej płaskiej powierzchni oddzielności (która jest powierzchnią zrastania się kryształów, ang. *composition surface*) stykają się oba kryształy (fig. 14B i C, 15B, 16). Zrosty narastały wprost na dnie basenu na podobieństwo szczotki krystalicznej, a ich blokowa i szkieletowa budowa oraz rozmiary powodują, że warstwa gipsów szklicowych wydaje się „lasem” rosnących kryształów. Podobnie jak między sąsiednimi drzewami, między zrostami kryształów są widoczne charakterystyczne granice utworzone przez narastające ku sobie i zazębiające się „gałęzie” subkryształów (fig. 16A i B). Taki kształt kontaktu kryształów świadczy o ich równoczesnym, współzawodniczącym wzroście ku górze (ang. *competitive growth*) (Bąbel 1987).

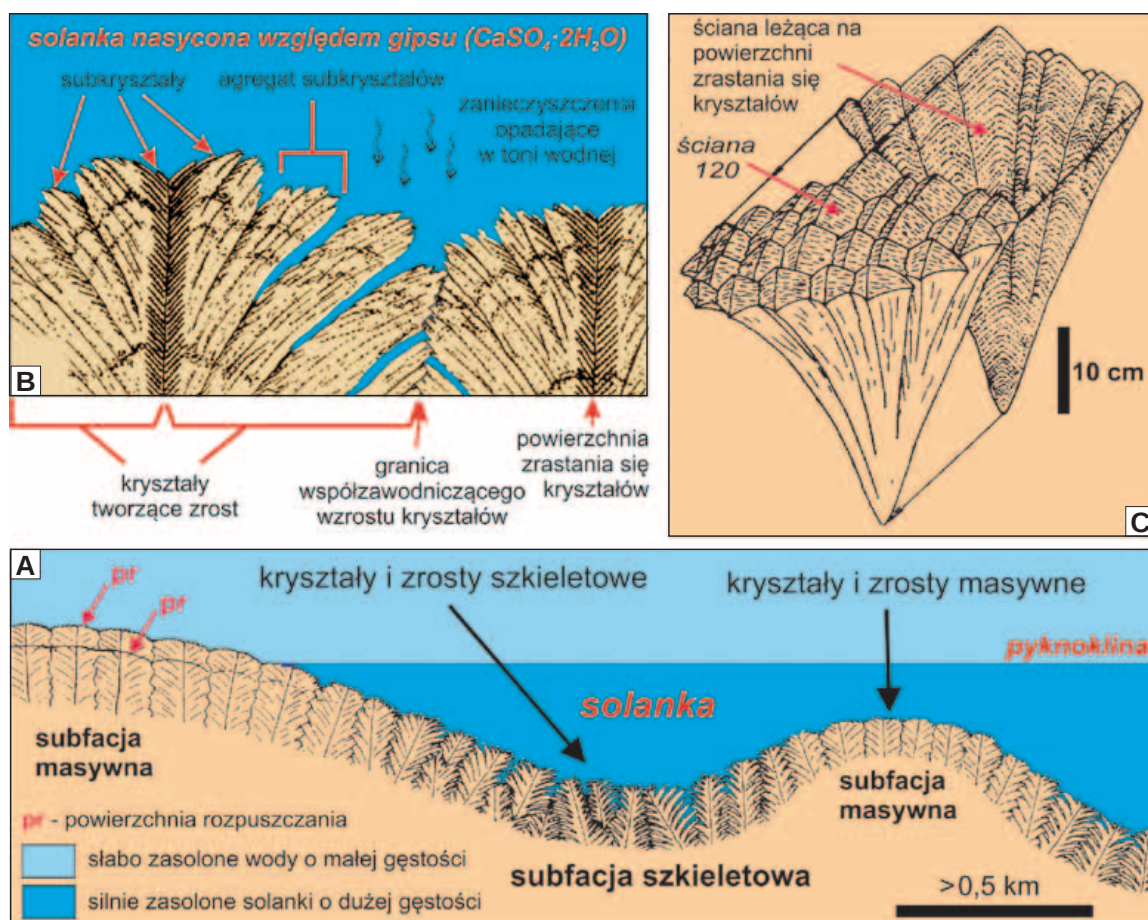


Fig. 16. Środowisko sedimentacji gipsów szklicowych oraz morfologia gigantycznych zrostów gipsu

A. Rekonstrukcja środowiska depozycji gipsów szklicowych o budowie palisadowej i ich subfacji masywnej oraz szkieletowej. B. Sposób wzrostu kryształów i zrostów w subfacji szkieletowej gipsów szklicowych. C. Wyidealizowana rekonstrukcja morfologii kryształów w subfacji masywnej gipsów szklicowych



Fig. 17. Selenitowy stożek zalążkowy utworzony przez kryształy szablaste (s), szczególnie odsłonięcia (zdjęcie wykonane 17.10.2009 r.)

W spągu gipsów szklicowych występują guzowate wypukłości, które są strukturami obciążeniowymi wywołanymi przez pogrążanie rosnących kryształów (fig. 14A, Bąbel 1987). Kryształy narastały na miękkim mulistym podłożu nierównomiernie; nie tworzyły ciągłych pokryw, lecz pojedyncze odosobnione zrosty, ich agregaty, albo plackowate skupienia. Podczas wzrostu formy te przybierały na wadze i powoli grzęzły w marglistym ile, który był wyciskany na boki i ku górze w przestrzenie między nimi. Podobne formy, lecz o wyraźniej stożkowych kształtach, nazywano selenitowymi stożkami załączkowymi (ang. *selenite nucleation cones*, Dronkert 1985). Świadczą one o pierwotnej genezie kryształów gipsu.

Gipsy szklicowe tworzyły się w bardzo rozległym i stosunkowo płytkim basenie, o głębokości od kilku do kilkunastu metrów, pod stałym przykryciem wód przesyconych siarczanami wapnia. Solanki były rozwarstwione gęstościowo, zaś kryształy narastały poniżej pyknokliny (granicy warstw o różnej gęstości, fig. 16A), w warunkach stabilnego i stosunkowo niewielkiego przesylenia względem siarczanów wapnia (Bąbel 1996). Warunki takie sprzyjały ciągłemu syntaksjalnemu wzrostowi kryształów. Najprawdopodobniej obecne w wodzie związki organiczne miały decydujący wpływ na rozwój osobliwej morfologii kryształów i zrostów (Bąbel 1991). Facje szkieletowe (fig. 16A i B) krystalizowały w głębszych, słabiej natlenionych częściach basenu, a także tam, gdzie z lądu były znoszone zawiesiny ilaste (Bąbel 1999a, b). Facje masywne (fig. 16A i C) tworzyły się w płytszych i stosunkowo czystszych wodach.

Widoczne po zachodniej stronie uskoku gipsy szablaste są grubo uławiczone. W obrębie tych gipsów występuje cienka warstwa osadu klastycznego oznaczona jako **h** (fig. 14A, Wala 1962), mająca duże znaczenie stratygraficzne (Bąbel 2005; Peryt 2006). W spągu leżącej wyżej warstwy **i** są widoczne stożki załączkowe, utworzone przez pogrążanie rosnących kryształów szablastych w miękkim podłożu (fig. 17, Bąbel 1986). W odsłonięciu kryształy szablaste są zwrócone wierzchołkami w podobną stronę – przeważnie ku północy i wschodowi. Orientacja taka jest wskaźnikiem paleoprądów – wierzchołki kryształów są zwrócone w stronę podprądową (Bąbel 1986). Cecha ta oraz wykształcenie gipsów szablastych będą lepiej widoczne w następnym odsłonięciu w Siesławicach.

W pobliżu omawianej odkrywki, kilkadziesiąt metrów na zachód znajduje się jaskinia krasowa w gipsach jednostki selenitowej, zwana Jaskinią w Krzyżanowicach Górnej, która jest również pomnikiem przyrody nieożywionej (Urban i in. 2015). Jaskinia jest dostępna do zwiedzania.

STANOWISKO 3. SIESŁAWICE

Gipsy szablaste

Maciej BĄBEL

W będących dziś pomnikiem przyrody nieożywionej nieczynnych kamieniołomach odsłania się górna część jednostki selenitowej i przejście do leżących wyżej gipsów mikrokrystalicznych (warstwy od **f** do **k**, fig. 4, 18). Najlepsze odsłonięcie to eksponowana ku wschodowi, kilkumetrowej wysokości ściana skalna, ciągnąca się na odcinku ok. 120 m i leżąca poniżej wschodniej krawędzi drogi Siesławice–Skorocice. Powierzchnia ściany pokrywa się z orientacją większości szablastych kryształów gipsu, których wierzchołki w Siesławicach są zwrócone w bardzo wąskim zakresie azymutów ku NE (fig. 20C). Dlatego szablaste kryształy i ich zgodne ukierunkowanie są w tej odkrywcze wyjątkowo dobrze widoczne (fig. 20A).

