

Włodzimierz R. KOWALSKI<sup>1</sup>

## GENEZA OSADÓW FORMACJI ŁUPKÓW Z GÓR PIEPRZOWYCH (REGION ŚWIĘTOKRZYSKI, SE POLSKA)

**Abstrakt.** W pracy zreinterpretowano dotychczasowe poglądy dotyczące środowiska akumulacji osadów formacji łupków z Gór Pieprzowych. Wskazano na charakter zmian warunków sedymentacji w basenie i ich związek z aktywnością tektoniczną podłoża. Omówiono klasty występujące lokalnie w Górach Pieprzowych, datowane na środkową część kambru środkowego (miaoling, drumian). Wskazano na specyficzne, lokalne warunki ich powstania.

**Słowa kluczowe:** miaoling, drumian, formacja łupków z Gór Pieprzowych, skamieniałości właściwe i śladowe, zmiany środowiska sedymentacji, aktywność tektoniczna podłoża.

### WSTĘP

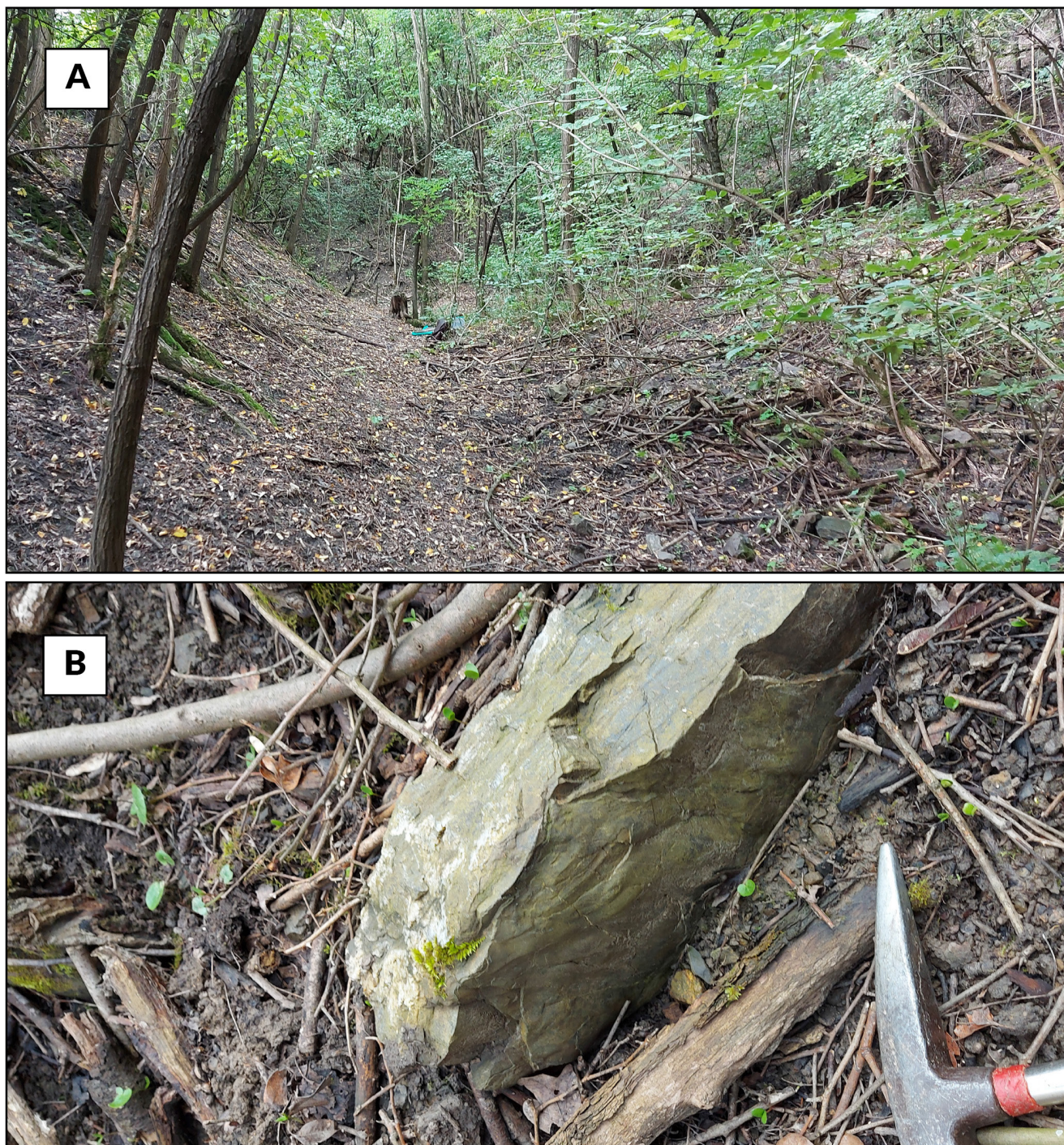
Pod względem geotektonicznym w regionie świętokrzyskim wyróżnia się dwie części: południową – blok kielecki – i północną – blok łysogórski (Czarnocki, 1936; Mizerski, 1995). W zakresie tematyki niniejszego artykułu obszary te różni obecność utworów kambru dolnego na południu względem dominacji skał kambru górnego na północy, łączy natomiast litologicznie zróżnicowany profil osadów kambru środkowego. W regionie sandomierskim lokalnie udokumentowano osady wyższych formacji kambru górnego (Trela i in., 2025).

Przedmiotem szczegółowej analizy sedymentologicznej są utwory kambru środkowego zdefiniowane jako formacja łupków z Gór Pieprzowych. Odslaniają się one na stromej skarpie doliny Wisły (Góry Pieprzowe) oraz tworzą długi pas w spągu nadległej formacji piaskowców z Wiśniówki, na południowych zboczach równoleżnikowego ciągu trzech pasm górskich: Masłowskiego, Łysogórskiego i Jeleniowskiego.

Profil kambru z Gór Pieprzowych ma unikatowy charakter w regionie świętokrzyskim, ze względu na występowanie pakietu zlepieńców. Skały te były przedmiotem eksploatacji na przełomie XIX i XX w. (fig. 1A). Rozpoczęcie ich pozyskiwania można datować na koniec XIV w. (Kowalski, 2023), a zakończenie na ok. 1920 r. (Samsonowicz, 1920). Było to pierwsze miejsce w regionie świętokrzyskim, w którym udokumentowano kambryjski wiek utworów na podstawie skamieniałości przewodnich znalezionych w 1891 r. (Gürich, 1892).

Fragment zbocza doliny Wisły, w miejscu powstania łomu, był ewidentnie odporniejszy na erozję, czego dowodem jest fakt, że nawet współcześnie Wysoczyzna Sandomierska jest w tym miejscu najbardziej wyniesiona. Pierwotnie na zboczu musiał zaznaczać się wydatny występ zbudowany ze zlepieńców i piaskowców kwarcytowych. Skały odslaniające się w łomie silnie kontrastowały swoją odpornością z osadami ilasto-mułowcowymi w spągu (zachodnia część skarpy) i w stropie (wschodnia część skarpy).

<sup>1</sup> e-mail: wlodzimierzrkowalski@wp.pl.



**Fig. 1. (A)** Pozostałość łomu zlepieńców i piaskowców kwarcytowych kambru środkowego na skarpie doliny Wisły k. wsi Kamień Łukawski – widok w kierunku zachodnim. **(B)** Pozyskiwanie fragmentów ławic zlepieńców i piaskowców z rumoszu skalnego tworzącego ospiska u podnóża skarp

**(A)** Remnant of the pit of Middle Cambrian conglomerates and quartzitic sandstones on the escarpment of the Vistula River valley near the village of Kamień Łukawski – view to the west. **(B)** Extraction of fragments of conglomerate and sandstone beds from rock debris forming a scree at the foot of escarpments

## POCZĄTKI BADAŃ

Pod koniec XIX w. w pełni dostępne podłoże skalne w omawianym łomie stało się przedmiotem zainteresowań kilku ówczesnych badaczy. Siemiradzki oznaczył ramienionogi bezzawiasowe (1887, 1893), Gürich odkrył trylobity przewodnie i opisał zlepieńce (1892, 1896), a Samsonowicz (1916, 1920) szczegółowo opisał ówczesny profil geologiczny. Geologami, którzy wnieśli istotne informacje dotyczące opisu całej sekwencji skalnej w Górach Pieprzowych byli

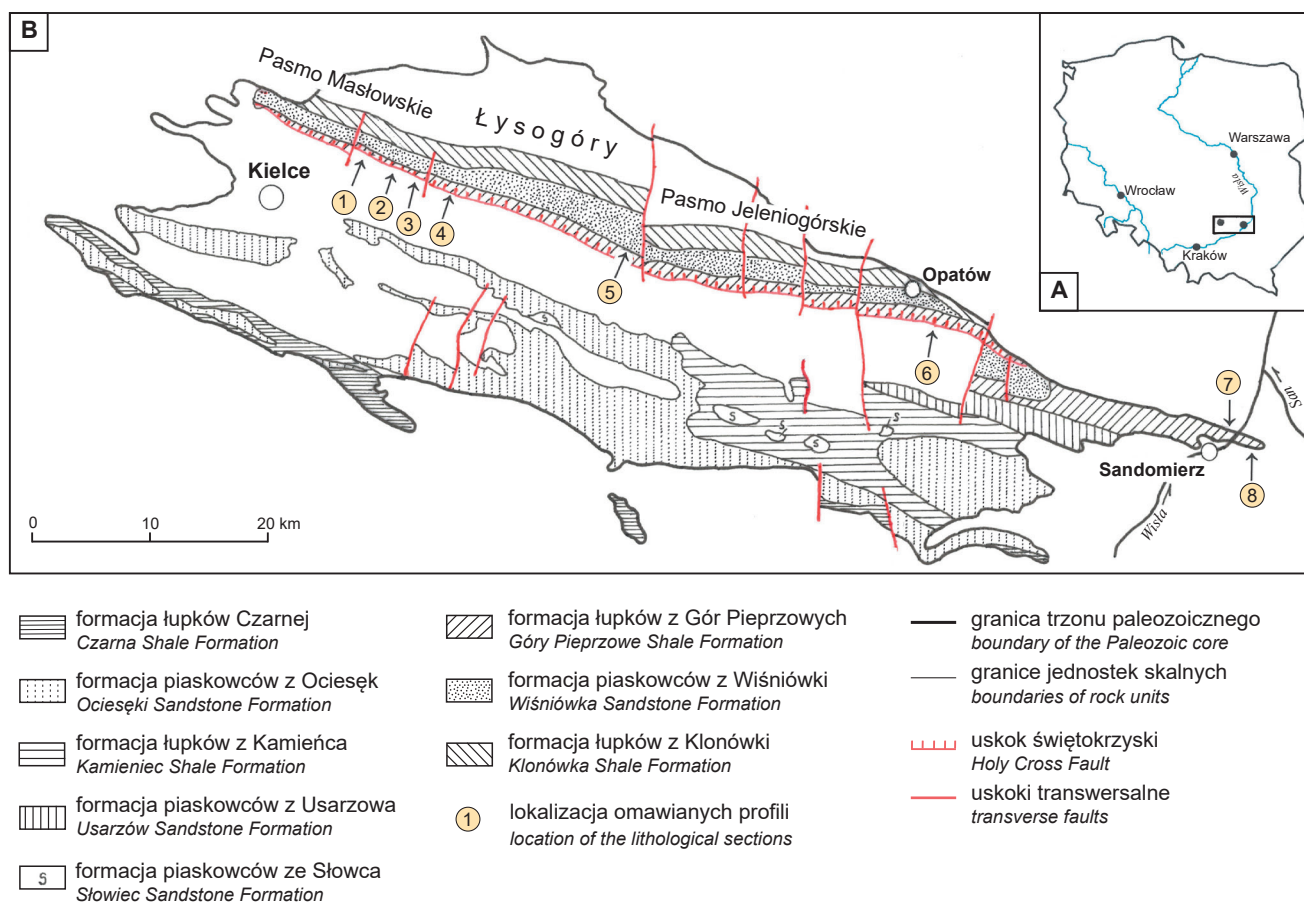
również: Żak (1962), Orłowski (1957, 1964), Michniak (1969), Mastella i Mizerski (1981) oraz Malec (2023).

Niezależnie grono badaczy przyczyniło się również do zbadania osadów formacji łupków z Gór Pieprzowych odsłaniających się w wąskim pasie (fig. 2) wzdłuż dyslokacji świętokrzyskiej (Przewłocki, 2000; Salwa, 2005, 2006; Szczepanik, Malec, 2017) oraz w rejonie Opatowa (Kowalczewski, 1973, 1990; Kowalczewski i in., 1976; Malec, 2009b, c).

## PROBLEMY BADAWCZE

W pracy przyjęto zasadę konsekwentnej zgodności wniosków z faktami, bez nadinterpretacji i odwoływania się do aktualnie obowiązujących trendów poznawczych. W celu wiarygodnego ułożenia omawianej formacji w regionalnej rekonstrukcji basenu kambryjskiego, skupiono się na trzech głównych tematach badawczych.

**1. Analiza sedymentologiczna** – analiza litologii i jej zmienności oraz środowiska na podstawie struktur sedymentacyjnych. Ta tematyka badawcza kambru regionu świętokrzyskiego jest wciąż aktualna w kontekście uznawania osadów formacji łupków z Gór Pieprzowych za wiodący przykład facji głębokomorskiej.



**Fig. 2. (A) Lokalizacja trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich w Polsce. (B) Usytuowanie formacji łupków z Gór Pieprzowych wśród jednostek skalnych kambru na podstawie ilustracji Orłowskiego (1975)**

(A) Location of the Paleozoic core of the Holy Cross Mountains in Poland. (B) Location of the Góry Pieprzowe (Pepper Mts) Shale Formation among Cambrian rock units, based on illustration by Orłowski (1975)

**2. Uściślenie pozycji stratygraficznej** – w profilach kambryjskich wschodniej części regionu dominują facje ilasto-mułowcowe, które mają ubogą dokumentację biostratygraficzną. Przeanalizowano wszystkie informacje dotyczące dotychczasowych znalezisk skamieniałości właściwych i śladowych datujących osady formacji łupków z Gór Pieprzowych. Równocześnie skamieniałości przez swoją obecność lub nieobecność w poszczególnych ogniwach wskazują na ówczesne warunki środowiskowe.