Występująca w południowej części odsłonięcia wyraźna, najgrubsza warstwa klastycznego osadu gipsowo-ilasto-marglistego, leżąca w obrębie gipsów szablastych, jest warstwą **h** (fig. 19A). Rozdziela ona profil na dwie części. Poniżej, w warstwie **g**, występują gipsy szablaste reprezentujące subfację z względnie płaskimi powierzchniami warstwowania – jest to subfacja zbudowana z ciągłych warstw selenitu, w której kryształy narastały równomiernie na całej powierzchni dna. Powyżej warstwy **h**, w warstwie **i**, występuje subfacja z falistymi powierzchniami warstwowania, zbudowana z osobnych skupień kryształów (przypominających selenitowe stożki załączkowe), leżących w obrębie gipsu drobnokrystalicznego. W subfacji tej kryształy szablaste narastały w sposób izolowany, wraz z depozycją drobnokrystalicznego gipsu. Widoczne w warstwie **g** płaskie nieciągłości międzylawicowe są najczęściej powierzchniami syngedymencyjnego rozpuszczania i erozji. Niektóre z nich są pokryte warstewkami klastycznego, drobnziarnistego gipsu (piaskowca gipsowego) z uziarnieniem frakcyjnym. W całym odsłonięciu częste są kompakcyjne pęknięcia i złamania szablastych kryształów gipsu, świadczące o ich pierwotnej genezie (fig. 20B), a także kompakcyjne deformacje osadu (w otoczeniu stożków załączkowych w warstwie **i**).

W spągu warstwy **i** jest widoczna rzadko spotykana struktura sedymentacyjna. Dwie wydłużone, walcokształtne, puste przestrzenie porowe są otoczone przez radialnie narastające kryształy gipsu, które tworzą powyżej wypukłą kopułową formę (fig. 19A i B). Owe pustki to odlewy znajdujących się tam wcześniej pni lub konarów drzewa. Drzewo zostało zapewne przyniesione z ładu podczas powodzi i dryfowało w basenie ewaporacyjnym do czasu „zakotwiczenia” na dnie (fig. 19C). Następnie stało się ono podłożem dla narastających kryształów gipsu, a potem uległo degradacji podczas diagenety. Kryształy narastały wokół pnia zarówno ku górze, jak ku dołowi, bowiem pień znajdował się nieco ponad dnem (fig. 19C, D). Najprawdopodobniej był on otoczony koroną gałęzi, które opierały się o podłoże i unosiły pień ku górze. Podobne struktury kopułowe z odlewami pni i gałęzi drzew w częściach wewnętrznych znaleziono w kamieniołomie gipsów w Borkowie (Bąbel 2007 – fig. 1).

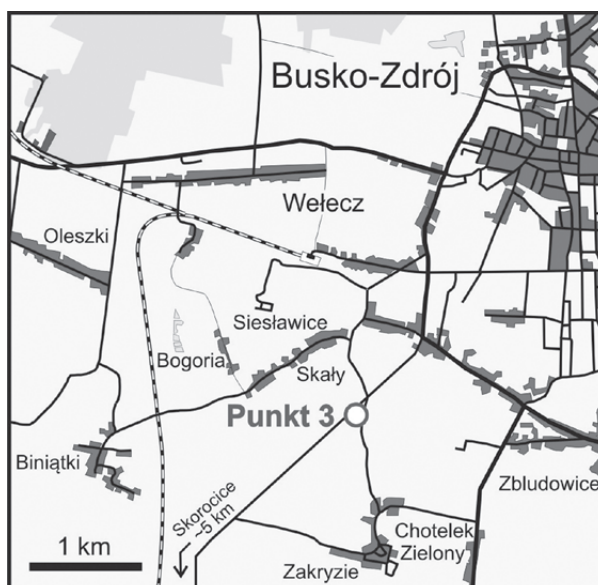


Fig. 18. Mapa lokalizacyjna stanowiska w Siesławicach (stanowisko 3) (wg Bąbla i in. 2015 – fig. 10)

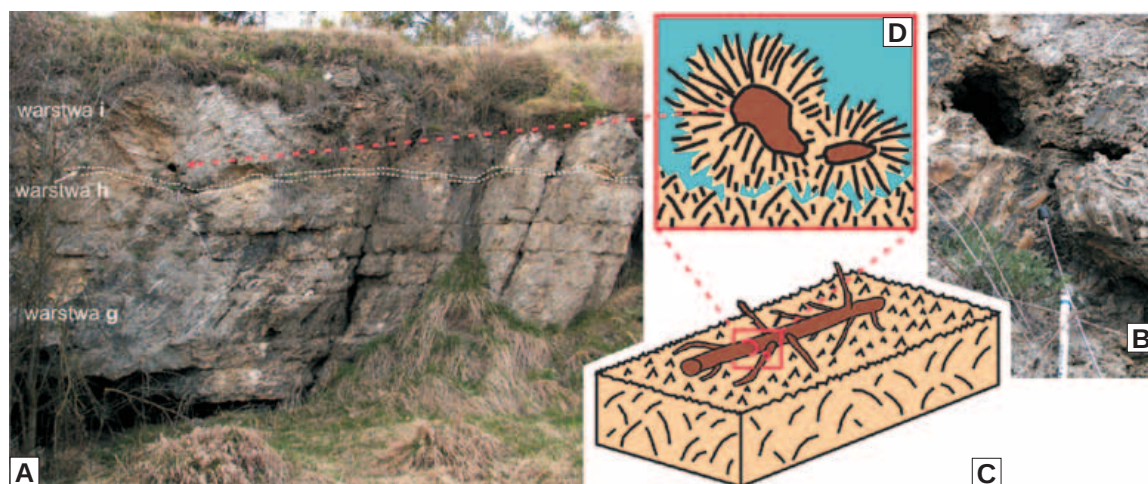


Fig. 19. Ślad pnia drzewa w gipsach szablastych w nieczynnym kamieniołomie w Siesławicach (wg Bąbła i in. 2015)

A. Odlew pnia drzewa (wskazany czerwoną strzałką) porośnięty przez kryształy gipsu tworzące strukturę kopułową w warstwie *i*, oznaczenia warstw wg Wali (1980). **B.** Szczegół figury A. **C.** Sposób depozycji dryfującego pnia drzewa na dnie basenu. **D.** Sposób inkrustacji drzewa przez narastające na nim kryształy gipsu

Zgodna, uporządkowana orientacja szablastych kryształów gipsu (fig. 19A, 20A i B) może być wyjaśniona jako efekt współzawodniczącego wzrostu kryształów (ang. *competitive growth*), zwanego również selekcją geometryczną (ros. *geometricheskij otbor*), zmodyfikowanego przez ich przyspieszony rozwój w stronę doprądową (fig. 20E; Bąbel 1996; Rodriguez-Navarro & Garcia-Ruiz 2000). Kryształy rozpoczynały wzrost jako drobne, niewidoczne makroskopowo, narastające na podłożu bliźniaki gipsu wg 100 (a na fig. 20G). Na tym etapie zachodziła najwcześniejsza selekcja, która eliminowała niekorzystnie zorientowane kryształy (takie jak b na fig. 20G) z dalszego wzrostu. Kryształy szablaste tworzyły się z korzystnie zorientowanych zarodków bliźniaczych (c–d na fig. 20G). Kryształy te rozwijały się prawie wyłącznie przez przyrosty postaci słupa 120 (a na fig. 20F) lub soczewkowatych subkryształów, które pojawiały się na jego miejscu (b na fig. 20G). Wzrost ścian bocznych ($\bar{111}$ i sąsiednich) był niemal całkowicie zahamowany (fig. 20D, F i G), najprawdopodobniej przez silną selektywną adsorpcję specyficznych związków organicznych obecnych w solance. Strefy przyrostów (ang. *zoning, growth zoning*) ścian 120 są nadzwyczaj regularne (a na fig. 20F i D) co sugeruje monomiktyczny reżim hydrograficzny, czyli sezonowe mieszanie wód basenu ewaporacyjnego (fig. 20E; Petrichenko i in. 1997). W wilgotnej porze roku basen był rozwarstwiony gęstościowo i wtedy wzrost kryształów był zahamowany. Natomiast w porze suchej następowało mieszanie wód i wzrost kryształów przyspieszał wskutek intensywnej ewaporacji (Bąbel & Becker 2006). Podczas dalszego wzrostu kryształy z wierzchołkami (ścianami słupa 120) zorientowanymi podprądowo rosły szybciej i dlatego mogły przetrwać współzawodnictwo. W konsekwencji osiągały one znacznie większe rozmiary niż mniej korzystnie zorientowane kryształy sąsiednie.

Szablaste kryształy należą do tzw. kryształów skręconych (ang. *twisted crystals*). Ich zakrzywienie wynika z deformacji sieci krystalicznej i jest cechą pierwotną – cechą, która powstaje podczas wzrostu kryształów. Zakrzywienie to nie jest efektem działalności paleoprądów. Skręcenie sieci krystalicznej ostatecznie eliminowało kryształy szablaste ze współzawodnictwa o przestrzeń, gdy wierzchołek rosnącego kryształu ustawiał się coraz bardziej horyzontalnie.

Zgodna orientacja kryształów jest cechą regionalną obserwowaną w gipsach szablastych w zapadli-sku przedkarpackim od Czech po okolice Niezwisk (ukr. Nezwys'ko) na Ukrainie. Pomiary orientacji kryształów szablastych świadczą o tym, że podczas ich krystalizacji solanki płynęły w całej masie wzdłuż północnego wybrzeża basenu, ze wschodu na zachód, w kierunku odwrotnym do ruchu wskazówek zegara. Przepływ ten to najprawdopodobniej wzdłużbrzegowe cyklonalne krążenie wód w basenie ewaporacyjnym (typowe dla półkuli północnej), podobne do obserwowanego współcześnie w większości wielkich jezior i półzamkniętych basenów półkuli północnej (Bąbel & Becker 2006 z literaturą;

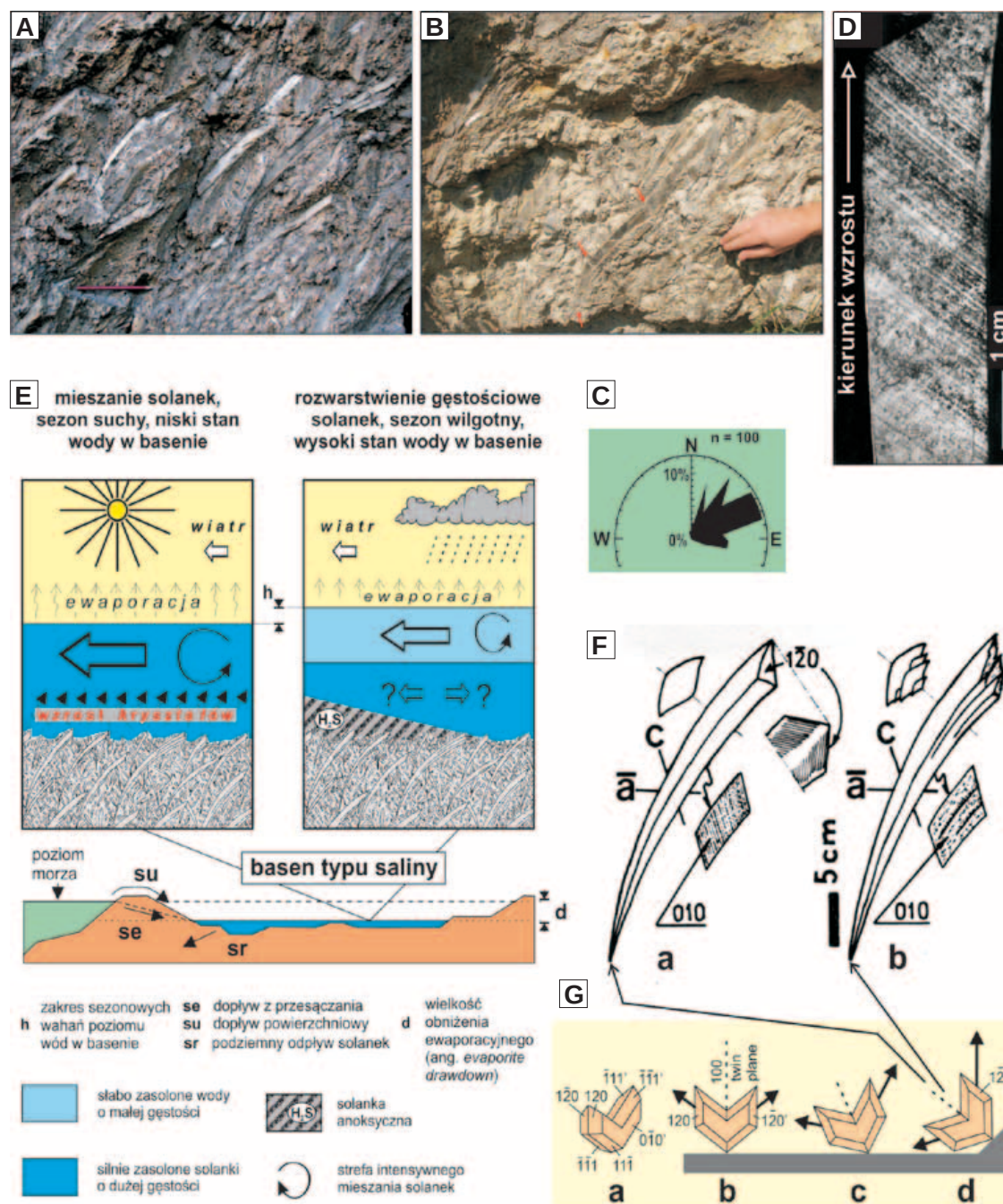


Fig. 20. Gipsy szablaste w nieczynnym kamieniołomie w Siesławicach (wg Bąbła i in. 2015)

A. Gipsy szablaste ze zgodnie zorientowanymi kryształami, warstwa g. **B.** Zgodnie zorientowane kryształy szablaste z kompaktowymi złamaniami (wskazanymi czerwonymi strzałkami, fot. Stefano Lugli). **C.** Diagram rozetowy pokazujący orientację wierzchołków szablastych kryształów w warstwach g oraz i, n – liczba pomiarów. **D.** Strefy wzrostu utworzone przez rozwój słupa 120 budującego wierzchołek kryształu, widoczne na powierzchniach łupliwości 010 w świetle przechodzącym. **E.** Interpretacja środowiska sedymentacji i struktury kolumny solanek podczas kierunkowego wzrostu kryształów szablastych (wg Bąbel & Becker 2006, zmienione). **F.** Morfologia kryształów szablastych rozwijających się przez przyrosty słupa 120 (a) i soczewkowatych subkryształów (b), zauważ różne struktury wzrostu widoczne na powierzchni doskonałej łupliwości 010. **G.** Przykład bliźniaka gipsu wg 100 tworzącego zarodek kryształu szablastego (a), b–d – zarodki bliźniacze rosnące na podłożu z niskimi szansami (b), wyższymi szansami (c) oraz najwyższymi szansami (d) na przetrwanie współzawodniczącego wzrostu

Bąbel & Bogucki 2007 z literaturą). Na Ponidziu jest widoczna niewielka część tej wokółbasenowej cyrkulacji (Bąbel 1996, 2002b).

Gipsy szablaste krystalizowały w podobnych warunkach co szklicowe (fig. 16A, 20E). Zasadniczą różnicą był mechanizm depozycji. W przypadku szklicy był to długotrwały syntaksjalny wzrost kryształów i sporadyczne tworzenie nowych osobników krystalicznych. Gipsy szablaste charakteryzował wzrost syntaksjalny z bardzo częstym formowaniem nowych kryształów, włącznie z ich mechaniczną depozycją z toni wodnej. Różnica w morfologii kryształów wynika z tego, że gipsy szklicowe i szablaste powstawały w różnych solankach o odmiennych cechach.

Gipsy szablaste tworzyły się w basenie o kilkumetrowej głębokości i o jeszcze większym zasięgu niż basen gipsów szklicowych (fig. 20E). Baseny te mogły być odgródzone płyciznami, lub częściowo zatopionymi barierami morfologicznymi, od południowych, głębszych obszarów zbiornika przedkarpackiego, lub też były rozległą platformową częścią tego zbiornika. Basen gipsów szablastych był również rozwarstwiony gęstościowo, ale był nieco płytszy (Kasprzyk 1993). Powierzchnie rozpuszczania i przewarstwienia drobnokrystalicznego gipsu dokumentują częste okresy rozbicia stratyfikacji gęstościowej, etapy rozcieńczeń oraz działalności silnych prądów.

STANOWISKO 4. ŚLADKÓW MAŁY

Marcin GÓRKA

Osady sarmatu detrytycznego są od dawna zaliczane do najniższego sarmatu (poziom otwornicowy *Anomalinoides dividens*, Łuczkowska & Rutkowski 1970), co ostatnio zostało potwierdzone wynikami analiz mikro- i makrofaunistycznych (Gaździcka 2015; Paruch-Kulczycka 2015; Studencka 2015). Lokalnie, w okolicy Chmielnika, przykrywają je jeszcze charakterystyczne ily z bentonitami (patrz: Kowalewski 1958; Fijałkowska & Fijałkowski 1966), należące już do poziomu *Cycloforina karreri ovata* (Łuczkowska & Rutkowski 1970). Na pozostałych obszarach swego występowania sarmat detrytyczny to najmłodsze odsłaniające się osady miocenu, wieńczące ten cykl sedimentacji morskiej na terenie wschodniego Pomorza. Aktywne na przełomie badenu i sarmatu ruchy blokowe, związane z kształtującym się orogenezą karpacką, spowodowały wydźwignięcie obszarów leżących w północnej i północno-zachodniej części basenu (patrz: Radwański 1973; Rutkowski 1976; Czapowski 1984; Leszczyński & Nemec 2015a, b). Podniesienie peryferyjnych stref zbiornika i obrzeżających go obszarów spowodowało znaczne ograniczenie zasięgu basenu oraz wynurzenie dotychczasowych obszarów depozycji, na których, w wielu przypadkach, występowały miąższe i zróżnicowane facjalnie sukcesje osadów badenu i najniższego sarmatu. Skutkiem powyższych procesów była gwałtowna erozja stref wyniesionych, w której efekcie doszło do zwiększenia dostawy materiału klastycznego w obręb kurczącego się już zbiornika, obejmującego swym zasięgiem szeroko pojętą Nieckę Połaniecką (włączając w to Kotlinę Bożykowską i Płaskowyż Szaniecki).

Skład petrograficzny omawianych osadów pozwala określić położenie obszarów alimentacyjnych, z których był znoszony materiał w czasie regresji zbiornika miocenijskiego. W składzie dominują klastyki wapieni litotamniowych, reprezentujące usuwany w czasie regresji materiał miocenijski. W obrębie podłoża miocenu dominującą rolę odgrywają skały mezozoiku, szczególnie wapienie jury górnej. Wśród tych ostatnich na uwagę zasługuje występowanie klastów wapieni oolitowych oraz muszlowców nanogrynowych, pochodzących z kimerydu. Łatwym do identyfikacji typem litologicznym są czarne krzemienie turonu. Oprócz tych typów litologicznych w materiale skalnym można napotkać także jasne piaskowce kwarcowe i piaskowce kwarcytyczne pochodzące (przynajmniej częściowo) ze skał paleozoicznych, takich jak utwory kambru i emsu.