## FORMACJA ŁUPKÓW Z GÓR PIEPRZOWYCH I JEJ ZMIENNOŚĆ LITOLOGICZNA

Jako podstawę podziału litostratygraficznego formacji łupków z Gór Pieprzowych (Orłowski, 1975; Łydka, Orłowski, 1978) przyjęto koncepcję Przewłockiego (2000), będącą rozwinięciem poglądów Kowalczewskiego (1990, 1995). Zaproponowane przez Przewłockiego (2000) nazwy czterech jednostek o randze ogniw, wydzielonych w obrębie formacji łupków z Gór Pieprzowych, nie są tu przytoczone, gdyż wskazana praca nie została opublikowana, w związku z tym nie mają one charakteru formalnego, przyjęto natomiast jego podział roboczy – literowy (A–D). Przedmiotem prezentowanych tu rozważań jest przede wszystkim ogniwo B. Ogniwa A i C są omówione pod kątem składu litologicznego i środowiska sedymentacji, natomiast ogniwo D potraktowano marginalnie, wskazując na jego przynależność do nadległej formacji piaskowców z Wiśniówki (Orłowski, 1975).

Ogniwa zdefiniowane przez Przewłockiego (2000) różnią się nie tylko udziałem skał poszczególnych typów litologicznych, lecz także strukturami sedymentacyjnymi i zespołami skamieniałości śladowych. Rozpatrując środowisko sedymentacji i genezę kompleksu skalnego ze zlepieńcami (wyróżnionego jako element składowy ogniwa B), nie można było ograniczyć się wyłącznie do analizy obserwacji dokonanych w łomie k. Kamienia Łukawskiego. Omówiono więc charakterystykę sąsiednich ogniw z uwzględnieniem zarówno informacji z ważniejszych profili tej formacji z zachodniej części regionu świętokrzyskiego, jak i zdefiniowano ich środowiska sedymentacji oraz zmienność w czasie. Należy podkreślić, że przy pełnej akceptacji podziału litostratygraficznego zaproponowanego przez Przewłockiego (2000), nasuwają się zasadnicze wątpliwości co do poprawności zaprezentowanych wniosków sedymentologicznych.

Trzon paleozoiczny we wschodniej części regionu świętokrzyskiego został zdecydowanie bardziej wyniesiony w stosunku do części zachodniej (Samsonowicz, 1926; Mizerski, Orłowski, 1993) i poddany późniejszej erozji, co rzutuje na stopień zachowania kambryjskiej pokrywy osadowej. Miąższość osadów zaliczanych do poszczególnych ogniw była przez różnych autorów odmiennie oceniana, co było uzależnione od reprezentowanej przez nich koncepcji geotektonicznej, sposobu definiowania granic stratygraficznych jednostek litostratygraficznych oraz stanu odsłoneń terenowych w trakcie prowadzenia badań. Najdokładniejszą mapę

**3. Charakter geotektoniczny basenu** – w literaturze naukowej niezmiennie przewija się pogląd Samsonowicza (1926) o miogeosynklinalnym charakterze sedymentacji kambryjskiej w regionie świętokrzyskim. Rzutuje to zarówno na przypisywanie osadom genezy głębokomorskiej, jak i na zawyżanie miąższości poszczególnych jednostek litostratygraficznych kambru świętokrzyskiego.

występowania formacji łupków z Gór Pieprzowych na obszarze trzonu paleozoicznego regionu świętokrzyskiego opublikował Orłowski (1975). Ogólnie można przyjąć, że omówione tu szczegółowo ogniwa (A–C) omawianej formacji mają zbliżone miąższości i wynoszą 50–100 m – w sumie nie więcej niż 200 m (400–600 m w: Żak, 1962; Orłowski, 1975, 1988a, b; Kowalczewski, 1990; Przewłocki, 2000).

Na zachodnim końcu Pasma Masłowskiego, a zarazem na zachód od kamieniołomu „Wiśniówka”, w czasie prowadzenia robót drogowych przez wzgórze Krzemianki, odsłonięto profil osadów kambryjskich (Kowalczewski, Studencki, 1983). Wzdłuż linii WSW–ENE stwierdzono obecność czterech kompleksów skalnych. Dolną część profilu tworzą (1) iłowce z cienkimi przeławieniami piaskowców (miąższość 8 m), przechodzące w (2) cienko- i średnioławicowe piaskowce kwarcytowe z przeławieniami iłowców i mułowców (miąższość 20 m). Wyżej zalegają (3) gruboławicowe (śr. 0,5 m, maks. 1,1 m) piaskowce kwarcytowe (miąższość 40 m), przechodzące w stropie w kolejny kompleks (4) iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowy o grubości warstw od kilku do 30 cm (miąższość 18 m). Niewątpliwie są to twory przejściowe pomiędzy ogniwem D (*sensu* Przewłocki, 2000) a formacją piaskowców z Wiśniówki i profil ten powinien być uwzględniony w rozważaniach dotyczących przywołanej granicy litostratygraficznej. Warto również zapoznać się ze wspomnianą przez Kowalczewskiego i Studenckiego (1983) dokumentacją geologiczną przekopu autostrady S7 na przedmieściach Kielc.

Podstawą udokumentowania formacji łupków z Gór Pieprzowych na zachodzie regionu świętokrzyskiego są cztery profile rozpoznane na odcinku ok. 3 km ([fig. 2 – lokalizacje 1–4](#)). Znajdują się one w Paśmie Masłowskim i na przyległym, zachodnim końcu Łysogór (Tomczykowa, 1968; Orłowski, 1975; Przewłocki, 2000; Salwa, 2006). Na pełny profil formacji składają się ogniwa:

- iłowce z cienkimi wkładkami mułowców z dolną część sekwencji (ogniwo A);
- piaskowce kwarcytowe stanowiące środkową część sekwencji (ogniwo B);
- heterolity mułowcowo-iłowcowe (ogniwo C).

Należy tu wspomnieć, że fragment wymienionego profilu, obejmujący osady iłowcowe u podstawy kompleksu piaskowców i ich dolną część, uległ przemianom metamor-

ficznym (Czarnecki, 1919). Fragment ten uległ intensywnym zaburzeniom tektonicznym, zmianom strukturalnym i mineralnym charakterystycznym dla deformacji fałdowo-nasunięciowych (Salwa, 2005, 2006). Przyczyną zmian była aktywność tektoniczna świętokrzyskiej strefy dyslokacyjnej znajdującej się w bezpośrednim sąsiedztwie wspomnianego odcinka profilu geologicznego. Wyniki przeprowadzonych, wnikliwych badań nie pozwalają na jednoznaczne datowanie czasu powstania deformacji.

Wymienione profile łącznie dają pełny ogląd wykształcenia litologicznego ogniw A–D wyróżnionych przez Przewłockiego (2000) w obrębie całej formacji na odcinku zachodnim.

Analogiczną rolę na wschodzie (fig. 2 – lokalizacje 6–8) – w okolicach Opatowa – odgrywa sumaryczny (z kilku niezależnych odsłoneń) profil formacji łupków z Gór Pieprzowych (A–D) oraz w miarę ciągły profil odsłaniający się na skarpi doliny Wisły (A–C).

## OGNIWO A

W dolnej części profilu kamecznicy podmachocickiej dominują heterolity ilasto-mułowcowe z pojedynczymi ławicami i soczewkami piaskowców kwarcytowych. W łupkach obserwuje się laminowanie i warstwowanie horyzontalne oraz zmarszczkowe. W warstwach piaskowców spotyka się natomiast warstwowania konwolutive powstałe w wyniku niestatecznych warstwowań gęstościowych. Ślady działalności organizmów są nieliczne i źle zachowane. Zaliczono je do *Planolites montanus* (fig. 4.2 w: Przewłocki, 2000; miąższość 86 m). Wyżej utwory te przechodzą w sekwencję piaszczystą następnego ogniwa. W kamecznicy krajeńskiej i w wąwozie Głębozka profile ogniwa A się nie odsłaniają.

Na wschodnim końcu wychodni ogniwa (okolice Opatowa i Sandomierza) w spągu dominują iłowce z cienkimi ławicami piaskowców. Przechodzą one następnie w zwięzłe, cienkolaminowane heterolity iłowcowo-mułowcowo-piaszczyste składające się głównie z czarnych, laminowanych iłowców i cienkich lamin piaszczystych (0,1–0,3 cm). Ziarna kwarcu są zazwyczaj ostrokrawędziste, co sugeruje ich wulkaniczne pochodzenie. Uwagę zwraca domieszka ziaren kwarcu nieznacznie obtoczonych. Materiał klastyczny był transportowany wraz z łem przez wody opadowe w formie zawiesiny. Za ostateczną segregację łu, mułu i drobnego piasku kwarcowego odpowiadały niewielkie strumienie wód opadowych. Heterolity te budują podłoże Sandomierza (Bielecka, 1967), przyczyniając się tam do powstawania licznych osuwisk. Następnie ich wychodnie kontynuują się na zachodnim odcinku skarpy doliny Wisły (fig. 2 w: Żak, 1962, odcinek o długości 1150 m).

W łupkach mułowcowych i w piaskowcach obserwuje się warstwowania horyzontalne, zmarszczkowe i pogrąży. W obrębie heterolitów spotyka się cienkie przewarstwienia piaskowców (0,5–2,5 cm; przekątnie warstwowane, so-

czekowate, obocznie zanikające) oraz grubsze (3–5 cm, do 10 cm) warstwy piaskowców, z którymi jest związana obecność struktur prądowych na obu powierzchniach oraz w obrębie warstw – laminacja i warstwowanie przekątne (Malec, 2009b). Przewarstwienia piaszczyste występują w formie ciągłych warstw lub soczew. Ich liczba rośnie w wyższej części profilu, aż do drogi prowadzącej do Kamienia Łukawskiego.

Na spągowych powierzchniach ławic piaszczystych obserwowano obecność śladów uderzeń, wleczenia i poślizgów (Przewłocki, 2000). W piaskowcach występują nieliczne warstwowania konwolutive powstałe w następstwie niestatecznych warstwowań gęstościowych. Udokumentowano również liczne zaburzenia fałdowe będące wynikiem płynięcia częściowo skonsolidowanego osadu, czemu zazwyczaj towarzyszyły ścięcia wynikające z przemieszczania się warstw piaszczystych w obrębie laminowanej masy ilasto-mułowcowej (Mastella, Mizerski, 1981).

Zespół struktur sedymentacyjnych, niezbyt urozmaicony, świadczy o depozycji osadu na obszarze speneplenizowanym, w środowisku mokradeł nadmorskich, w warunkach klimatu wilgotnego, chłodnego. Powszechnie dominującą laminację osadu wywoływały mżawki i deszcze, a w przypadku większego opadu tworzyły się kilkucentymetrowe wkładki i soczewki drobnoziarnistego piasku kwarcowego. Skład materiału detrytycznego wskazuje na jego dojrzałość petrograficzną, będącą efektem redepozycji ze starszych pokryw osadowych, zapewne dolnokambryjskich masywu małopolskiego. Obserwuje się zdecydowaną unifikację środowiska sedymentacji i litologii ogniwa A na całej, równoleżnikowej długości jego występowania w regionie świętokrzyskim.

Należy podkreślić analogię pomiędzy słabą dokumentacją akritarchową łupków ilastych ogniwa A w otworze Kamień Plebański (Szczepanik, 1997; fig. 3B – nr 2) a obecnością rzadkich i zniszczonych akritarchów (Szczepanik i in., 2004, 2005) w spągowej części odwiertu Lenarczyce PIG 1 (głęb. 138,4–150,0 m p.p.t.; miaoling, warstwy z Kobiernik). Mikroskamieniałości są reprezentowane przez nieliczne formy bez znaczenia biostratygraficznego (Trela i in., 2006, 2025).

Obecności makroskamieniałości właściwych w osadach ogniwa A nie odnotowano. W łupkach mułowcowych i na powierzchniach spągowych ławic piaskowców występują nieliczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus*.

W podobnych osadach, w próbce pobranej z urobku wiercenia wykonanego na terenie Sandomierza (głęb. 29 m p.p.t.; fig. 3B – nr 1), Alexandrowicz (1969) znalazł *Thurramminoides sphaeroidalis* Plummer (organizmy aglutynujące zaliczane do otwornic). Takson ten nie ma znaczenia biostratygraficznego.

Zważywszy na zbieżność biegów warstw w odsłonięciach z ogólnym kierunkiem skarpy wiślanej, to średnią miąższość ogniwa A we wschodniej części regionu świętokrzyskiego można ocenić na 60 m (maks. 100 m; cf. Przewłocki, 2000).

## OGNIWO B

Na zachodzie bloku łysogórskiego skały zaliczone do ogniwa B (środkowy kompleks skalny) odsłaniają się już od kamecznicy podmachocickiej (wschodni koniec Pasma Masłowskiego; Tomczykowa, 1968; Orłowski, 1975; fig. 4.2 w: Przewłocki, 2000, miąższość 57 m).

Pod względem litologicznym jest to kompleks piaskowców kwarcytowych o miąższościach ławic początkowo od kilkunastu centymetrów, a w środkowej części ogniwa dochodzących nawet do 30–40 cm. Piaskowce często przechodzą w profilach pionowych oraz obocznie w serie heterolitów mułowcowo-iłwcowych lub mułowcowo-piaskowcowo-iłwcowych. Ze skał tego ogniwa opisano bardzo liczne struktury sedimentacyjne: szczeliny synerezyjne, intraklasty łupków ilastych i mułowcowych, warstwowania horyzontalne, zmarszczkowe, przekątne, kopułowe, a nawet kanały erozyjne (fig. 4.2 w: Przewłocki, 2000) oraz zespół

skamieniałości śladowych stosunkowo urozmaicony, w porównaniu do obu sąsiednich ogniw (A i C). Stwierdzono obecność *Planolites beverleyensis*, *P. montanus*, *Treptichnus rectangularis* (Kowalczewski, 1973; Przewłocki, 2000; Szczepanik, Malec, 2017). Spągowa oraz dolna część osadów ogniwa B były poddane silnym zmianom metamorficznym wywołanych wpływem aktywności tektonicznej pobliskiej dyslokacji łysogórskiej (por. fig. 4.4 w: Salwa, 2006).

W pobliskiej kamecznicy krajeńskiej widoczna jest tylko wyższa część profilu ogniwa B (*op. cit.*), obejmująca kompleks piaskowców kwarcytowych o miąższości ponad 8 m, z ławicami o miąższości do 40 cm, z przeławieniami heterolitów mułowcowych i podobnym zespołem struktur sedimentacyjnych. Nad nimi zalega kompleks ogniwa C (granica nie jest dostępna). Zbliżona sytuacja jest widoczna po wschodniej stronie Przełęczy Krajeńskiej, na SW stoku Łysicy (zachodni koniec pasma Łysogór), gdzie znajduje się wąwóz Głębozka, w którego dolnej części odsłaniają się

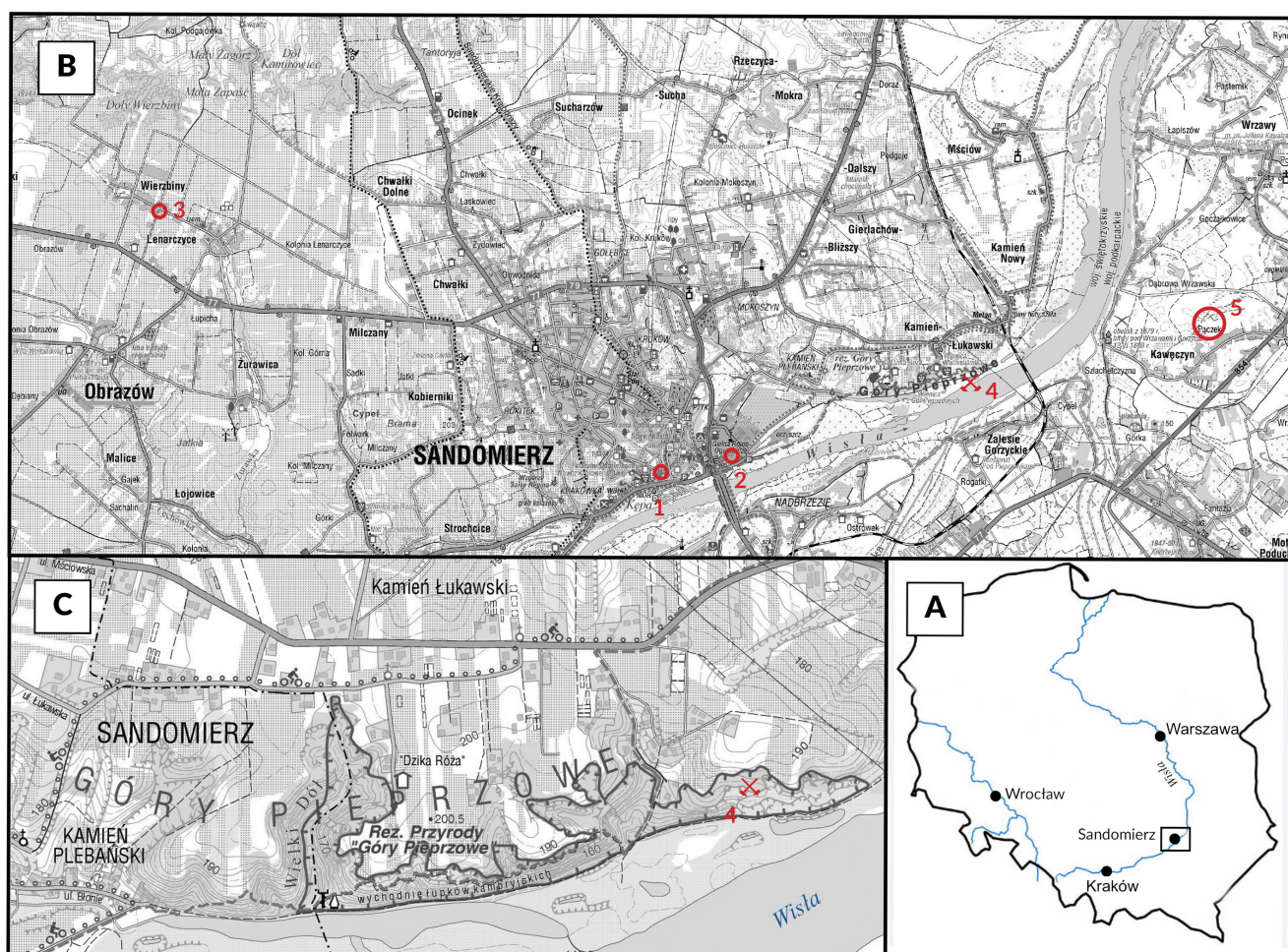


Fig. 3. (A) Lokalizacja terenu badań w Polsce oraz (B, C) w okolicach Sandomierza

1 – odwiert na przedmieściu Sandomierza (Alexandrowicz, 1969), 2 – odwiert Kamień Plebański (Szczepanik, 1997), 3 – odwiert Lenarczyce PIG 1 (Szczepanik i in., 2005), 4 – nieczynny łom k. Kamienia Łukawskiego (Samsonowicz, 1916), 5 – wzgórze Pączek (Orłowski, 1964, 1985). Podkłady topograficzne B i C pochodzą z mapy pt. „Wyżyna Sandomierska”, COMPASS, Kraków

Location of the study area in Poland (A) and in the Sandomierz region (B, C)

1 – a borehole on the outskirts of Sandomierz (Alexandrowicz, 1969), 2 – Kamień Plebański borehole (Szczepanik, 1997), 3 – Lenarczyce PIG 1 borehole (Szczepanik *et al.*, 2005), 4 – the disused pit near Kamień Łukawski (Samsonowicz, 1916), 5 – Pączek Hill (Orłowski, 1964, 1985). The topographic bases in B and C are derived from the map “Wyżyna Sandomierska”, COMPASS, Kraków

cienko- i średnioławicowe piaskowce kwarcytowe z przewarstwieniami szarych mułowców. Utwory te również zaliczono do ogniwa B.

Pas występowania osadów ogniwa B kontynuuje się na południowych stokach Łysogór i Pasma Jeleniowskiego oraz w podłożu Wyżyny Opatowskiej, aż po okolice wsi Kamień Łukawski na wschodzie.

W okolicach Opatowa odsłonięcia osadów ogniwa B wpisane są w siatkę licznych uskoków. Na omawiane ogniwo składają się profile oddzielnych odsłonień o zróżnicowanej litologii (Kowalczewski, 1973; Orłowski, Żylińska, 1996; Przewłocki, 2000; Malec, 2009b, c). Udokumentowano obecność heterolitów, w skład których wchodzi ciemne łupki ilaste z cienkimi warstewkami (do 2 cm) piaskowców kwarcytowych oraz przewarstwienia średnioławicowych piaskowców kwarcytowych, drobnoziarnistych z licznymi strukturami sedymentacyjnymi. Opisano również piaskowce jw., gruboławicowe, o miąższościach ławic dochodzących do 30 cm (Malec, 2009b, c).

W piaskowcach stwierdzono obecność licznych struktur sedymentacyjnych (Przewłocki, 2000), takich jak: warstwowania horyzontalne, zmarszczkowe, przekątne, kopułowe, odlewy śladów wleczenia, zadziory uderzeniowe, ślady poślizgów, pogrąży, spękania synerezyjne (fig. 4), intraklasty ilaste o średnicy do 5 cm, ripplemarki proste i językowate oraz kanał erozyjny.

Ślady działalności życiowej organizmów są reprezentowane przez *Planolites beverleyensis*, *P. montanus* i *Bilinicinus simplex*.

W odsłonięciach formacji łupków z Gór Pieprzowych dostępnych na stoku Gór Pieprzowych, na odcinku od drogi do Kamienia Łukawskiego do łomu na wschodzie, widoczny jest zróżnicowany litologicznie kompleks osadów składający się z łupków ilastych, ilasto-mułowcowych i mułowcowych z domieszką frakcji piaszczystej (Naglik i in., 2016; Bąk i in., 2017), aż do miejsca pojawienia się piaskowców i zlepieńców. Wskazany odcinek ogniwa B różni się od osadów starszego ogniwa wzrostem zawartości ziaren kwarcu, ich wielkością (muł kwarcowy, piasek drobnoziarnisty) oraz wyższym stopniem ich obtoczenia.

Dokładny opis przemienne występowania kompleksów łupków ilastych i łupków ilasto-mułowcowych przedstawił Żak (1962), jednak opisane przez tego autora szczegółowe następstwo litologiczne może być pozorne, gdyż na zmiany litologii mogą wpływać uskoki poprzeczne do skarpy doliny Wisły.

**Piaskowce.** W piaskowcach oraz w spoiwie piaszczystym zlepieńców z łomu k. Kamienia Łukawskiego ewidentnie występują dwie odmienne grupy ziaren kwarcu. Część z nich jest bez wątpliwości redeponowana ze starszych, dolkambryjskich pokryw osadowych i wykazuje znaczny stopień dojrzałości petrograficznej oraz bardzo dobre obtoczenie ziaren, w szczególności tych większych. Dojrzałość wyraża się również bardzo wysoką koncentracją kwarcu w stosunku do innych minerałów klastycznych oraz silnie zredukowanym zespołem minerałów ciężkich (turmalin, cyrkon, rutyl i anataz).

W jedynym pełnym opisie sekwencji, która odsłaniała się w łomie k. pierwotnej lokacji wsi Kamień Łukawski (Samsonowicz, 1916), znajduje się wiele dodatkowych informacji. Odsłaniały się tam m.in. dwie odmiany piaskowców:

- piaskowce kwarcytowe, drobnoziarniste, jasnoszare, silnie scementowane spoiwem kwarcowym, zawierające blaszki muskowitu, pseudomorfozy limonitu po pirycie oraz intraklasty ciemnych łupków ilastych. W piaskowcach tych znajdowano szczątki trylobitów, były one jednak rzadkie i nieoznaczalne, natomiast skorupki ramienionogów były bardzo liczne i pokruszone;
- piaskowce kwarcowo-wapienne (por. Kühl, 1931), drobnoziarniste, ciemnoszare, niekiedy prawie czarne, o spoiwie silnie wapnistym, z gęsto rozrzuconymi pseudomorfozami limonitu po pirycie. Z opisów wynika, że w tych piaskowcach spotykane były intraklasty zbudowane z szarych łupków ilastych, liczne szczątki trylobitów oraz relatywnie mniej pospolite skorupki ramienionogów. Piaskowce te, zalegające na zlepieńcach, wykazywały podobieństwo do wkładek piaszczystych ze wzgórza Pączek, w których Orłowski (1964, 1985) znajdował szczątki trylobitów i ramienionogów.

O znacznej dynamice przepływu prądów wodnych k. Kamienia Łukawskiego świadczą pospolite w łomie fragmenty cienkich ławic piaskowców i mułowców o falistych powierzchniach pokrytych licznymi, zniszczonymi skorupkami ramienionogów (fig. 5).

Obecność węgla wapnia jako spoiwa dotyczy również części kongrecji w zlepieńcach oraz pojedynczego znaleziska w postaci dużej kongrecji. Obserwacja ta, podobnie jak i kwestia genezy poziomów kongrecji węglanowych w osadach kambru dolnego (Łownica, Nawodzice), wymagają zbadania pod kątem poznania procesów geochemicznych.

**Zlepieńce.** W przeszłości na północno-zachodnim krańcu wyrobiska dostępny był pakiet nieregularnych warstw zlepieńców. Omówił je i zilustrował graficznie Orłowski (1964), a Malec szczegółowo opisał i również zilustrował (2009a, fot. 3 w: 2023). Na wskazanej fotografii widoczny jest zespół soczewkowatych warstw zlepieńców o zmiennej miąższości, rozdzielonych zdeformowanymi przekładkami czarnych mułowców; całość ma sumaryczną miąższość 1,5 m. Na powierzchniach ławic zlepieńców można zaobserwować struktury prądowe. Podobne struktury są również widoczne na powierzchniach uławiczenia fragmentów ławic piaskowca znajdujących współcześnie w rumoszu na skarpach łomu. Z rumoszu skalnego zachodniej części wyrobiska pochodzą omawiane tu fragmenty ławic zlepieńców. W NE narożniku wyrobiska znaleziono cienką i kruchą ławicę zlepieńców z domieszką materiału ilastego (Orłowski, 1964). Zlepieńce sąsiadowały z obiema odmianami piaskowców, przy czym granice litologiczne były zamaskowane wietrzejącymi przeławieniami łupków. Według starych opisów (Samsonowicz, 1916) istniało stopniowe przejście pomiędzy zlepieńcami a piaskowcami w następstwie zmian składu spoiwa i zawartości kongrecji. Samsonowicz (*op. cit.*)