W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat podjęto liczne próby określenia środowiska sedimentacji osadów sarmatu detrytycznego. Wśród autorów panowała zgoda co do ogólnie regresywnego i płytkomorskiego charakteru omawianych osadów, natomiast pojawiające się interpretacje różniły się w szczegółach. Spośród najbardziej wyrazistych należy wskazać koncepcję Czapowskiego (1981, 1984, 1999; Czapowski & Studencka 1990, 1996), który stwierdził dwuetapowość rozwoju sukcesji osadów klastycznych. W pierwszym etapie osady te formowały kosę, rozwijającą się ku południowi, w poprzek zbiornika morskiego, na obszarze Niecki Połanieckiej. W drugim etapie, w wyniku tektonicznego wydźwignięcia otaczających zbiornik obszarów (patrz: Radwański 1973) i wzmożonej dostawy materiału, odcięta kosa część zbiornika została wypełniona osadami gruboklastycznymi. Ich sedimentacja zachodziła w warunkach wysokiej dynamiki środowiska, często pod wpływem wezbrań sztormowych.

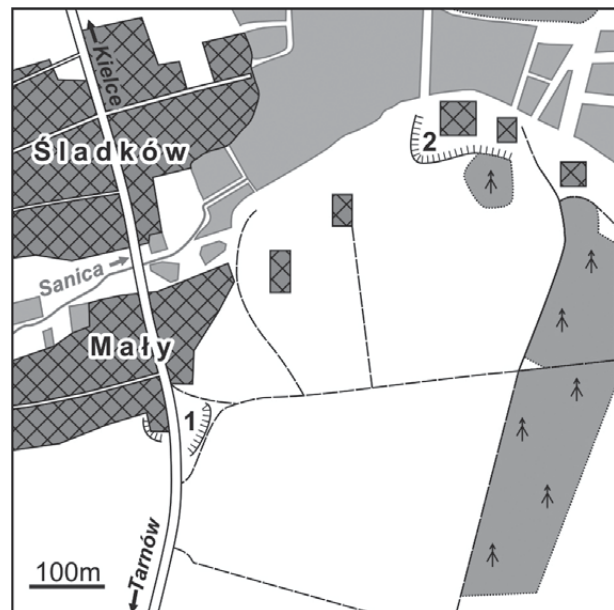


Fig. 21. Szkic sytuacyjny ważniejszych odsłonięć sarmatu detrytycznego w Śladkowie Małym



Fig. 22. Panorama odsłonięcia sarmatu detrytycznego w Śładkowie Małym

Inny model zaproponowali Leszczyński i Nemec (2015a, b), którzy widzą w omawianej sukcesji zapis ewolucji strefy brzegowej z udziałem sedimentacji rzecznej i deltowej. Do depozycji osadów doszło w warunkach zmian poziomu morza i migracji linii brzegowej, częściowo wymuszonych przez czynniki tektoniczne. Profil sukcesji sarmatu detrytycznego dokumentuje dwa etapy regresji, przedzielone niewielkim epizodem transgresywnym.

Jedno z kilku odsłonieć sarmatu detrytycznego w Śładkowie Małym (fig. 21) znajduje się niemal w centrum wsi, tuż przy drodze krajowej 73. Malowniczy profil wietrzeniowy (fig. 22) rzuca się w oczy niemal każdemu podróżującemu drogą. Jest to oczywiście efekt podkreślonej przez wietrzenie selektywnej lityfikacji składających się na ten profil piasków i żwirów piaszczystych, reprezentatywnych dla bardzo charakterystycznej litofacji, określanej tradycyjnie jako sarmat detrytyczny, a w bardziej formalnym ujęciu traktowanej jako formacja z Chmielnika.

Na profil odsłaniający się w wyrobisku (fig. 23 profil 1) składają się ławice żwirów i zlepieńców (podrzednie gruboziarnistych piasków i piaskowców). Najniższe partie profilu to głównie piaski i piaskowce z warstwowaniem przekątnym rynnowym i klinowym, z częstymi smugami i wkładkami grubszy materiału. Większą część profilu stanowią jednak żwiry (żwirowce) i zlepieńce warstwowane horyzontalnie, rzadziej przekątnie. Podobne wykształcenie mają profile w innych odsłonięciach w rejonie wsi, między innymi profil odsłaniający się na terenie jednego z gospodarstw agroturystycznych. (fig. 23 profil 2), zobacz także Leszczyński i Nemec (2015a, b). Zdaniem tych autorów w omawianych profilach sarmatu detrytycznego w rejonie Śładkowa Małego zapisało się stopniowe spływanie się środowiska przybrzeża z następującą potem transgresją.

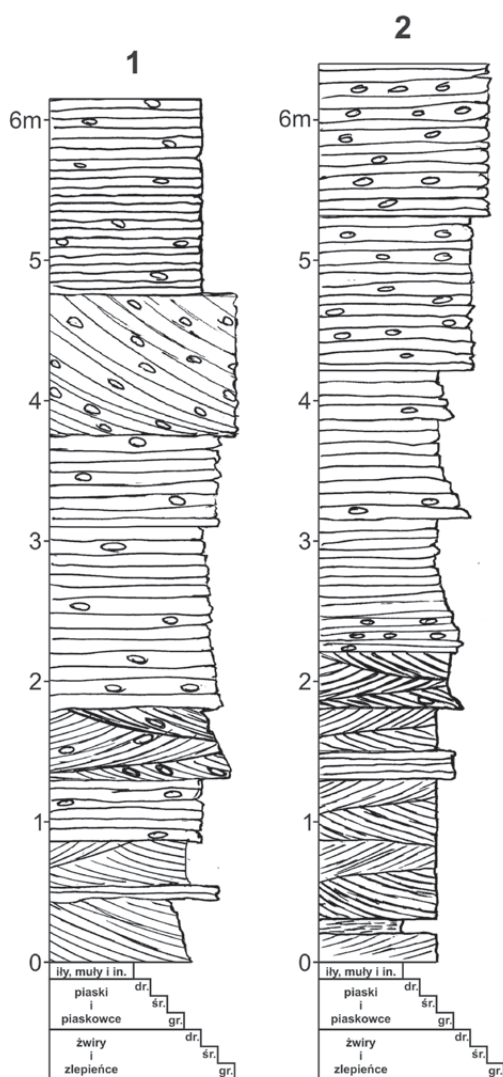
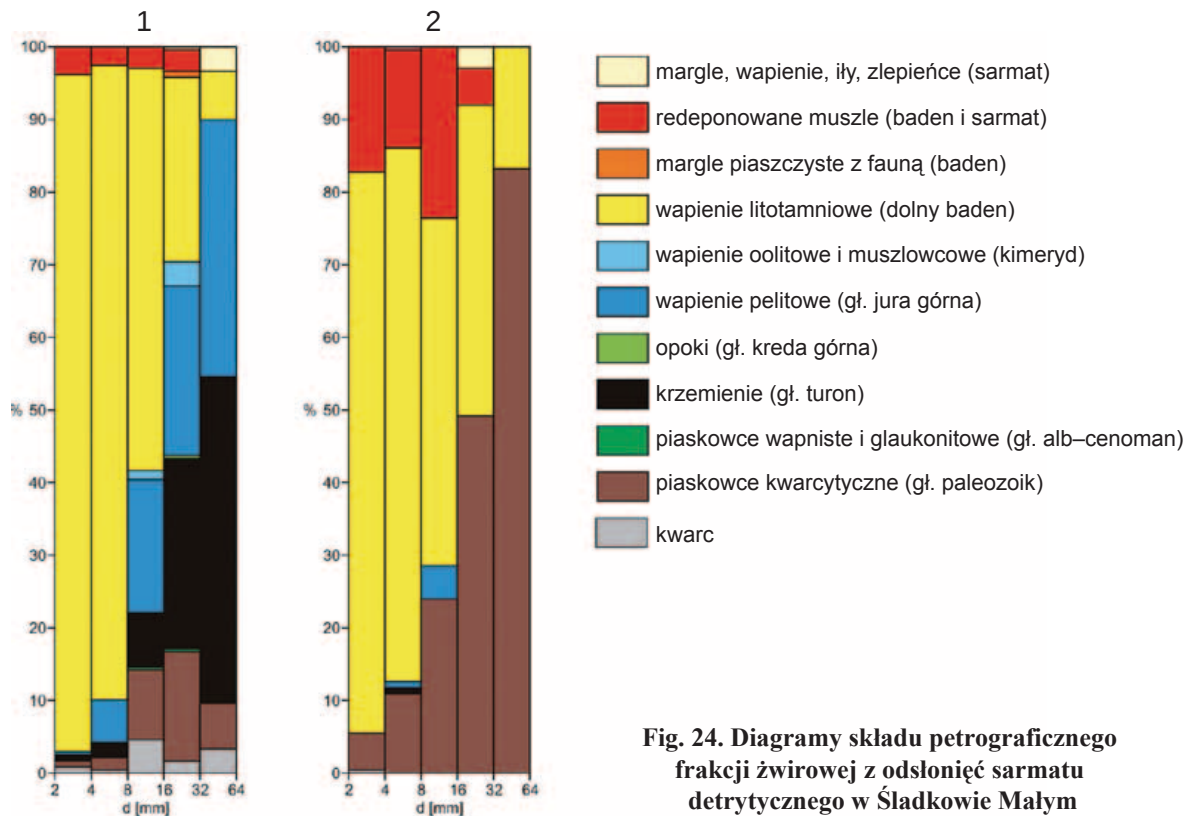


Fig. 23. Profile litofacyjne osadów sarmatu detrytycznego z odsłonieć w Śładkowie Małym



Różnice między opisywanymi profilami wydają się niewielkie, zwłaszcza jeśli weźmie się pod uwagę wykształcenie litofacjalne osadów. Dopiero analiza składu petrograficznego frakcji żwirowej pozwala zauważyć bardzo znaczące rozbieżności. Wyraźnie zaznacza się niemal zupełny brak klastów wapieni w odsłonięciu 2, natomiast dominującą rolę odgrywają klasty piaskowców kwarcytycznych pochodzące z wychodni skał paleozoicznych.

Ta zmienność składu petrograficznego w dwóch, stosunkowo blisko położonych odsłonięciach sarmatu detrytycznego jest efektem odmienności litologicznej (i stratygraficznej) utworów występujących na domniemanych obszarach alimentacyjnych formacji z Chmielnika. Analiza zmienności składu petrograficznego każe doszukiwać się dwóch głównych obszarów alimentacyjnych. Jeden z nich, położony na północ, stanowił m.in. wybrane partie obecnego Pogórza Szydłowskiego i południowe stoki Gór Świętokrzyskich, zbudowane głównie z utworów kambru i dewonu (fig. 25).

Obszar drugi stanowił rejon dawnej Zatoki Korytnickiej, która w czasie wczesnosarmackiej transgresji funkcjonowała jako dolina, którą przy udziale rzek był transportowany materiał skalny do kurczącego się zbiornika. Świadczy o tym znaczny udział we frakcji żwirowej omawianych osadów wapieni jury górnej (w tym wapieni oolitowych) oraz krzemieni turonu – ich wychodnie znajdują się w rejonie Wzgórz Korytnicko-Sobkowskich (fig. 26).

Dodatkowym argumentem przemawiającym na korzyść takiej hipotezy jest współwystępowanie w obrębie osadów sarmatu detrytycznego otoczków wapieni z drażeniami skałotoczy (pochodzących z głązowisk litoralnych dolnego badenu) i licznych redeponowanych muszli mięczaków (zwłaszcza ślimaków), reprezentujących m.in. gatunki znane dotychczas tylko z litofacji iłów korytnickich. Taki inwentarz (otoczki i muszle ślimaków, zob. fig. 27A–C) każe doszukiwać się obszaru alimentacyjnego bezpośrednio w rejonie Zatoki Korytnickiej. Pośrednio świadczy też o sposobie transportu materiału skalnego. Obecność drażeń skałotoczy w niektórych otoczkach wskazuje na to, że do obtoczenia klastów nie doszło w czasie wczesnosarmackiego transportu do miejsca obecnego występowania, a już w czasie wczesnobadeńskiej transgresji, w warunkach pełnomorskiego zasolenia w strefie litoralnej. Potwierdza to obecność stosunkowo dobrze zachowanych, dość kruchych elementów, jakimi są muszle, która jednoznacznie wyklucza możliwość długotrwałego obtaczania transportowanych klastów w czasie ich redepozycji we wczesnym sarmacie. Głównymi drogami dostawy materiału były sub-

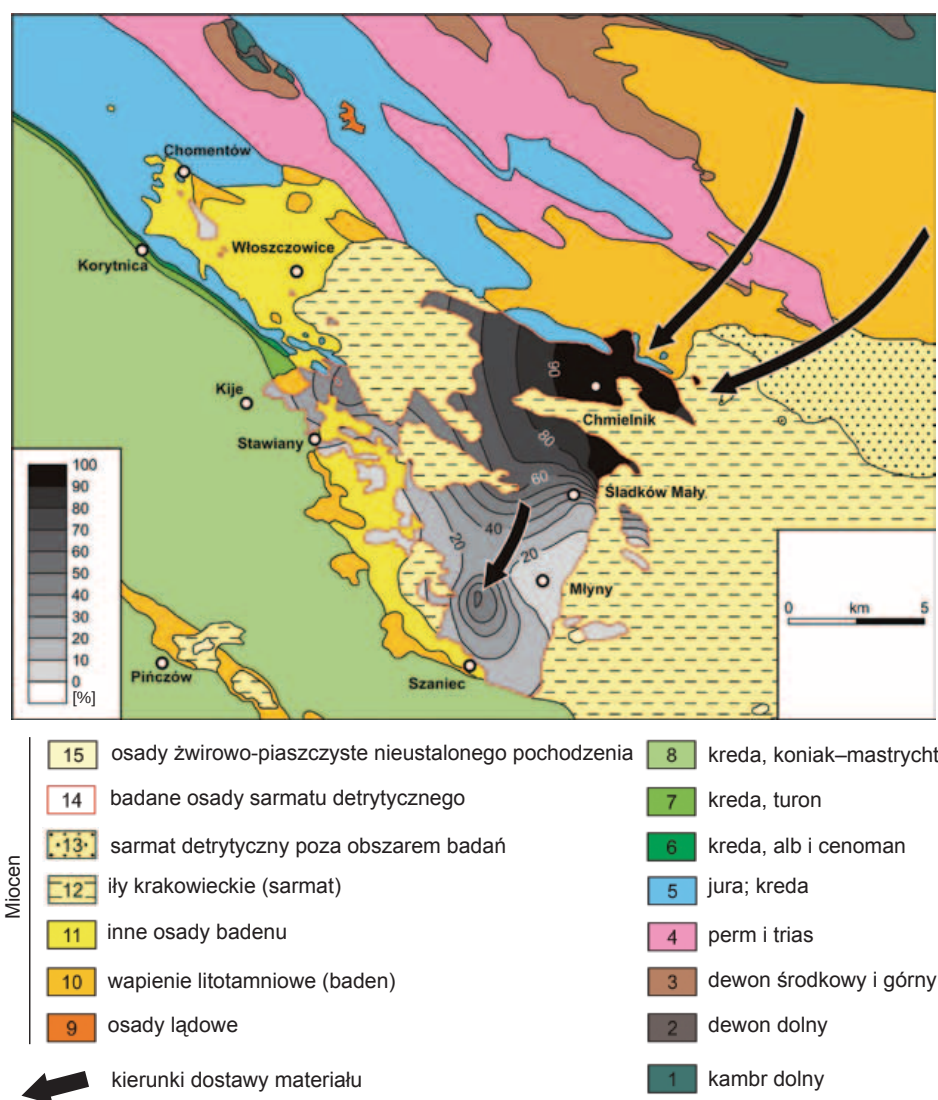


Fig. 25. Udział ilościowy piaskowców kwarcytowych w materiale podłoża miocenu (w %) w klastach frakcji 16 i 32 mm w żwirach sarmatu detrytycznego na tle budowy geologicznej

sekwentne doliny, natomiast czynnikiem transportowym były płynące ich dnem ciek. Do szczególnie gwałtownej dostawy zróżnicowanego petrograficznie materiału dochodziło w efekcie spływu z otaczających zbiornik obszarów wód powodziowych pojawiających się po obfitych deszczach. O ich występowaniu mogą świadczyć częste w utworach sarmatu detrytycznego wkładki osadów pelitowych z redeponowaną florą lądową (Zastawniak 1973, 1980), a także obecność (zarówno w osadach pelitowych, jak i klastycznych) licznych szczątków fauny lądowej (nieliczne szczątki kręgowców, częste słodkowodne i lądowe ślimaki; fig. 27D–E, Stworzewicz i in. 2013). Wpływ wód słodkich jest widoczny także w składzie mikrofauny (liczne okrzemki; Gaździcka 2015).

Zapewne znaczny udział redeponowanych starszych elementów faunistycznych (makro- i mikrofauny) w osadach sarmatu detrytycznego jest powodem pojawiających się okazjonalnie doniesień o możliwym innym niż wczesnosarmacki (zwykle starszym) wieku tych utworów (zob. Dudziak & Łaptaś 1991; Stachacz 2007). Zagadnienie to wymaga niewątpliwie dalszych badań, zwłaszcza na obszarach zapadliska przedkarpackiego położonych na wschód od wschodniego Poniemia. W tym rejonie stratygrafia (zwłaszcza biostratygrafia) sukcesji sarmatu detrytycznego w świetle wcześniej wspomnianych najnowszych badań (Gaździcka 2015; Paruch-Kulczycka 2015; Studencka 2015) wydaje się już być ugruntowana.

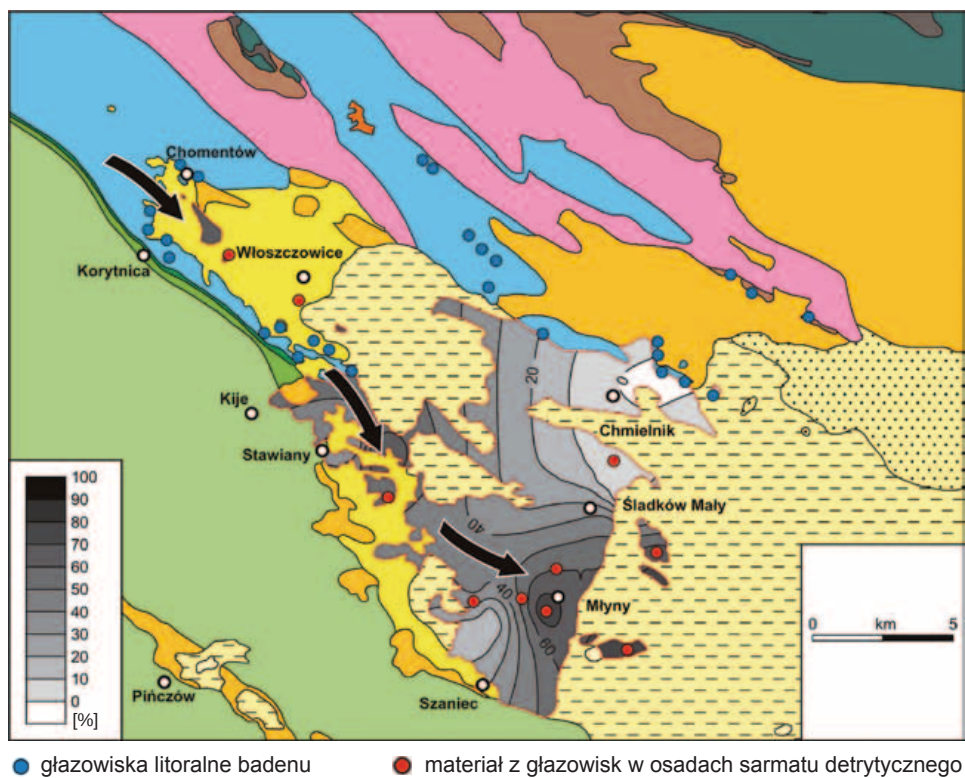


Fig. 26. Udział ilościowy wapieni pelitowych, oolitowych i muszlowcowych w materiale podłoża miocenu (w %) w klastach frakcji 16 i 32 mm w żwirach sarmatu detrytycznego na tle budowy geologicznej