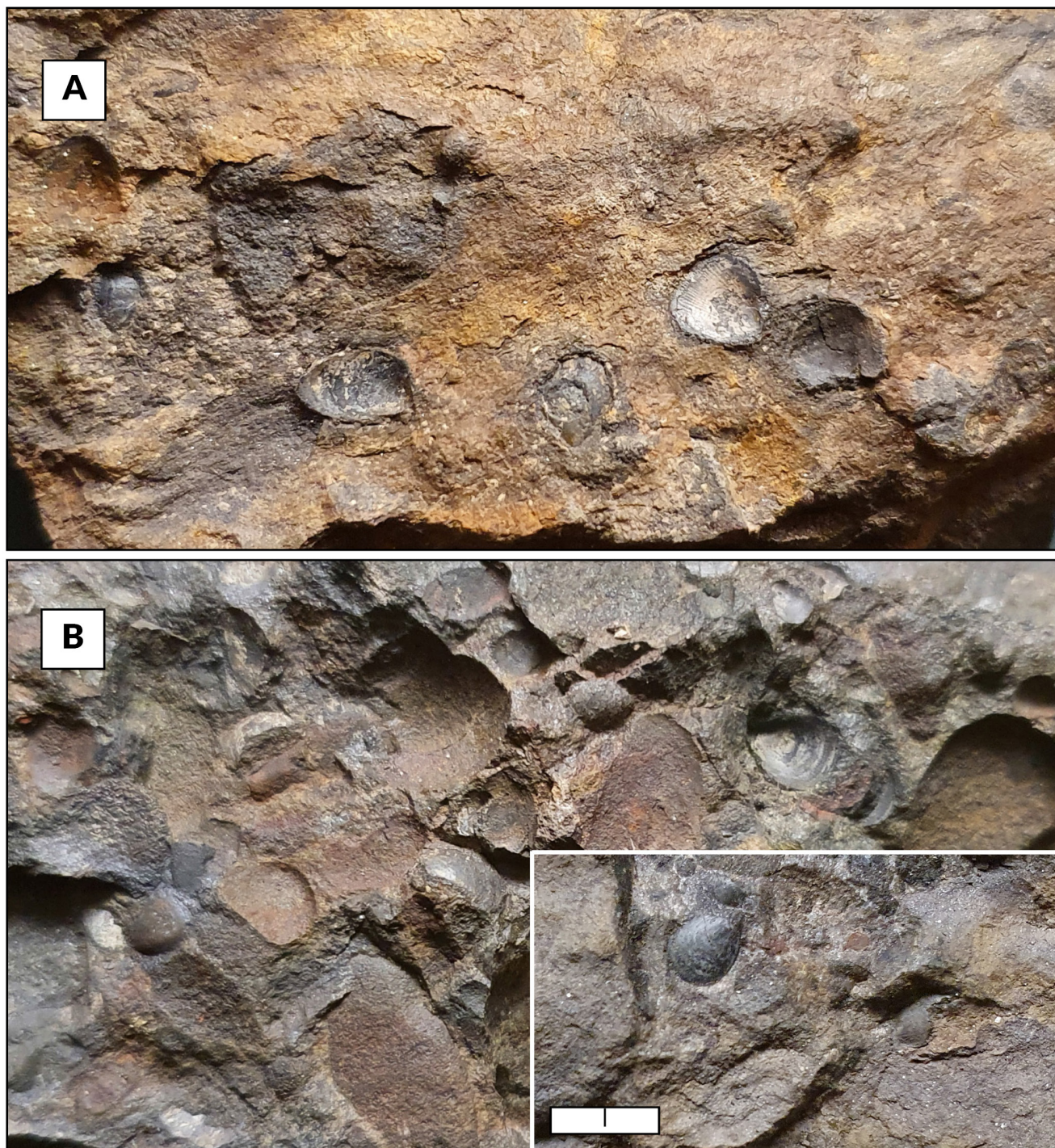


**Fig. 4. Przykłady struktur sedimentacyjnych na powierzchniach ulawienia piaskowców i mułwców kwarcowych w formie (A) spływów i pogrążeń oraz (B) szczelin syneresyjnych na spągowych powierzchniach ławic**

Długość białego paska = 2 cm

Examples of sedimentary structures on the bedding planes of quartz sandstones and mudstones in the form of (A) flows and load casts, and (B) syneresis cracks on the sole surfaces of beds

White scale bar = 2 cm



**Fig. 5. Material skalny z osypiska poeksploatacyjnego z łomu k. Kamienia Łukawskiego**

(A) Piaskowiec kwarcytowy, cienkowarstwowy z nagromadzeniami skorupki ramienionogów na powierzchni uławicenia, zniszczonych w wyniku redepozycji osadu po dnie. (B) Dobrze zachowane skorupki ramienionogów w materiale mułowcowo-piaszczystym, wypełniającym przestrzeń pomiędzy klastami w zlepniach. Szerokość kompletnych skorupki ok. 6 mm

Rock material from a post-mining scree of the pit near the village Kamień Łukawski

(A) Thin-bedded quartzitic sandstone with accumulations of brachiopod shells on the bedding planes, damaged due to sediment redeposition on the sea floor. (B) Well-preserved brachiopod shells in muddy-sandy material filling the inter-clast spaces in conglomerates. Complete shells are about 6 mm in width

stwierdził, że miały one *kapryśny przebieg i wielką petrograficzną zmienność*, która wyrażała się m.in. zróżnicowaniem miąższości ławic oraz składem i kolorem spoiwa – od zupełnie czarnego do jasnoszarego. Wymieniana w literaturze obecność rozmaitych typów klastów w zlepieńcach jest zaskakująca, a ich pochodzenie jest interpretowane w różnorodny sposób, co omówiono w dalszej części tekstu.

Pomiędzy obiema wymienionymi lokalizacjami w obrębie łomu zarówno zlepieńce, jak i piaskowce, zostały wyeksploatowane i użyte do wzmocnienia zewnętrznej strony wału przeciwpowodziowego na odcinku pomiędzy wschodnim przedmieściem Sandomierza (Kamień Plebański), a przyczółkiem mostu kolejowego na wschodzie (inf. ustna J. Ziolo).

Obecnie w łomie jest dobrze widoczna powierzchnia osadów podścielających, zbudowana z cienkowarstwowych i laminowanych osadów mułowcowo-ilastych z podrzędnie występującymi wtrąceniami piaskowców. Powierzchnia ta stanowiła podłoże wyeksploatowanej sekwencji skalnej i jej położenie jest zgodne z pochyleniem skarpy doliny. W wyrobisku nie można było zaobserwować obecności fałdów tektonicznych. Wskazanie obecności w podłożu tzw. antykliny Kamienia Łukawskiego (Żak, 1962; Malec, 2023) nie znajduje jakiegokolwiek uzasadnienia.

W stropowej części tzw. warstw z Kobiernik z otworu Lenarczyce PIG 1, w przedziale głęb. 138,0–135,3 m p.p.t., (w spągu granica tektoniczna) w osadach ilasto-mułowcowych Szczepanik (w: Trela i in., 2025) znalazł liczny zespół mikroskamieniałości (nazwany A–1) zróżnicowany pod względem taksonomicznym. Zasięgi biostratygraficzne części taksonów rozpoczynają się od osadów zaliczonych do serii 2 (= kambr dolny), inne są wskaźnikowe tylko dla najwyższej części kambru dolnego (dla poziomu trylobitowego *Protolenus–Issafeniella*), a niektóre gatunki sięgają aż do spągu dolnego miaoling (wuliuanu; por. fig. 12), do piętra *Acadoparadoxides oelandicus*. W tym przedziale chronostratygraficznym w wielu profilach utworów kambryjskich zaznacza się luka sedymentacyjna.

W profilu Gór Pieprzowych przedział ten odpowiada odcinkowi zbocza przyległego od wschodu do drogi wiodącej w górę do Kamienia Łukawskiego (zachodnia część odcinka V na fig. 2 w: Żak, 1962; zachodnia część odcinka II na fig. 1B w: Mardal, 1993). Zbocze doliny Wisły na tym odcinku uległo znacznemu osunięciu z powodu dominacji w profilu cienkolaminowanych heterolitów ilasto-mułowcowych z nielicznymi, cienkimi przeławiczeniami mułowców i drobnoziarnistych piaskowców kwarcytowych (fig. 6). Współcześnie osady te są dostępne na powierzchni wyłącznie w podłożu ww. drogi i na jej skarpach.

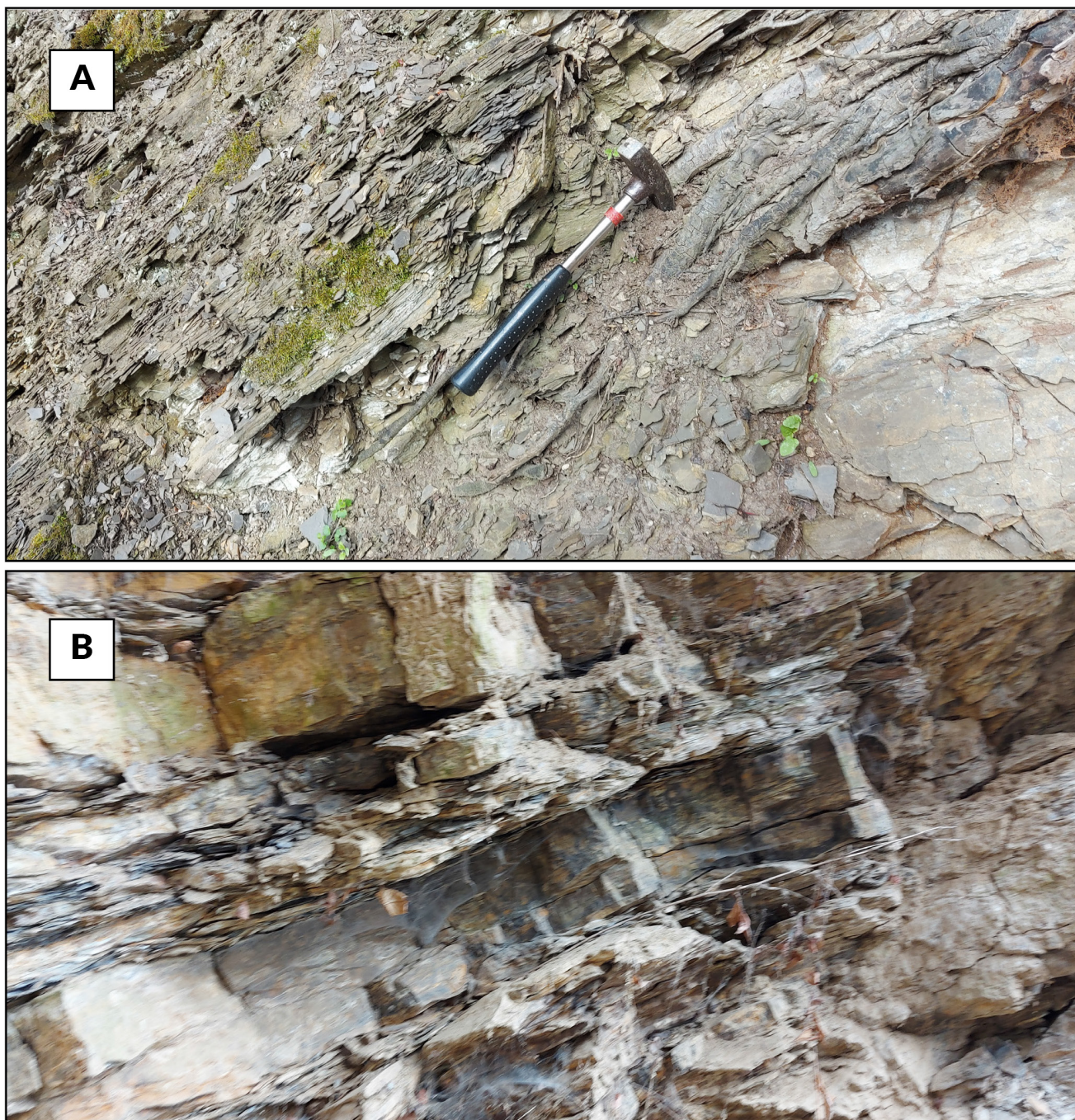
W dolnej części skarpy drogowej, po jej wschodniej stronie, znajdują się odsłonięcia, z których opisano akritarchy i glony, których sposób zachowania jest zróżnicowany (Bąk i in., 2017). Mikroskamieniałości te pochodzą ze środowiska bagiennie-ładowego, gdzie mikroorganizmy zasiedlały podmokłości i lokalne strumyki wód opadowych. Towarzysząca temu bardzo powolna sedymentacja sprzyjała utlenianiu i rozkładowi substancji organicznej. Okazy zabarwione

na ciemno znajdują się na wtórnym złożu. Towarzyszy im materiał mikrobiologiczny znacznie jaśniejszy, pochodzenia lokalnego, świadczący o środowisku przybrzeżnym i wpływach morskich. W stropowej ilastej sekwencji ogniwa A miała miejsce przemienność wilgotnego środowiska łądowego ze strefą przybrzeżną środowiska wodnego (Bąk i in., 2017). W połączeniu z obserwacjami sedymentologicznymi (uziarnienie, laminacja osadu oraz inne drobne struktury sedymentacyjne) nasuwa się stwierdzenie, że transport materiału osadowego i biologicznego odbywał się za pośrednictwem drobnych strumyków wód opadowych na pograniczu z akwenem słodkowodnym lub brakicznym. Większe opady deszczu były bardzo rzadkie i jedynie lokalnie pozostawiały drobne soczewy i wkładki drobnoziarnistego piasku kwarcowego.

Oba wspomniane profile pozwalają na sugestię, że w spągu osadów udokumentowanych pod względem biostratygraficznym można lokować dolną granicę ogniwa B. Z punktu widzenia obserwacji zmian litologicznych w profilu kwestia lokalizacji granicy litostratygraficznej jest bardziej złożona. Nieco na wschód, pomiędzy wspomnianą drogą a łomem, w miejscu trudnym do zdefiniowania z powodu zaniku dawnych odsłonieć, wzrastał udział piaskowców w profilu i pojawiały się ławice o miąższości do 20 cm sygnalizujące zdecydowaną zmianę środowiska sedymentacyjnego na burzliwą, przybrzeżną, świadczącą o powstaniu płytkiego zbiornika wodnego (brakicznego?).

Należy podkreślić, że w całym profilu ogniwa B (w części przyległej do dyslokacji świętokrzyskiej i na skarpie doliny Wisły) w spągowych częściach grubszych ławic piaskowców spotyka się cienkie (do kilku milimetrów), płaskie intraklasty o zarysie owalnym (o średnicy do 5 cm), powstałe z rozmycia lamin mułowcowo-ilastych przez sporadyczne, intensywne przepływy wody o charakterze nawałnicowym. Nagromadzenia klastów są efektem lokalnej redepozycji najdrobniejszego materiału osadowego.