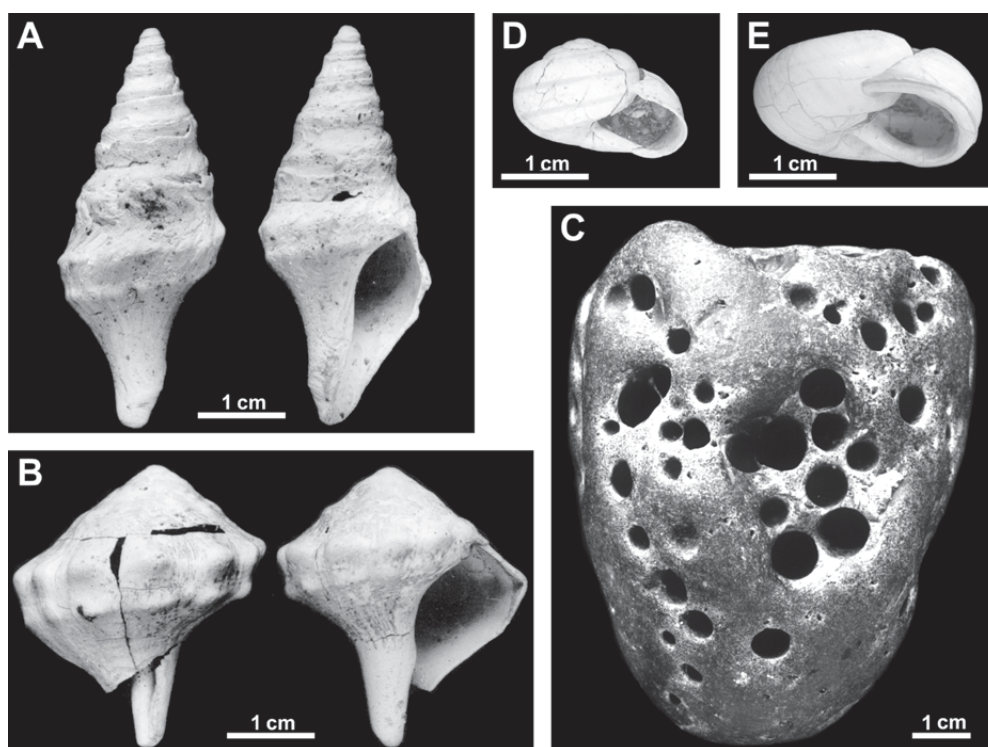


Fig. 27. Elementy faunistyczne z osadów sarmatu detrytycznego

A i B. Redeponowana fauna badeńska: A – *Clavatula* cf. *laevigata* Eichwald, B – *Tudicla* (*Tudicla*) *rustica* (Basterot). C. Otoczek mezozoicznego wapienia ze żwirów sarmatu detrytycznego, widoczne drażnienia badeńskich małżów *Gastrochaena* sp. i drobne drażnienia wieloszczetów. D i E. Wczesnosarmackie ślimaki lądowe: D – *Cepaea sylvestrina gottschildi* Wenz, E – *Pseudochloritis incrassatus* (Klein)

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W. 1967 (za 1966) — Pozycja stratygraficzna warstw baranowskich w Woli Zagojskiej koło Pińczowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, **10** (1): 199–202.
- ALEXANDROWICZ S. & PARACHONIAK W. 1956 — Tufity miocénskie w okolicach Pińczowa nad Nidą. *Acta Geologica Polonica*, **6** (3): 301–326.
- ALEXANDROWICZ S.W., GARLICKI A. & RUTKOWSKI J. 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Kwartalnik Geologiczny*, **26** (2): 470–471.
- BADINO G., FERREIRA A., FORTI P., GIOVINE G., GIULIVO I., INFANTE G., LO MASTRO F., SANNA L. & TEDESCHI R. 2009 — The Naica caves survey. [W:] W.B. White (red.), Proceedings of 15th International Congress of Speleology “Karst Horizons”, v. 3. Kerrville, Texas, USA: 1764–1769.
- BAŁUK W. 1975 — Lower Tortonian gastropods from Korytnica, Poland; Part I. *Acta Palaeontologica Polonica*, **32**: 1–186.
- BAŁUK W. 1995 — Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland; Part II. *Acta Geologica Polonica*, **45** (3–4): 153–255.
- BAŁUK W. 1997 — Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland; Part III. *Acta Geologica Polonica*, **47** (1–2): 1–75.
- BAŁUK W. 2003 — Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland; Part IV, Turridae. *Acta Geologica Polonica*, **53** (1): 29–78.
- BAŁUK W. 2006 — Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland; Part V, Addenda et Corrigenda ad Prosobranchia. *Acta Geologica Polonica*, **56** (2): 177–220.
- BAŁUK W. & RADWAŃSKI A. 1979 — Additional data on the organic communities and facies development of the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **29** (3): 225–238.
- BARSKI M. & MATYJA B.A. 2008 — Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego w oparciu o mikroskamieniałości. *Kwartalnik AGH Geologia*, **34** (3/1): 163–164.
- BĄBEL M. 1984 — Uwagi na temat budowy i rozwoju gipsów szklcowych. *Przegląd Geologiczny*, **32** (11): 577–582.
- BĄBEL M. 1986 — Growth of crystals and sedimentary structures in the sabre-like gypsum (Miocene, southern Poland). *Przegląd Geologiczny*, **34** (4): 204–208.
- BĄBEL M. 1987 — Giant gypsum intergrowths from the Middle Miocene evaporites of southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, **37** (1–2): 1–20.
- BĄBEL M. 1991 (za 1990) — Crystallography and genesis of the giant intergrowths of gypsum from the Miocene evaporites of Poland. *Archiwum Mineralogiczne*, **44** (2): 103–135.
- BĄBEL M. 1996 — Wykształcenie facjalne, stratygrafia oraz sedymentacja badeńskich gipsów Poniżia. [W:] P.H. Karnkowski (red.), Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia. Materiały 5 Krajowego Spotkania Sedymentologów, Warszawa: B1–B26.
- BĄBEL M. 1999a — Facies and depositional environments of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). *Geological Quarterly*, **43** (4): 405–428.
- BĄBEL M. 1999b — History of sedimentation of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). *Geological Quarterly*, **43** (4): 429–447.
- BĄBEL M. 2002a — The largest natural crystal in Poland. *Acta Geologica Polonica*, **52** (2): 251–267.
- BĄBEL M. 2002b — Brine palaeocurrent analysis based on oriented selenite crystals in the Nida Gypsum deposits (Badenian, southern Poland). *Geological Quarterly*, **46** (4): 435–448.
- BĄBEL M. 2005 — Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geologica Polonica*, **55** (1): 9–29.
- BĄBEL M. 2007 — Kopuły gipsowe w rzeźbie krasowej Poniżia. *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*, **16**: 71–89.
- BĄBEL M. & BECKER A. 2006 — Cyclonic brine-flow pattern recorded by oriented gypsum crystals in the Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep. *Journal of Sedimentary Research*, **76** (7): 996–1011.
- BĄBEL M. & BOGUCKI A. 2007 — The Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a model of a meromictic selenite basin. [W:] B.C. Schreiber, S. Lugli & M. Bąbel (red.), Evaporites through space and time. *Geological Society, London, Special Publications*, **285**: 219–246.

- BĄBEL M., OLSZEWSKA-NEJBERT D. & NEJBERT K. 2010 — The largest giant gypsum intergrowths from the Badenian (Middle Miocene) evaporites of the Carpathian Foredeep. *Geological Quarterly*, **54** (4): 477–486.
- BĄBEL M., OLSZEWSKA-NEJBERT D., NEJBERT K. & ŁUGOWSKI D. 2015 — The Badenian evaporative stage of the Polish Carpathian Foredeep: sedimentary facies and depositional environment of the selenitic Nida Gypsum succession. [W:] G. Haczewski (red.), Guidebook for field trips accompanying IAS 31st Meeting of Sedimentology held in Kraków on 22nd–25th of June 2015, Kraków: 25–50.
- BĄBEL M., URBAN J., CHWALIK-BOROWIEC A. & ŁAJCZAK A. 2013 — Stanowisko 6. Gacki: nieczynny kamieniołom gipsów – profil i tektonika serii ewaporatowej, zjawiska krasowe. [W:] A. Łajczak i in. (red.), Georóżnorodność Poniżnia: 57–65. Wyd. Instytut Geografii UJK w Kielcach.
- BROCK M. & SEMENIUK V. 2010 — The geoheritage significance of crystals. *Geology Today*, **26** (6): 216–225.
- CZAPOWSKI G. 1981 — Środowisko barierowe w utworach detrytycznych sarmatu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, **25** (4): 794–795.
- CZAPOWSKI G. 1984 — Osady barierowe w górnym miocenie południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **32** (4): 185–194.
- CZAPOWSKI G. 1999 — Northern margin of the Carpathian Foredeep. [W:] S.J. Porębski, N. Oszczypko & G. Czapowski (red.), Carpathian Foredeep Basin – its evolution and mineral resources: Excursion 4: 11–19. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- CZAPOWSKI G. & STUDENCKA B. 1990 — Studium sedimentologiczno-paleontologiczne osadów barierowych dolnego sarmatu w rejonie Chmielnika (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Przegląd Geologiczny*, **38** (3): 117–127.
- CZAPOWSKI G. & STUDENCKA B. 1996 — Regresywne utwory dolnego sarmatu rejonu Chmielnika. [W:] P.H. Karnkowski (red.), Analiza basenów sedimentacyjnych a nowoczesna sedimentologia. Materiały 5 Krajowego Spotkania Sedymetologów, Warszawa: B27–B33
- CZARNOCKI J. 1922 — Spostrzeżenia nad budową i tektoniką południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **2**: 13–15.
- CZARNOCKI J. 1926 — O pochodzeniu wód mineralnych w Busku i okolicach. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **14**: 10–12.
- CZARNOCKI J. 1932 — Helwet i węgiel brunatny tegoż wieku w okolicach Korytnicy i Chomentowa. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **32**: 16–19.
- CZARNOCKI J. 1935 — O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **8** (2): 99–206.
- CZARNOCKI J. 1948 — Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **17**: 237–299.
- CZARNOCKI J. 1950 (1961) — Arkusze: Pińczów, Staszów, Działoszyce, Stopnica. [W:] Region świętokrzyski. Materiały do Przeglądowej mapy geologicznej Polski 1:100 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- DREWNIAK A. 1994 — Coralline algae from the Pińczów limestones (Middle Miocene; southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland) as environmental indicators. *Acta Geologica Polonica*, **44** (1–2): 117–135.
- DRONKERT H. 1985 — Evaporite models and sedimentology of Messinian and Recent evaporites. *GUA Papers of Geology*, Ser. 1, **24**: 1–283.
- DUDEK K. & BUKOWSKI K. 2004 — Badenian pyroclastic levels from Gacki in Nida Valley, Carpathian Foredeep, Poland. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne*, **24**: 141–144.
- DUDZIAK J. & ŁAPTAŚ A. 1991 — Stratigraphic position of Miocene carbonate-siliciclastic deposits near Chmielnik (Świętokrzyskie Mountains area, Central Poland) based on calcareous nannofossils. *Bulletin of the Polish Academy of Earth Sciences*, **39** (1): 55–66.
- DUDZIAK J. & ŁUCZKOWSKA E. 1992 (za 1991) — Biostratigraphic correlation of foraminiferal and calcareous nannoplankton zones, Early–Middle Badenian (Miocene), Southern Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **39** (3): 199–214.
- FIJAŁKOWSKA E. & FIJAŁKOWSKI J. 1966 — Bentonity w utworach miocenu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **194**: 95–129.
- FILONOWICZ P. 1968 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Morawica. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- FILONOWICZ P. 1976 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Daleszyce. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- FLIS J. 1954 — Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. *Prace Geograficzne PAN*, **1**: 1–73.
- FÖRSTER R. 1979 — Decapod Crustaceans from the Middle Miocene (Badenian) deposits of Southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, **29**(1): 89–106.
- FRIEDBERG W. 1911, 1912, 1914, 1923, 1928 — Mięczaki miocenne ziem polskich. Część I. Ślimaki i łódkonogi, 1: 1–112; 2: 113–240; 3: 241–360; 4: 361–440; 5: 441–561. Lwów–Poznań.
- FRIEDBERG W. 1938 — Katalog meiner Sammlung der Miozänmollusken Polens. *Mémoires de l'Académie Polonaise des Sciences et Lettres, Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles, Série B, Sciences Naturelles*, **12**: 1–164.
- GARECKA M. & OLSZEWSKA B. 2011 — Correlation of the Middle Miocene deposits in SE Poland and western Ukraine based on foraminifera and calcareous nannoplankton. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **81** (3): 309–330.
- GARLICKI A. 1970 — Znaczenie stratygraficzne osadów chemicznych w zapadlisku Przedkarpackim. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, **13** (2): 556–558.
- GAŹDZICKA E. 2015 — Nanoplankton wapienny i okrzemki środkowego miocenu w rejonie Buska i Kazimierza Wielkiej (północna część zapadliska przedkarpackiego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 153–178.
- GONERA M., WIEWIÓRKA J., D'OBYRN K. & BUKOWSKI K. 2014 — Wielician (Middle Badenian) foraminifers from the stratotype area – Wieliczka Salt Mine, Poland (Paratethys, Middle Miocene). *Geological Quarterly*, **58** (3): 427–438.
- GÓRKA M. 1999 — Miocen okolic Buska-Zdroju. Praca magisterska. Archiwum Wydziału Geologii UW, Warszawa.
- GÓRKA M. 2002 — The Lower Badenian (Middle Miocene) coral patch reef at Grobie (southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland), its origin, development and demise. *Acta Geologica Polonica*, **53** (4): 521–534.
- GÓRKA M. 2003 — Kimeryd Garbu Wójczańsko-Pińczowskiego: przegląd i rewizja odsłonięć. *Tomy Jurajskie*, **1**: 93–98.
- HAKENBERG M. 1967 — Alb i cenoman między Małogoszczem a Staniewiczami w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, **26**: 1–126.
- HAKENBERG M. 1974 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, skala 1:50 000, arkusz Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- HATTIN D.E. 1962 — Stratigraphy of the Carlile Shale (Upper Cretaceous) in Kansas. *Bulletin of the State Geological Survey of Kansas*, **156**: 1–155.
- HELLER I. & MORYC W. 1984 — Stratygrafia utworów kredy górnej przedgórze Karpat. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **346**: 63–116.
- HOHENEGGER J., ČORIĆ S. & WAGREICH M. 2014 — Timing of the Middle Miocene Badenian Stage of the Central Paratethys. *Geologica Carpathica*, **65**: 55–66.
- JĄSKIEWICZ J. 1787 — Dyssertacya na publiczney sessyi Szkoły Głowney Koronney w przytomności Najjaśniejszego Pana czytana w Krakowie Dnia 25. Czerwca 1787. Roku.
- JURKIEWICZ W. & MORAWIECKI A. 1956 — O fosforytonośnym zlepieńcu cenomańskim w Zajęcej Górze koło Buska. *Archiwum Mineralogiczne*, **19**: 181–200.
- KASPRZYK A. 1993 — Gypsum facies in the Badenian (middle Miocene) of southern Poland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30** (9): 1799–1814.
- KENNEDY W.J. & GARRISON R.E. 1975 — Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, **22**: 311–386.
- KOWALEWSKI K. 1922 — Miocen okolic Korytnicy. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **2**: 11–12.
- KOWALEWSKI K. 1927 — Wyniki badań nad utworami trzeciorzędowymi pd.-wschodniej części arkusza Pińczów. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **17**: 22–26.
- KOWALEWSKI K. 1930 — Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **6** (1): 1–211.
- KOWALEWSKI K. 1958 — Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, **2** (1): 1–43.
- KREUTZ S. 1925 — W sprawie ochrony przyrody nieożywionej. *Ochrona Przyrody*, **5**: 58–68.