Zespół obserwowanych struktur sedymentacyjnych ogniwa B w regionie świętokrzyskim składa się na obraz zbiornika płytkiego, z okresowymi, intensywnymi przepływami prądów wodnych obciążonych znaczącą ilością materiału piaszczystego. Do powstałego po zachodniej stronie „południka Sandomierza” zbiornika, prawdopodobnie miały miejsce lokalne wlewy wód brakicznych ze wschodu poprzez próg podwodny, dokumentowany przez kompleks zlepieńcowo-piaskowcowy. Może o tym świadczyć znalezienie przez Przewłockiego (2000) jednej skorupki *lingulelli* w odsłonięciu położonym na zachód od Gór Pieprzowych. Na całej długości pasa osadów ogniwa B na wschód od ww. „południka” występuje niezbyt urozmaity, ale relatywnie liczny zespół skamieniałości śladowych. Natomiast w łomie k. Kamienia Łukawskiego autor niniejszej publikacji znalazł zaledwie dwa odciski struktur, które mogą być interpretowane jako ślady aktywności życiowej ówczesnych organizmów („odlewy jam żerowiskowych”, Kühn, Radlicz, 1988) i postoiu organizmu bezszkieletowego (cf. *Bergaueria ichnosp.*, Orłowski, Żylińska, 1996). Może to świadczyć o podwyższonej zawartości organiki i niedoborze tlenu w osadzie.



**Fig. 6. Odsłonięcia osadów ogniwa B formacji łupków z Gór Pieprzowych, środkowa część kambru środkowego**

**(A)** Łupki mułowcowe tworzą północną ścianę łomu na skarpie doliny Wisły. **(B)** piaskowce kwarcytowe (miąższości ławic 12–15 cm) z wkładkami mułowców – odsłonięcie w najwyższej części skarpy, na wschód od łomu. Zabarwienie skał jest pochodną procesów wietrzeniowych

Exposures of sediments of Member B of the Góry Pieprzowe Shale Formation, middle Middle Cambrian

**(A)** Mud shales form the northern face of the pit on the escarpment of the Vistula River valley. **(B)** Quartzitic sandstones (bed thickness 12–15 cm) with mudstone inserts – an exposure in the uppermost part of the escarpment, east of the pit. The colouration of the rocks is due to weathering processes

W odwiercie Lenarczyce PIG 1 brakuje odpowiednika litostratygraficznego ogniwa B. Na głębokości 133,5 m p.p.t. występuje istotna luka sedimentacyjna, a zapewne i erozyjna. Następny kompleks osadowy (formacja z Lenarczyce) należy już do górnego furongu (Trela i in., 2025).

Mięszczość całej sekwencji skalnej zaliczonej do ogniwa B we wschodniej części regionu świętokrzyskiego można ocenić na ok. 60 m, w tym mięszczość kompleksu zlepieńcowo-piaskowcowego wg Kowalczewskiego (1995) wynosi 20–30 m.

## OGNIWO C

Na zachodzie regionu świętokrzyskiego pas odsłoneńc ogniwa C rozpoczyna się w kamecznicy podmachocickiej, na stoku Góry Radostowej. Zaliczone tu osady tworzą najwyższą, odsłoniętą część niepełnego profilu, w którym niedostępne są zarówno granica z następnym ogniwem (D), jak i tektoniczna – z formacją piaskowców z Wiśniówki.

Zbadana część profilu składa się z łupków ilastych oraz ilasto-mułowcowych z soczewkami i ławicami piaskowców kwarcytowych, drobnoziarnistych z warstwowaniami horyzontalnymi i zmarszczkowymi. Analogiczne osady występują w pobliskiej kamecznicy krajeńskiej. W opisanych osadach stwierdzono obecność warstewek bentonitów oraz nieliczne ślady *Planolites montanus*. Mięszczość tej sekwencji w kamecznicy podmachocickiej oszacowano na 85 m, a w kamecznicy krajeńskiej na 50 m (Przewłocki, 2000).

W pasie wychodni ogniwa C – na wschodnim pograniczu Pasma Masłowskiego (kamecznica krajeńska) i na SW stoku Łysicy (wąwóz Głębozka) stanowiącym zachodnie zakończenie Pasma Głównego (Łysogóry) – zaznacza się dominacja czarnych iłowców laminowanych z podrzędnym udziałem cienkich lamin i smug mułowców oraz rzadziej występujących drobnoziarnistych, jasnoszarych piaskowców o grubości warstewek 0,1–10 mm. Laminy mułowcowe, a niekiedy również piaskowcowe, zazwyczaj wyklinowują się obocznie. W warstewkach są widoczne drobne struktury sedimentacyjne, takie jak laminowanie poziome i przekątne oraz soczewkowate ripplemarki. Dominują warstwowania horyzontalne, rzadziej zmarszczkowe (Szczepanik, Malec, 2017). Obecne w laminach mułowcowych bardzo drobne ziarna kwarcu charakteryzują się dobrą selekcją, słabym stopniem obtoczenia oraz zazwyczaj brakiem uporządkowania. Składanie materiału lamin iłowcowych było efektem suspensji w formie okresowego, powolnego wypadania minerałów ilastych i mułu kwarcowego z toni wodnej. Osady te były następnie przemywane w wyniku cyklicznej działalności słabych prądów trakcyjnych związanych z przepływem wód opadowych. W osadach zwraca uwagę brak pirytu, czego przyczyną mógł być mały udział substancji organicznej w środowisku.

Na całej długości występowania ogniwa pojawiają się iłowce, łupki ilaste i łupki mułowcowe z licznymi, drobnymi przewarstwieniami piaskowców kwarcytowych, o mięszczościach do kilku centymetrów oraz kilka wkładek jasnobrzo-

wych bentonitów. Widoczne są warstwowania horyzontalne i zmarszczkowe, a na powierzchniach spągowych piaskowców – nieliczne struktury erozyjne w postaci śladów wleczenia i poślizgów.

W wyższej części sekwencji ilastej występują łupki kremowe, z syngenetycznymi pokładami lub gniazdami syderytów oraz sferosyderytów pokładowych (Fijałkowska, Fijałkowski, 1963; Szczepanik, Malec, 2017). Utwory te powstawały w lokalnym zbiorniku wodnym, w wyniku wypadania z roztworu węgla żelaza przy równoczesnej bardzo ograniczonej dostawie materiału osadowego z obszaru alimentacyjnego położonego zapewne na południe lub południowy zachód. Obecność syderytów w formie pierwotnych warstw osadowych wskazuje na środowisko beztlenowe i wody chłodne (Hałas, Chlebowski, 2004). Utwory te są przykryte czarnymi iłowcami (górną część wąwozu Głębozka), a ich mięszczość oceniono na nie mniej niż 40 m.

Natomiast na drugim końcu zbiornika sedimentacyjnego, na wschód od Pasma Jeleniowskiego, w okolicach Opatowa, rozpościera się obszar o stosunkowo mało urozmaiconej powierzchni. Ogólnie w dostępnych profilach litologicznych zaznaczają się dwie tendencje: 1) wzrost udziału materiału mułowcowego w osadzie w kierunku wschodnim (Naglik i in., 2016) oraz 2) wzrost liczby wkładek piaszczystych w stropowej części ogniwa (Kowalczewski, 1973; Kowalczewski i in., 1976; Malec, 2009b).

Wspomniany obszar był przedmiotem szczegółowych badań Malca (2009b; por. Radwański, Roniewicz, 1962), który zdefiniował litofacje i na tej podstawie wyróżnił 4 kompleksy osadowe. Dwa dolne odpowiadają ogniwu C (*sensu* Przewłocki, 2000).

Najniższy kompleks (warstwy jurkowickie *sensu* Kowalczewski i in., 1976), generalnie występujący w rejonie Jurkowic, tworzą heterolity iłowcowo-piaskowcowe złożone z naprzemianległych lamin iłowców czarnych i lamin piaszczystych (1–3 mm), wśród których występują cienkie warstewki piaszczyste (do 2,5 cm), nieciągłe, soczewkowate, przekątne warstwowane oraz nieliczne ławice piaskowców (3–5 cm, maks. 10 cm). Na powierzchniach piaskowców są obecne hieroglify i ripplemarki prądowe.

Odpowiednik osadów ogniwa C przypada na część skarpy Gór Pieprzowych znajdującą się bezpośrednio na wschód od starego łomu. Odcinek ten zawsze był słabo odsłonięty, zapewne z powodu dominacji osadów ilastych, mało odpornych na oddziaływanie wód opadowych, a zarazem sprzyjających powstawaniu licznych osuwisk.

Wyższy poziom wydzielony przez Malca (2009b; warstwy marcinowickie *sensu* Kowalczewski i in., 1976) przede wszystkim odsłania się w okolicy Marcinkowic. Tworzą go ciemnoszare i zielonkawe zwięzłe mułowce i łupki mułowcowe, poziomo laminowane, o dobrej oddzielności, będącej efektem nagromadzenia łyszczyków na powierzchniach łupliwości, co upodabnia je do dalszego odcinka wspomnianego powyżej profilu wschodniej części Gór Pieprzowych.

Wśród wymienionych powyżej mułowców występują laminy i soczewkowate warstewki osadu piaszczystego, jak również cienkie (do 6 cm) warstwy piaskowców

kwarcowych, laminowane poziomo lub przekątnie. Na powierzchniach grubszych ławic piaskowców obserwuje się ripplemarki, a wśród mułowców zaobserwowano litoklasty o średnicy 1–2 cm i grubości 3 mm oraz poziom „toczeńców osuwiskowych” (niestateczne warstwowania gęstościowe?) zbudowanych z ciemnoszarych piaskowców laminowanych o grubości 6–10 cm i o długości do 25 cm (Malec, 2009a).

W profilach wschodniego końca utworów kambru środkowego w Górach Pieprzowych Michniak (1969) zwrócił uwagę na dobrą obróbkę ziaren kwarcu w mułowcach, co sugeruje znaczącą rolę transportu materiału po powierzchni dna. Podkreślił zupełny brak glaukonitu i skaleni. Niekiedy spotykał wtrącenia wtórnego kalcytu, jednak ówczesne badania petrograficzne generalnie nie były skupione na profilu z Gór Pieprzowych.

W profilach ogniwa C nie stwierdzono obecności makroskamieniałości właściwych. Ze skamieniałości śladowych odnotowano wyłącznie nieliczne, słabo zachowane *Planolites montanus*.

W wąwozie Głębozca (SW stok Łysicy, zachodni koniec Łysogór) zwraca uwagę brak mikroskamieniałości w dolnej, mułowcowo-piaskowcowej części profilu i znaczna ich ilość w czarnych iłowcach (Szczepanik, Malec, 2017). Zespół akritarchów ze stropowej części ogniwa C wskazuje na pogranicze najwyższego miaolingiu z furongiem (najniższy furong?; Szczepanik, Malec, 2017). Prawdopodobnie nastąpiła wówczas aktywizacja sedymentacji ilastej w środowisku wodnym, bagienno-brakicznym, będącym pierwszym efektem podniesienia podstawy erozyjnej w kształtującym się dopiero basenie sedymentacyjnym ogniwa D.

Odpowiednikami wspomnianych czarnych iłowców z odsłoneń z wąwozu Głębozca są czarne łupki ilaste opisane z sąsiedztwa mostu kolejowego na końcu Gór Pieprzowych (Żak, 1962: str. 29). Osady te są obecnie zapełnione zwietrzeliną utworów kambryjskich i osuniętym lessem (por. również opisy odsłoneń w: Malec, 2023).

Z punktu widzenia analizy sedymentologicznej zwraca uwagę podobieństwo sytuacyjne (jednak nie czasowe) ze stropową ilastą częścią profilu ogniwa A opisanego ze skarpy wiślanej przy drodze do Kamienia Łukawskiego (Bąk i in., 2017) zasobną w akritarchy i glony, których w niższej części profilu nie stwierdzano lub były nieliczne i źle zachowane.

Nadchodzące zmiany środowiska na wodne (stropowe części ogniwa A i C) zaznaczały się najpierw powolnym podnoszeniem podstawy erozyjnej, aktywizacją sedymentacji ilastej oraz powstaniem środowiska przybrzeżnego (rozlewiska wodne?) sprzyjającego rozwojowi mikroorganizmów. Dopiero na następnym etapie wzrastała rola transportu rzecznoego, udziału materiału piaszczystego i formowania się licznych struktur sedymentacyjnych typowych dla strefy przybrzeżnej akwenów.

Warto wspomnieć, że Szczepanik i Malec (2017) znajdowali we wspomnianych czarnych iłowcach kuliste struktury z glinokrzemianów o średnicy 3–8 µm, które nasuwały im porównanie do radiolarii. Identyczne, a zarazem liczne, takie formy autor pozyskiwał z lamin ilastych rozdzielających

ławice wapieni środkowego triasu. Laminy te odpowiadały lokalnym przerwom sedymentacyjnym sprzyjającym koncentracji pyłu kosmicznego o kulistych kształtach i analogicznych średnicach. Przekładając tę obserwację na czarne iły występujące w stropie ogniwa C, można wnioskować, że ówczesne tempo sedymentacji także było bardzo powolne.

Świętokrzyski basen sedymentacyjny miał charakter położej niziny, nieco pochylonej w kierunku północnym. W profilu Gór Pieprzowych zaznaczyła się zwiększona dostawa materiału mułowcowego, prawdopodobnie z kierunku północno-wschodniego. Natomiast na zachodnim krańcu pasa wychodni ogniwa C (Łysica, wąwóz Głębozca) ograniczona dostawa osadu z zachodu i północnego zachodu doprowadziła do okresowego uruchomienia sedymentacji chemicznej (syderyty).

Udział materiału piaszczystego (drobnoziarnistego) w profilach ogniwa C był całkowicie podrzędny. Był on dostarczany przede wszystkim z terenu masywu małopolskiego, z obszaru w znacznym stopniu spenepelnizowanego. Pod koniec sedymentacji osadów ogniwa C zaczęła się zaznaczać subsydencja podłoża północnej części regionu świętokrzyskiego i stopniowo powiększający się udział materiału piaszczystego w profilach skalnych. Było to jednym z kryteriów wydzielenia ogniwa D (por. Przewłocki, 2000).

## OGNIWO D

Do kolejnego ogniwa (*sensu* Przewłocki, 2000) zaliczono kompleks osadów najlepiej poznany:

- na wzgórzu Krzemianki (Kowalczewski, Studencki, 1983), gdzie zaobserwowano dwudzielność dolnej części profilu;
- na Górze Klonówce (na północ od Kielc; Studencki, 1998), wskazano na dwudzielność profilu;
- w stropowej części profilu kamecznicy krajeńskiej (Przewłocki, 2000);
- na północnym stoku Kobyłej Góry (SE koniec Łysogór) i na zachodnim krańcu Pasma Jeleniowskiego, po wschodniej stronie rzeczki Słupianki (Solarzski, 1975);
- w okolicach Opatowa, gdzie również zaobserwowano dwudzielność profilu (Kowalczewski, 1973; Malec, 2009b, c).