- KUBICA B. 1992 — Rozwój litofacyjny osadów chemicznych badenu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **83**: 1–64.
- KUTEK J. 1968 — Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I – Stratygrafia. *Acta Geologica Polonica*, **18** (3): 493–586.
- KUTEK J. 1969 — Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część II – Paleogeografia. *Acta Geologica Polonica*, **19** (2): 221–321.
- KWIATKOWSKI S. 1965 — Gipsy nadnidziańskie. [W:] S. Pawłowski (red.), Przewodnik 38 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Tarnobrzeg 21–24 sierpnia 1965: 66–70. Warszawa.
- KWIATKOWSKI S. 1972 — Sedymentacja gipsów mioceńskich południowej Polski. *Prace Muzeum Ziemi*, **19**: 3–93.
- de LEEUW A., BUKOWSKI K., KRIJGSMAN W. & KUIPER K.F. 2010 — Age of the Badenian salinity crisis; impact of Miocene climate variability on the circum-Mediterranean region. *Geology*, **38** (8): 715–718.
- LESZCZYŃSKI S. & NEMEC W. 2015a — Dynamic stratigraphy of composite peripheral unconformity in a foredeep basin. *Sedimentology*, **62** (3): 645–680.
- LESZCZYŃSKI S. & NEMEC W. 2015b — Sedimentation on the Serravalian forebulge shelf of the Polish Carpathian Foredeep. [W:] G. Haczewski (red.), Guidebook for field trips accompanying IAS 31st Meeting of Sedimentology held in Kraków on 22nd–25th of June 2015, 5–23. Kraków.
- LINDNER L. 1977 — Zlodowacenia plejstoceny w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, **53**: 1–143.
- ŁUCZKOWSKA E. 1964 — Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg–Chmielnik. *Prace Geologiczne PAN, Oddział w Krakowie*, **20**: 1–72.
- ŁUCZKOWSKA E. 1974 (za 1973) — Profil miocenu w odsłonięciu w Gackach koło Pińczowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych, PAN, Oddział w Krakowie*, **17** (1): 192–194.
- ŁUCZKOWSKA E. & RUTKOWSKI J. 1970 — Pozycja stratygraficzna detrytycznych osadów sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, **13** (2): 563–566.
- ŁYCZEWSKA J. 1971 — Wpływ tektoniki wgłębnej na struktury mezozoiczne i kenozoiczne okolic Jędrzejowa–Pińczowa. *Kwartalnik Geologiczny*, **15** (1): 137–147.
- ŁYCZEWSKA J. 1972 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Busko Zdrój. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- ŁYCZEWSKA J. 1975a — Zarys budowy geologicznej pasma wójczo-pińczowskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **283** (1): 151–188.
- ŁYCZEWSKA J. 1975b — Neotektonika pasma wójczo-pińczowskiego. [W:] Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 145–155. Warszawa.
- MAŁECKI J. 1966 — Mszywioly z zagłębienia po skałotoczach z miocenu Skotnik koło Buska. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **36** (4): 481–494.
- MATYJA B.A. 1977 — The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **27** (1): 41–64.
- MATYJA B.A. & BARSKI M. 2007 — Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. *Tomy Jurajskie*, **4**: 39–50.
- MAZUREK A. 1947 — Utwory kredowe i plejstoceny na południowo-zachodnim odcinku arkusza Pińczów (1:100 000). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **42** (1): 9–12.
- MIGASZEWSKI Z.M., SIUDA T. & WALASZCZYK I. 1987 — Upper Cretaceous pyroclastic and hydrothermal formations of the southwestern borderland of the Świętokrzyskie Mts (Busko–Pińczów area). *Przegląd Geologiczny*, **35**: 425–431.
- MÜLLER P. 1984 — Decapod Crustacea of the Badenian. *Geologica Hungarica. Series Palaeontologica*, **42**: 1–121.
- MÜLLER P. 1996 — Middle Miocene decapod Crustacea from southern Poland. *Prace Muzeum Ziemi*, **43**: 3–16.
- OSMÓLSKI T., KRYSIAK Z. & WILCZYŃSKI M.S. 1978 — Nowe dane o strefie Kurdwanów–Zawichost i tektonice obszaru od Buska po Nidę i Wisłę. *Kwartalnik Geologiczny*, **22** (4): 833–850.
- PARUCH-KULCZYCKA J. 2015 — Biostratygrafia osadów miocenu z otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 na podstawie otwornic (północna część zapadliska przedkarpackiego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 115–132.

- PAWŁOWSKA K. 1965 — Syntetyczny opis litostratygraficzny osadów miocenu na obszarze pomiędzy Chmielnikiem i Tarnobrzegiem. [W:] S. Pawłowski (red.), Przewodnik 38 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 21–38. Tarnobrzeg, 21–24 sierpnia 1965 r.
- PAWŁOWSKI S. 1965 — Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika–Tarnobrzega. *Przegląd Geologiczny*, **13** (6): 238–245.
- PERYT D. 2013 — Foraminiferal record of the Middle Miocene climate transition prior to the Badenian salinity crisis in the Polish Carpathian Foredeep Basin (Central Paratethys). *Geological Quarterly*, **57** (1): 141–164.
- PERYT T.M. 2006 — The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sedimentary Geology*, **188–189**: 379–396.
- PETRICHENKO O.I., PERYT T.M. & POBEREGSKY A.A. 1997 — Peculiarities of gypsum sedimentation in the Middle Miocene Badenian evaporite basin of Carpathian Foredeep. *Slovak Geological Magazine*, **3** (2): 91–104.
- PILLER W.E., HARZHAUSER M. & MANDIC O. 2007 — Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. *Stratigraphy*, **4** (2–3): 151–168.
- POPIEL-BARCZYK E. & BARCZYK W. 1990 — Middle Miocene (Badenian) brachiopods from the southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **40** (3–4): 159–181.
- POULSEN N.E. 1993 — Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian of Poland. *Acta Geologica Polonica*, **43** (3/4): 251–272.
- RADWAŃSKI A. 1967 — Problematyka miocenijskich struktur litoralnych na południowych stokach Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **37** (2): 169–175.
- RADWAŃSKI A. 1969 — Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). *Acta Geologica Polonica*, **19** (1): 1–164.
- RADWAŃSKI A. 1973 — Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, **23** (2): 375–434.
- RADWAŃSKI A. 2015 — Neogene. [W:] S. Skompski & A. Żylińska (red.) The Holy Cross Mountains – 25 journeys through Earth history. Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii (w druku).
- RADWAŃSKI A. & GÓRKA M. 2012 — Wybrzeże morza miocenijskiego – Korytnica, Lubania i gazowisko kłifowe w Skotnikach. [W:] S. Skompski (red.), Góry Świętokrzyskie: 25 najważniejszych odsłoneń geologicznych: 1–160. Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii.
- RICKWOOD P.C. 1981 — The largest crystals. *American Mineralogist*, **66** (9–10): 885–907.
- RODRIGUEZ-NAVARRO A. & GARCIA-RUIZ J.M. 2000 — Model of textural development of layered crystal aggregates. *European Journal of Mineralogy*, **12** (3): 609–614.
- RUTKOWSKI J. 1976 — Uwagi o sedymentacji detrytycznych osadów sarmatu na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Prace Geologiczne PAN, Oddział w Krakowie*, **100**: 1–71.
- SENKOWICZOWA H. 1957 — Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **122**: 5–81.
- SIEMIRADZKI J. 1909 — Geologia Ziemi Polskiej, v. 2. Formacje młodsze (Kreda–Dyluwium). Nakładem Muzeum im. Dzieduszyckich, Lwów.
- STACHACZ M. 2007 — Uwagi o wieku osadów miocenu środkowego okolic Szydłowa (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Przegląd Geologiczny*, **55** (2): 168–174.
- STALMACH M. 1989 — Otwornice piaszczyste ilów korytnickich, piasków heterosteginowych i wapieni litotamniowych dolnego badenianu (Miocen M₄). *Geologia*, **15** (4): 119–132.
- STUDENCKA B. 2015 — Małże z osadów środkowego miocenu zapadliska przedkarpackiego: otwory wiertnicze Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 – stratygrafia i taksonomia. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**: 95–114.
- STUDENCKA B. & STUDENCKI W. 1988 — Middle Miocene (Badenian) bivalves from the carbonate deposits of the Wójcza–Pińczów Range (southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **38** (1–4): 1–44.
- STUDENCKI W. 1979 — Paleogeografia dolnego badenu garbu wojczańsko-pińczowskiego. *Przegląd Geologiczny*, **27** (1): 10–12.
- STUDENCKI W. 1988 — Facies and sedimentary environment of Pińczów limestones (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). *Facies*, **18**: 1–26.

- STWORZEWICZ E., PRISYAZHNYUK V.A. & GÓRKA M. 2013 — Systematic and palaeoecological study of Miocene terrestrial gastropods from Zwierzyniec (southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **83**: 179–200.
- ŚLIWIŃSKI M., BAŁEŁ M., NEJBERT K., OLSZEWSKA-NEJBERT D., GAŚIEWICZ A., SCHREIBER B.C., BENOWITZ J.A. & LAYER P. 2012 — Badenian–Sarmatian chronostratigraphy in the Polish Carpathian Foredeep. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **326–328**: 12–29.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1931 — Utwory górnajurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **6** (4).
- URBAN J., CHWALIK-BOROWIEC A. & KASZA A. 2015 — Warunki rozwoju i wiek krasu w gipsach niecki soleckiej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **462**: 125–152.
- WALA A. 1961 — Litologia mioceńskiej serii ewaporatów w okolicy Pińczowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, **1** (6): 275–280.
- WALA A. 1962 — Charakterystyka petrograficzna profili serii gipsowej w okolicy Buska, Wiślicy i Gartatowic oraz próba korelacji ich z profilem w Gackach koło Pińczowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, **1** (6): 269–271.
- WALA A. 1963 (za 1962) — Korelacja litostratygraficzna serii gipsowej obszaru nadnidziańskiego. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, **7** (12): 530–532.
- WALA A. 1979 — Badania litologiczne mioceńskich warstw gipsowych i ilastych z wierceń w rejonie Winar. [W:] Sprawozdanie z prac badawczych mioceńskiej serii gipsowej w obszarze Niecki Nidy, Zał. 4: 1–31. Materiały niepublikowane. Archiwum PG, Kraków.
- WALA A. 1980 — Litostratygrafia gipsów nidziańskich (fm). [W:] Sympozjum naukowe „Gipsy niecki nidziańskiej i ich znaczenie surowcowe”: 1–6. Maszynopis powielany. Kraków.
- WALASZCZYK I. 1992 — Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, **42** (1–2): 1–122.
- WALASZCZYK I. & WOOD C.J. 1998 — Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/ Coniacian boundary; based on the Salzgitter-Salder quarry, Lower Saxony, Germany, and the Słupia Nadbrzeżna section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **48** (4): 395–434.
- ZASTAWNIAK E. 1973 — Wstępny wynik badań nad sarmacką florą liściową z okolicy Chmielnika (Góry Świętokrzyskie). *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, **16** (2): 489–490.
- ZASTAWNIAK E. 1980 — Sarmatian leaf flora from the southern margin of the Holy Cross Mts. (south Poland). *Prace Muzeum Ziemi*, **33**: 39–107.



Organizatorzy:



ISBN 978-83-7863-480-5