Ogniwo to składa się z przemiennych kompleksów jednorodnych ławic piaskowców kwarcytowych, o miąższościach od kilku do 50 cm, przekładanych iłowcami szarymi, w formie ławic lub soczew, grubości do 20 cm. Ławice iłowców są jednorodne lub drobnolaminowane, z cienkimi warstewkami piaskowców lub mułowców kwarcowych. Zarówno ławice piaskowców, jak i iłowców, są mocno zaburzone tektonicznie (fałdy, budinaż, brekcje). Granice kompleksów litologicznych oraz granice całego ogniwa D wyznaczają uskoki ściśle związane ze świętokrzyską strefą dyslokacyjną.

W okolicach Opatowa granicę litostratygraficzną pomiędzy ogniwem D a formacją piaskowców z Wiśniówki (Orłowski, 1975) można postawić w miejscu pojawiania się ławic piaskowców kwarcytowych o miąższości 1 m. Praw-

dopodobnie miąższość ogniwa jest zmienna i uzależniona od uwarunkowań lokalnych.

W osadach ogniwa D, oprócz zasadniczego wzrostu udziału i miąższości ławic piaskowców z licznymi strukturami sedymentacyjnymi (m.in. kanały erozyjne z osadami wypełniającymi), obserwuje się ślady pochodzenia biologicznego (*Bilinichnus simplex*, *Planolites beverleyensis*, *P. montanus*, *Bergaueria prantl*), wśród których zaobserwowano nieliczne formy związane z aktywnością życiową trylobitów. Skamieniałości właściwych nie znaleziono.

Uwagę zwraca, że lokalizacja nagromadzeń osadów ogniwa D nie jest przypadkowa, koncentrują się one bo-

wiem przy najważniejszych strefach dyslokacji transwersalnych tnących równoleżnikowy pas gór regionu świętokrzyskiego (od Pasma Masłowskiego po Pasma Jeleniowskie). Stwierdzono tu występowanie elewacji i depresji cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich narzuconych przez uskoki poprzeczne (Kowalczewski, 1963), co jest związane z paleogeografią na pograniczu kambru środkowego z górnym i prawdopodobnie są to deltowe stożki napływowe dolin rzecznych rozwiniętych na podłożu uskoków transwersalnych. Sedymentacja osadów ogniwa D wykazuje daleko idący związek z akumulacją piaskowców z Wiśniówki (fm.).

## KOMPONENTY GRUBOOKRUCHOWE W ZLEPIEŃCACH

W ogniwie B, w łomie na skarpie doliny Wisły, jak już wspomniano, odsłaniały się zlepieńce będące obiektem zainteresowania wielu geologów. Poniżej pokrótce omówiono kwestię genezy materiału grubookruchowego (fig. 7).

**Intraklasty ilasto-mułowcowe** stanowią najliczniejszy składnik zlepieńców. Mają one zazwyczaj grubość 2–4 mm (maks. 1 cm, średnica do ok. 4 cm) i stanowią fragmenty lamin ilastych, ilasto-mułowcowych i mułowców ilastych złożonych wcześniej (suspensja), w pobliżu, w okresach spokoju sedymentacyjnego. Taki osad był wtórnie rozmyty przez turbulencje wodne. Proces rozmywania warstewek następował w bezpośredniej bliskości miejsca ich depozycji, o czym świadczy całkowita zbieżność składu petrograficznego z przeławieniami występującymi pomiędzy warstwami mułowców i piaskowców. Intraklasty mają zawsze kształty płaskie, są izometryczne, dyskoidalne i mają przeważnie obłe krawędzie. Licznie występują również w spągowych częściach ławic piaskowców kwarcytowych całego ogniwa B.

**Konkrecje fosforanowe.** Intraklasty mułowcowo-ilaście nieprzykryte przez dłuższy czas piaskiem, wystawione na oddziaływanie związków fosforu rozpuszczonych w toni wodnej, pokrywały się czarną, zazwyczaj „łśniącą”, warstewką fosforanów (Wawryk, 1932; Kühn, Radlicz, 1988). W zależności od uwarunkowań środowiskowych (vide Sikorska, 1998), fosforany tworzyły pokrycie powierzchniowe (pod mikroskopem widoczna pierwotna laminacja) lub infiltrowały całą objętość klastów budując typowe jednolite konkrecje fosforanowe.

**Okruchy kanciaste** powstały z wtórnie rozmytych ławic drobnoziarnistych piaskowców wapienistych o miąższości ok. 2,0 i 5,0 cm. Klasty te często mają nieco zaokrąglone krawędzie. Ich powierzchnie mogą być pokryte (lub alternatywnie impregnowane również w środku) fosforanami lub wtórnie zabarwione związkami żelaza (efekt rozkładu piryty). Okruchy te mogą być zbudowane również z mułu kwarcowego złożonego przeważnie z ziaren ostrokrawędzistych o wielkości 0,1–0,2 mm, rozproszonych w spoiwie zbudowanym z węglanu wapnia, niekiedy ze znaczną domieszką syderytu, wodorotlenków żelaza lub spoiwa fosforanowego

występującego w szczególności na ich powierzchni. Wśród materiału kwarcowego spotyka się znacznie większe, nieliczne, dobrze obtoczone ziarna piasku średnioziarnistego. Z innych, podrzędnych komponentów można wymienić skupienia minerałów ilastych, bardzo drobne łuseczki muskowitu, nieliczne ziarna plagioklazów oraz minerały akcesoryczne (turmalin, cyrkon i tlenki tytanu).

**Nagromadzenia siarczków żelaza.** Zaliczyć tu można nieregularne skupienia, drobne formy kuliste i ziarenka siarczków żelaza (piryt, markasyt) i ich pseudomorfozy w postaci wodorotlenków żelaza i nagromadzeń syderytowych. W osadach profilu Gór Pieprzowych, w szczególności w łupkach ilastych i ilasto-mułowcowych oraz w ławicach jasnoszarych piaskowców kwarcytowych (Samsonowicz, 1916), licznie występowały ziarenka piryty, po których zazwyczaj pozostały pseudomorfozy limonitowe. W obrębie ławic zlepieńców znaleziono natomiast *liczne skupienia piryty o średnicy dochodzącej do 3 cm* (Przewłocki, 2000 – informacji nie udało się potwierdzić).

**Konkrecje syderytowe** (Przewłocki, 2000) są twarde i mają kolor brunatny. Pierwotnie były to konkrecje mułowcowo-wapienne. Zabarczenie przypowierzchniowe jest związane z impregnacją wywołaną obecnością limonitu powstałego z rozpadu piryty. Infiltracja związków żelaza była zapewne ułatwiona na wstępnym etapie lityfikacji. Grubość zabarwionej warstewki jest pochodną pierwotnej porowatości materiału tworzącego konkrecję.

**Konkrecje brunatne.** Z obecnością w skałach piryty wczesnodiagenetycznego może wiązać się również występowanie klastów miękkich, przesiąkniętych wtórnymi wodorotlenkami żelaza oraz otoczków wiśniowych, złożonych prawie całkowicie z tlenków żelaza, bezkształtnych lub soczewkowatych (Wawryk, 1932; Michniak, 1969). W składzie tych konkrecji są wymieniane ziarna kwarcu, fosforany (apatyt fluorowy), tlenki żelaza, ił oraz węglany w postaci dolomitu i syderytu. Pierwotnie były to płaskie intraklasty mułowcowe – na wczesnym etapie diagenetyki impregnowane związkami chemicznymi.

**Konkrecje kwarcytowe** są zwykle o kształtach kulistych, bardzo dobrze obtoczone, o średnicach ok. 2–3 cm.



Fig. 7. Naszlify dwóch brył zlepieńców z okruchami i konkrecjami z łomu na skarpie doliny Wisły, k. Kamienia Łukawskiego

X – okruchy mułowca wapienistego z ciemniejszymi otoczkami żelazisto-fosforanowymi, ● – klasty mułowcowo-ilaste z otoczkami fosforytowymi, – – klasty fosforanowe. Spoiwo zlepieńca stanowi mułowiec kwarcowo-wapienny. Długość białego paska = 5 cm

Polished surfaces of two conglomerate lumps with clasts and concretions, collected from the pit in the Vistula escarpment near Kamień Łukawski

X – calcareous mudstone clasts with darker ferruginous-phosphate rims, ● – calcareous mud-clay clasts with phosphate rims, – – phosphate clasts. The conglomerate is cemented by quartz-calcareous mudstone. White scale bar = 5 cm

Gürich (1896) opisał konkrecje kwarcytowe impregnowane fosforanami, które uważał za otoczaki naniesione z innego miejsca (pogląd ten zakwestionował Kozłowski, 1931). Kulisty kształt otoczków był uzasadniany jednorodnością budującego je materiału. Kozłowski (1931) podkreślił, że kryształki kwarcu w konkrecjach kulistych są zunifikowanej wielkości i mają podobny wygląd – są ostrokrawędziste i postrzępione. Towarzyszyły im wrostki chalcedonitu, blaszki muskowitu (0,15–0,50 mm) i niewielkie ilości ostrokrawędzistych okruchów plagioklazów, przy prawie całkowitym braku tych ostatnich w masie wypełniającej przestrzeń pomiędzy klastami w ławicach zlepieńca. Bywały one interpretowane jako duże, owalne ziarna kwarcu (Kühn, Radlicz, 1988; Malec, 2023). Konkrecje kuliste obserwuje się również na powierzchniach ławic piaskowców – zazwyczaj są nieco „wtopione” w ławice i mają charakterystyczne „mor-

ki” na swoich powierzchniach (fig. 8B). Podobne konkrecje kuliste zdarzają się również wewnątrz ławic zlepieńców, o czym świadczą niektóre przełamy ławic i ich naszlify.

**Bioklasty.** Skorupki ramienionogów są jedynymi odnotowanymi w zlepieńcach pozostałościami organizmów. Fragmenty szkieletów trylobitów (fragmenty toraksów, pleury i kranidia) razem ze skorupkami ramienionogów były znajdowane wyłącznie w piaskowcach. Brakuje jakichkolwiek wiarygodnych przesłanek wskazujących na zasiedlanie przez trylobity rozpatrywanych tu środowisk sedymentacyjnych. Należy stwierdzić, że bioklasty pochodzenia zewnętrznego występowały wyłącznie w skałach eksploatowanych w łomie k. Kamienia Łukawskiego oraz na wzgórzu Pączek k. Gorzyc. Ich transportowi sprzyjało zapewne płytkie środowisko wodne (ważna rola falowania) oraz w miarę stabilny kierunek wiatrów.



**Fig. 8. (A) Konkrecje kuliste występujące na powierzchniowych częściach ławic (długość białego paska = 2 cm). (B) Konkrecja kulista zbudowana z mulowca kwarcowo-wapiennego (średnica 2,7 cm)**

**(A) Spherical concretions found in the superficial parts of beds (white scale bar = 2 cm). (B) Spherical concretion composed of quartz-calcareous mudstone (2.7 cm in diameter)**

**Spoiwo zlepieńców.** Przestrzeń pomiędzy składnikami grubookruchowymi wypełnia głównie materiał piaszczysty (spoiwo kwarcowe; Wawryk, 1932). Kozłowski (1931) podkreślił istotną różnicę pomiędzy masą drobno- i równoziarnistych kanciastych kryształów kwarcu (0,03–0,35 mm, przeważnie 0,10 mm) występujących w konkrecjach kulistych a ziarnami obtoczonymi o zróżnicowanej średnicy (0,01–1,00 mm, przeważnie 0,15 mm) stanowiącymi jeden ze składników wypełniających przestrzeń pomiędzy klastami. Oprócz kwarcu, niewielką domieszkę wypełnienia stanowią łuseczki muskowitu, minerały ilaste, kryształki pirytu (zazwyczaj są to pseudomorfozy limonitu po pirycie) oraz zespół minerałów ciężkich ograniczony do najbardziej trwałych (Michniak, 1969).

Należy zauważyć, że ogólny brak skałeni potasowych i plagioklazów jest cechą typową dla osadów kambru środkowego regionu świętokrzyskiego (Kozłowski, 1931; Michniak, 1969). Na podstawie istnienia domieszki drobnych ziaren plagioklazów w klastach Kozłowski (1931) i Wawryk (1932) uznali, że musiały one zostać redeponowane ze starszych osadów kambryjskich. Minimalna domieszka plagioklazów towarzyszących ziarnom kwarcu piroklastycznego może mieć pochodzenie wulkaniczne (Chlebowski, 1981; por. Kowalczewski, 1974).

Wszystkie odmiany składników grubookruchowych powstały *in situ* i są efektem przetworzenia materiału lokalnego. W składzie zlepieńców nie występują okruchy lub otoczaki skał pochodzenia obcego, jak np. kwarcu żyłowego lub fosforyty redeponowane z innych obszarów.

Pierwotnie nagromadzenia klastów tworzyły chaotyczne struktury „kamienistego dna”, z wolnymi przestrzeniami

mi umożliwiającymi swobodny przepływ wody. Dzięki rozwojowi glonów na konkrecjach narastały otoczki fosforanowe. Równocześnie lepkie powłoki organiczne (glony, kolonie bakterii) utrudniały „opakowanie” klastów przez płynącą wodę. Powstało optymalne środowisko życia ramienionogów, o czym świadczą: bardzo dobre zachowanie ich skorupki, ich wielkość (osobniki dorosłe) i duża liczebność w stosunku do znalezisk w łupkach lub piaskowcach. Okresowo napływające muły lub piaski kwarcowe wypełniały wspomniane przestrzenie, formując przyszłe zlepienie i tworząc tanatocenozę. W szlifach jest widoczny kontrast petrograficzny pomiędzy klastami z ich ciemnymi obwódkami a masą kwarcową wypełniającą wolne przestrzenie (fig. 9B). Kolejne, podobne biocenozy odbudowywały się na płyciźnie w innych miejscach, co nadało charakterystyczny, zmienny, soczewkowaty kształt warstwom zlepieńców (fig. 13 w: Orłowski, 1964; fot. 3 w: Malec, 2023).

W łomie, w rumoszu skalnym, znaleziono również połowę wyjątkowo dużej, owalnej konkrecji, o rozmiarach ok. 24 × 14 cm (fig. 10B). Ma ona wszystkie cechy opisanych powyżej konkrecji kwarcowo-węglanowych (mułowiec wapnisty) i dominuje w niej węglan wapnia. Jej szczególną cechą jest znacznie większa zawartość kwarcowego materiału detrytycznego w brunatnej otoczce grubość ok. 1 cm przesyconej związkami żelaza, w porównaniu z materiałem budującym wewnątrz konkrecji (fig. 10A). Ze względu na swój rozmiar konkrecja ta popękała w wyniku późniejszych naprężeń tektonicznych i została wtórnie scementowana grubokrystalicznym kalcytem.

## DATOWANIE WIEKU FORMACJI

Zważywszy, że skamieniałości przewodnie środkowej części kambru środkowego (w tradycyjnym podziale skandynawskim; por. fig. 12) znajdowano w łomie wyłącznie w ławicach piaskowców kwarcowo-wapiennych, Żak (1962) poparł wcześniejszy pogląd Samsonowicza (1916) o niemożności przypisania tego samego wieku całemu kompleksowi warstw odsłoniętych w Górach Pieprzowych.

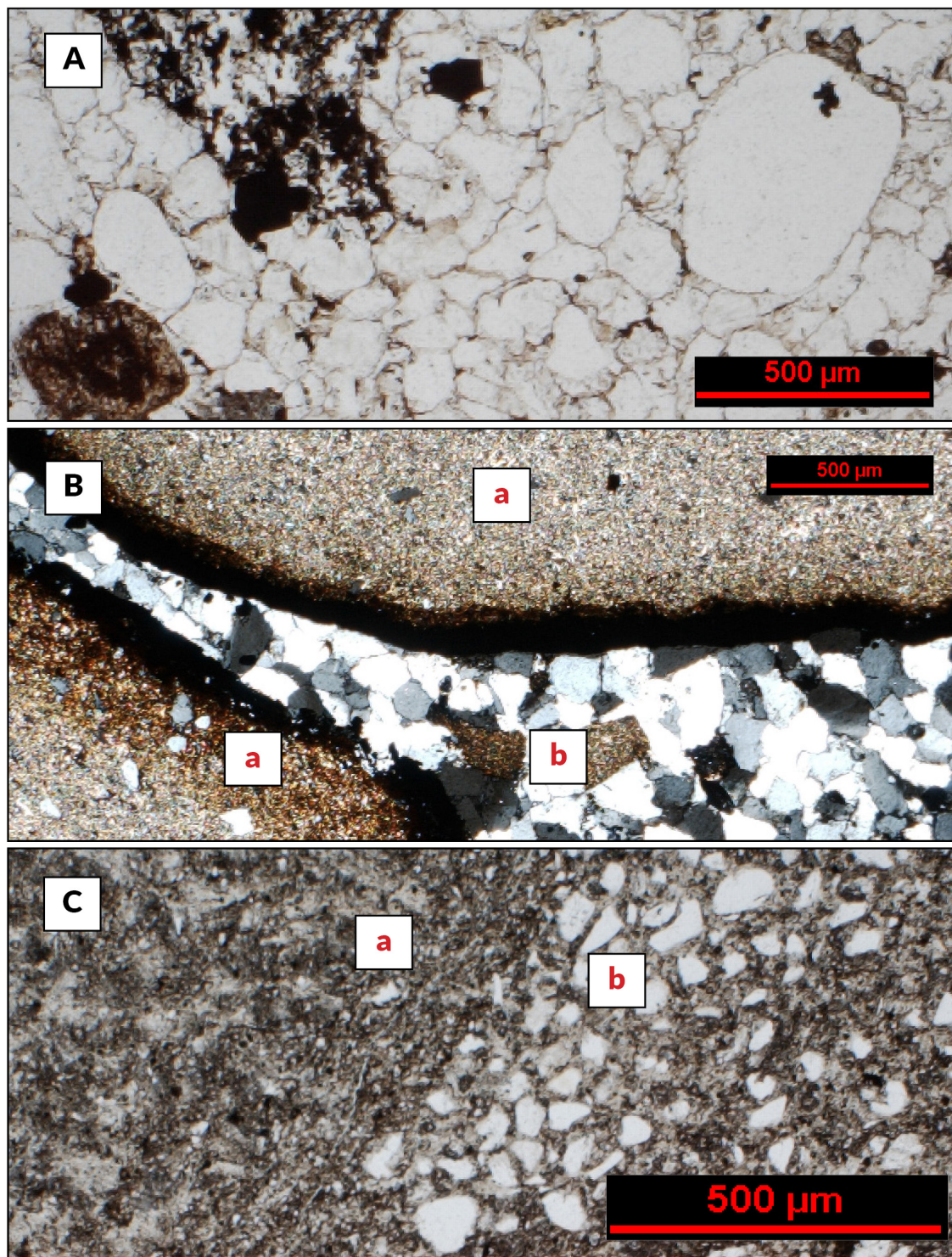
Obecność skamieniałości właściwych – fragmenty pancerzy trylobitów oraz skorupki ramienionogów bezzawiasowych – stwierdzono wyłącznie w ogniwie B, w jego części położonej na skarpie doliny Wisły, 300 m na wschód od drogi do wsi Kamień Łukawski oraz na wzgórzu Pączek k. Gorzyc, po drugiej stronie Wisły.

Trylobity znalezione przez Güricha w 1891 r. datują osady na poziom *Triplagnostus gibbus*, stanowiący najniższy poziom w obrębie piętra *Paradoxides paradoxissimus* w podziale skandynawskim (Gürich, 1892, 1896; por. Weidner, Nielsen, 2009). Wspomniany zbiór trylobitów Güricha był zdeponowany w Geologisches Institut (Breslau), jednak nie został dotychczas odnaleziony (Kowalski, 2024). Ramienionogi bezzawiasowe, powszechnie wymieniane pod nazwą

*Lingulella vistulae* (Gürich), uważane są za gatunek endemiczny, przewodni dla kambru środkowego regionu świętokrzyskiego (por. Samsonowicz, 1916, 1920; Orłowski, 1964, 1985; Jendryka-Fuglewicz, 1992).

Ogólnie w formacji łupków z Gór Pieprzowych mikro-skamieniałości są bardzo źle zachowane i tylko w dwóch przypadkach mogły posłużyć uściśleniu wieku osadów.

Na podstawie wyników badań stropowej części profilu warstw z Kobiernik (otwór Lenarczyce PIG 1, przedział głęb. 135,3–138,4 m p.p.t.) i opisanego zespołu akritarchów można datować utwory na pogranicze kambru dolnego ze środkowym (pogranicze poz. *Protolenus* – *Issafeniella* z piętrem *P. oelandicus*; Trela i in., 2025). Odcinek ten odpowiada łupkom ilastym z pogranicza ogniwa A z ogniwem B w profilu skarpy Wisły, poniżej wsi Kamień Łukawski, a zarazem jest to miejsce, z którego opisano zespół akritarchów i glonów (Bąk i in., 2017). Drugi przypadek dotyczy czarnych ilowców stropowej części ogniwa C (wąwóz Głębozka), gdzie na podstawie zespołu akritarchów udokumentowano pogranicze kambru środkowego z górnym (najniższy furong; Szczepanik, Malec, 2017).

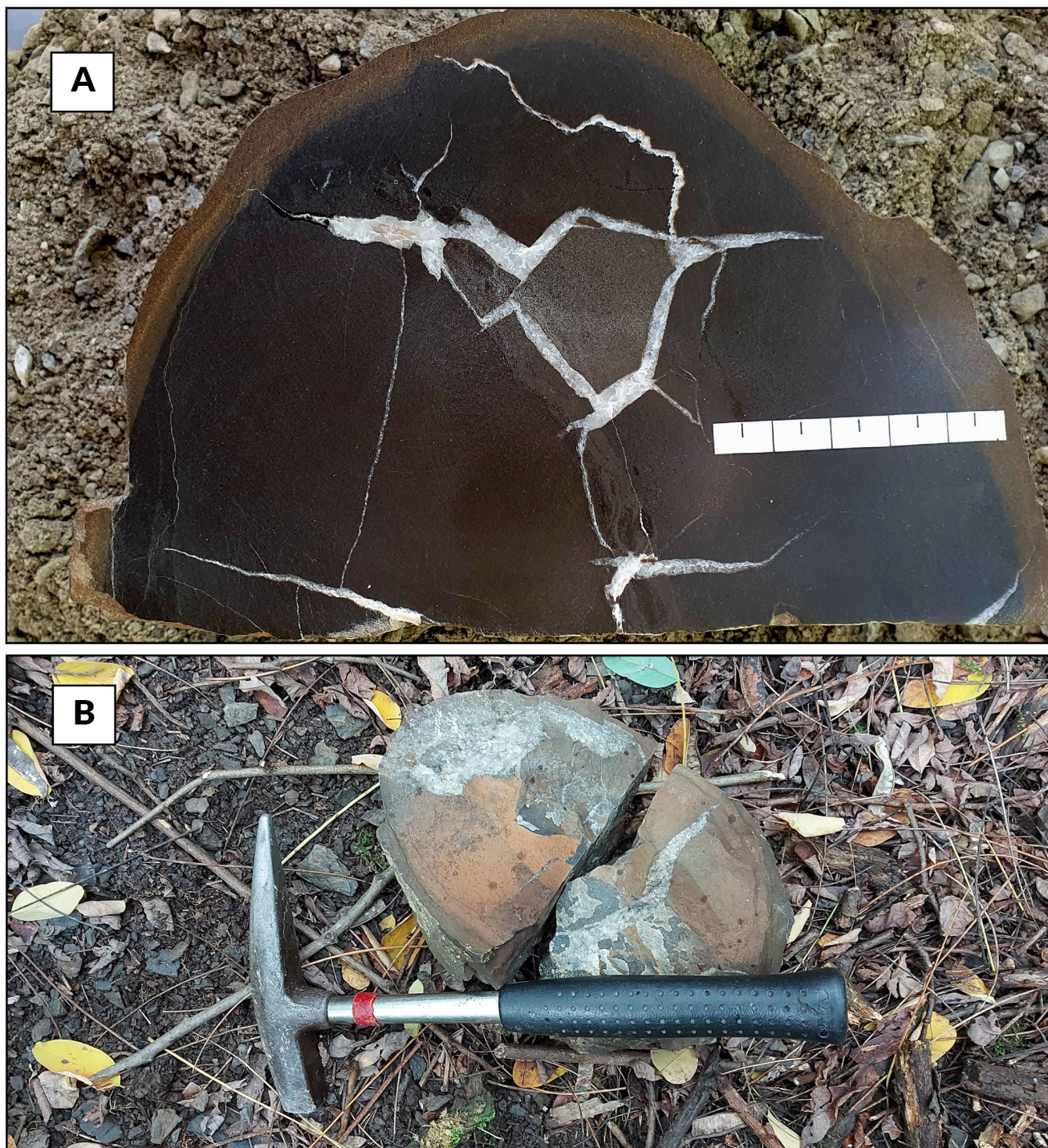


**Fig. 9. Fotografie mikroskopowe cienkich płytek**

**A** – typowy mułowiec kwarcowy występujący w formie ławic i wypełnień wolnych przestrzeni w zlepieńcach z pojedynczymi ziarnami większymi, obtoczonymi i gniazdami węglanów wapnia, ilu oraz wtórnych wodorotlenków żelaza (światło spolaryzowane). **B** – widoczne fragmenty dwóch klastów (a) zbudowanych z mułu kwarcowego spójonego głównie węglanami wapnia. Powierzchnia klastów pokryta warstwą żelazisto-fosforanową. Przestrzeń pomiędzy klastami (b) wypełniona mułem kwarcowym. **C** – brzeżna część dużej konkrecji (por. fig. 10). Wnętrze konkrecji (a) zbudowane głównie z węglanu wapnia, a otoczka (b) jest wzbogacona w muł kwarcowy i wodorotlenki żelaza

#### Microscope photographs of thin sections

**A** – typical quartz mudstone occurring as beds and fillings of voids in conglomerates, with single larger well-rounded grains and nests of calcium carbonates, clay and secondary iron hydroxides (polarized light). **B** – visible fragments of two clasts (a) composed of quartz mud cemented mainly with calcium carbonates. The surface of the clasts is covered with a ferruginous-phosphate coating. Inter-clast space (b) is filled with quartz mud. **C** – marginal part of a large concretion (cf. Fig. 10). The concretion interior (a) is composed mainly of calcium carbonate, and the coating (b) is enriched with quartz mud and iron hydroxides



**Fig. 10. (A)** Naszlif konkcrcji zbudowanej z mulowca kwarcowo-wapiennego, ciemnoszarego, z otoczką wzbogaconą w material kwarcowy i spoiwo żelaziste barwy szarobrazowej. Spękania wypelnione grubokrystalicznym kalcytem (długość białego paska = 5 cm). **(B)** Polówka konkcrcji mulowcowo-wapiennej, pękniętej po powierzchni żyły kalcytowej

**(A)** Polished surface of a concretion composed of dark grey quartz-calcareous mudstone, with a coating enriched in quartz material and grey-brown ferruginous cement. The cracks are filled with coarsely crystalline calcite (white scale bar = 5 cm).

**(B)** Half of a mudstone-calcareous concretion fractured along the surface of a calcite vein

## STRUKTURY POCHODZENIA BIOLOGICZNEGO

Podkreślony przez Güricha (1892, 1896) stan rozdrobnienia pancerzy trylobitów znajdujących zarówno w ławicach piaskowców kwarcytowych w łomie, jak i w mułowcach na obszarze wzgórza Pączek, po wschodniej stronie Wisły (Samsonowicz, 1920; Orłowski, 1964, 1985), świadczy o ich długotrwałym transporcie wodnym.

Na podstawie obfitych nagromadzeń skorupki ramionogów pomiędzy klastami zlepieńców k. Kamienia Łukawskiego (środkowa część ogniwa B) oraz ich obecności w osadach na wzgórzu Pączek, można jednoznacznie wnioskować o powolnej sedymentacji, znacznej mobilności wody oraz istnieniu środowiska brakicznego.

Osady ogniwa B rozprzestrzenione na obszarze świętokrzyskim w formie wąskiego pasa równoleżnikowego, charakteryzują się obecnością licznych skamieniałości śladowych

wych zaliczonych do ichnogatunków: *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Bilings), *Treptichnus rectangularis* Orłowski et Żylińska oraz *Bilinichnus simplex* Fedonkin et Palij (Orłowski, Żylińska, 1996). Z łomu k. Kamienia Łukawskiego również pochodzą obserwacje mogące świadczyć o działalności życiowej organizmów bezszkieletowych (por. fig. 11A, B; Kühn, Radlicz, 1988).

W zachodniej części pasa wychodni, w profilu kamecznicy krajeńskiej Przewłocki (2000) odnotował pojedyncze znalezisko *Cruziana barbata* Seilacher, mające świadczyć o obecności trylobitów w basenie sedymentacyjnym. Analizując wymienioną pracę nasuwa się sugestia, że skamieniałość ta pochodziła z osadów należących już do ogniwa D (strop profilu). Nie można było jednak na tej informacji opierać wniosków biostratygraficznych z powodu zastrzeżeń

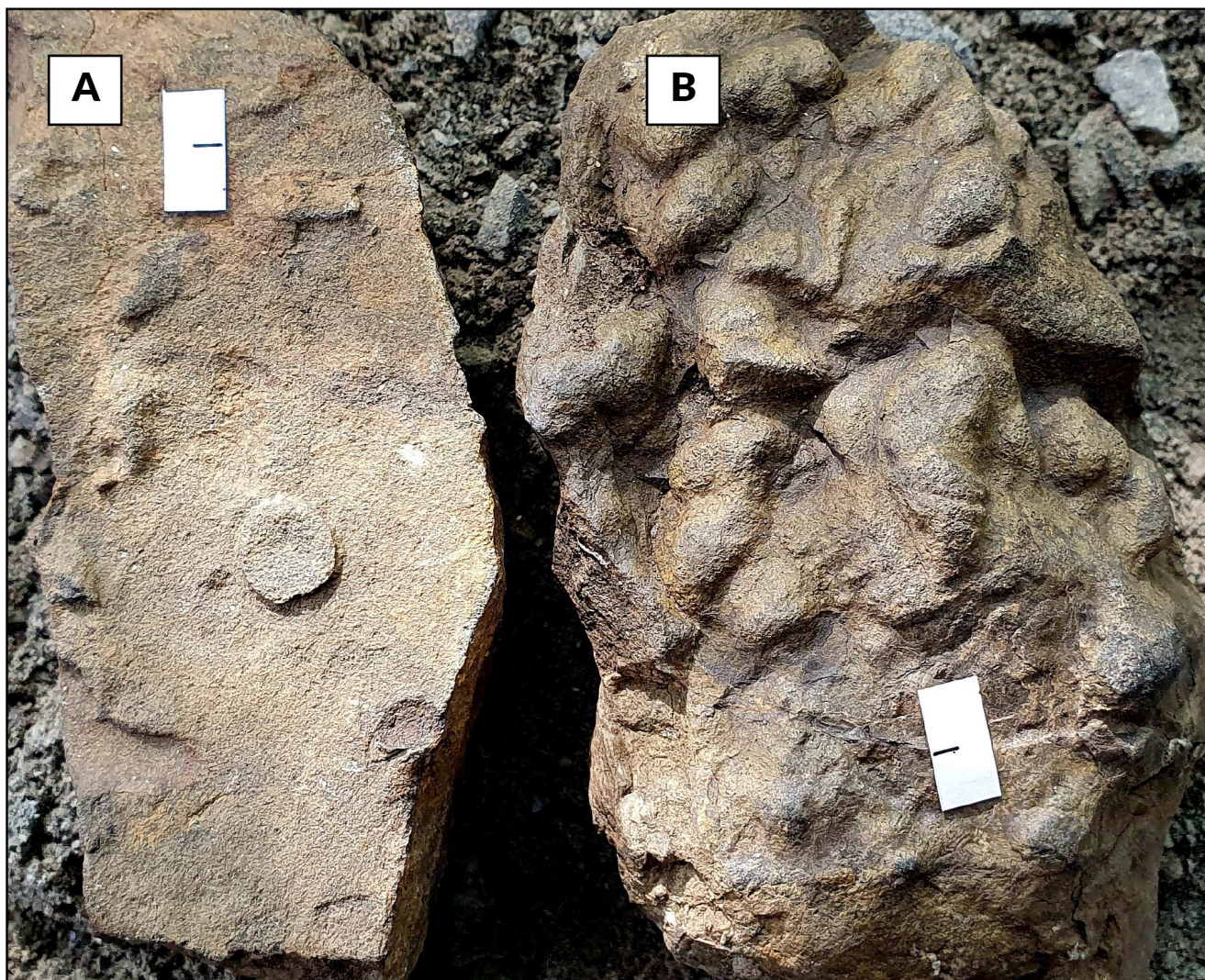


Fig. 11. (A, B) Ślady działalności życiowej organizmów bezszkieletowych z łomu k. Kamienia Łukawskiego, ogniwo B, formacji łupków z Gór Pieprzowych, spągowe powierzchnie ławic mułowca kwarcowego (długości białego paska = 1 cm)

(A, B) Traces of life activity of non-skeletal organisms from the Kamień Łukawski pit, Member B, Góry Pieprzowe Shale Formation, sole surfaces of quartz mudstone beds (white scale bar = 1 cm)

co do przewodniego charakteru tego ichnotaksonu (Kowalczewski, 1995, 1997; Lendzion, 2001; Żylińska i in., 2006), oraz wątpliwości odnośnie do jego lokalizacji w profilu litostratygraficznym (por. Przewłocki, 2000).

W tym miejscu na uwagę zasługuje również obserwacja Malca (2009b), który wspominał o obecności odcisków „śladów spoczynku trylobitów” na spągowych powierzchniach piaskowców cienkoławicowych w kompleksie wydzielonym przez niego jako trzecia litofacja (= ogniwo D). W rzeczywistości ogniwo to rozpoczyna nową ingresję morską, której maksimum przypada na sedymentację osadów wydzielonych jako formacja piaskowców z Wiśniówki (Orłowski, 1975), a zatem ślady obecności trylobitów są w cytowanym ogniwie w pełni uzasadnione.

## EWOLUCJA ZBIORNIKA SEDYMENTACYJNEGO

Z analizy dostępnych materiałów faktograficznych dotyczących formacji łupków z Gór Pieprzowych wynika potrzeba odstąpienia od koncepcji miogeosynklinalnej genezy sekwencji ilasto-mułowcowej kambru środkowego. Głównego obszaru alimentacyjnego sekwencji z Gór Pieprzowych należy upatrywać na południu na obszarze wschodniej części masywu małopolskiego, najprawdopodobniej pokrytego wówczas osadami kambru dolnego (maks. transgresji kambryjskiej). Jedynie w przypadku osadów mułowcowych ogniwa C na północny wschód Gór Pieprzowych można rozważać ewentualność redepozycji mułu kwarcowego z kambryjskich pokryw osadowych znajdujących się na północno-wschodnim przedpołu platformy wschodnieuropejskiej. Należy uznać za wątpliwą możliwość dostawy materiału osadowego z regionu lubelskiego.

Obszar masywu małopolskiego na południu zapewne był pokryty niezlityfikowanym osadem piaszczystym kambru dolnego. Osad ten podlegając wietrzeniu chemicznemu w warunkach lądowych, a następnie transportowi przez wody opadowe, dostarczał materiał o dużej dojrzałości petrograficznej. Równocześnie należy stwierdzić brak oznak dostawy materiału osadowego z południowego zachodu i zachodu.

Nietypowy charakter profilu geologicznego w łomie k. Kamienia Łukawskiego wymusił rozpatrzenie specyfiki sedymentacji na tle uwarunkowań paleogeograficznych obszaru występowania formacji łupków z Gór Pieprzowych.

Stosunkowo liczny zespół skamieniałości śladowych w osadach ogniwa B istotnie kontrastuje z ich nielicznym występowaniem w osadach ogniw A i C, w których spotyka się wyłącznie źle zachowane okazy *Planolites montanus* Richter. [...] *skrajne ubóstwo śladów organicznych w obrębie formacji łupków z Gór Pieprzowych potwierdza wcześniejsze ustalenia o osadzaniu się skał tej formacji w strefie głębszej niż litoralna* [...] (Orłowski, Żylińska, 1996). Alternatywnym wytłumaczeniem jest przyjęcie, że środowisko miało charakter bagiennego nizin z małymi ciekami wód opadowych o zmiennym przebiegu, w których żyły robakokształtne organizmy przystosowane do wyszukiwania pożywienia w postaci organizmów jednokomórkowych (akritarchy).

Nieodzownym było również uwzględnienie wydarzenia tektonicznego w postaci „ruchów świętokrzyskich” (Kowalczewski, 1981). Efektem tych „ruchów” było: zróżnicowanie sedymentacji po obu stronach „południka Sandomierza” (hipotetyczny uskok nożycowy, *vide* Tomczykowa, Tomczyk, 2000), uruchomienie osunięcia się osadów mułowcowo-ilastych ogniwa A w kierunku południowo-zachodnim, a następnie subsydencja podłoża na „obszarze klimontowskim”, która rozpoczęła sedymentację piaszczystą w zbiorniku wodnym kambru środkowego. Zmianom tym towarzyszyło wypiętrzenie (spłylenie) strefy krawędziowej po wschodniej stronie „południka Sandomierza”.

Naturalną konsekwencją badań było znalezienie współczesnych analogii środowiskowych sytuacji stwierdzonej w profilach środkowej części kambru środkowego okolicy Sandomierza. Szczególną uwagę zwraca południowo-zachodni region Półwyspu Iberyjskiego (Hiszpania), częściowo objęty Parkiem Narodowym Doñana. Region ten obejmuje bagna (mokradała) nadmorskie ograniczone od wschodu korytem i deltą rzeki Gwadalkiwir. Na środowisko to silnie wpływają uwarunkowania klimatyczne (suche lata i wilgotne zimy) oraz sezonowe dopływy wód rzecznych i wlewy wód morskich. Obszar ten został zalany po ostatniej deglacjacji, w pierwszej połowie holocenu w wyniku podniesienia poziomu wód oceanicznych. Adekwatne porównanie obu środowisk utrudnia ekstremalna różnica w rozwoju świata biologicznego.

## ZABURZENIA UŁAWICENIA

Liczne lokalne zaburzenia fałdowe i ścięcia widoczne w zachodniej części skarpy doliny Wisły szczegółowo udokumentowano graficznie (Żak, 1962). Deformacje te zdefiniowano jako tektoniczne. Pojawiła się tam również opcja zaburzeń o charakterze sedymentacyjnym (*op. cit.*), a następnie koncepcja, że deformacje te są wynikiem przemieszcza-

nia się silnie nawodnionej, laminowanej masy ilasto-mułowcowej oraz częściowo skonsolidowanych warstw i soczew piasku drobnoziarnistego (Mastella, Mizerski, 1981).

Warto zwrócić uwagę na podobieństwo zaburzeń sedymentacyjnych ogniwa A zachodniej części profilu Gór Pieprzowych do stwierdzonych w osadach formacji łup-

ków z Kamieńca z zaburzeniami tektonicznymi (lub sedymentacyjnymi) analizowanymi przez Gągałę (2005) we wschodniej i centralnej części bloku kieleckiego. Obecność analogicznych zaburzeń stwierdzono również w dolnym kompleksie ilasto-mułowcowym („warstwy z Kobiernik”) opisanym ze spągowej części profilu otworu Lenarczyce PIG 1 (Szczepanik i in., 2004, 2005; Trela i in., 2006).

Środowisko sedymentacji osadów w skarpię doliny Wisły zostało zdefiniowane jako miogeosynklina i pogład ten utrwalił się w polskiej geologii (Samsonowicz, 1926). Nieznana była wtedy kolejność stratygraficzna odsłaniających się tam trzech głównych kompleksów skalnych (późniejszych ogniw A, B i C). Dolną granicę kambru środkowego zdefiniowano wówczas w spągu kompleksu zlepieńcowego (Samsonowicz, 1916; Kowalczewski, 1995). Interpretacja zaburzeń strukturalnych w skarpię doliny Wisły jest wynikiem koncepcji istnienia fałdowań sandomierskich na pograniczu kambru i ordowiku (Samsonowicz, 1920; Żak, 1962). Na skarpię doliny Wisły wyznaczono kilka stref różniących się litologią, charakterem zaburzeń tektonicznych oraz układem biegów i upadów warstw w stosunku do rozprzestrzenienia pasa wychodni podłoża (Żak, 1962; Mastella, Mizerski, 1981; Mardal, 1993). Zwracano szczególną uwagę na zmienność kierunku upadów warstw – od południowych po północne. Z obecnych obserwacji wynika, że upady skierowane na południe są przede wszystkim związane z warstwami mułowców i piaskowców. Ograniczone są one do odsłoneń zlokalizowanych w górnej części skarpy (Malec, 2023) i związane z ruchami osuwiskowymi na granicy kompleksu kambryjskiego z pokrywą osadów kenozoicznych (miocen, czwartorzęd). Obserwacje te można pogłębić, analizując przemieszczenia podłoża gruntowego w Sandomierzu oraz mapę ukształtowania powierzchni terenu w rejonie Kamienia Łukawskiego (geoportal.gov.pl). Wspomniana mapa uwidacznia nie tylko istotną rolę osuwisk, lecz także je różnicuje na odcinkach występowania kolejnych ogniw A–C.

Żak (1962) sugerował obecność w łomie dużej dyslokacji równoległej do głównego kierunku przebiegu struktur kambru świętokrzyskiego (NWW–SEE) oraz skarpy doliny Wisły. Strefa nieciągłości tektonicznej miałyby znajdować się na granicy zlepieńców z łupkami i piaskowcami. Bazując na aktualnej wiedzy na temat miąższości ogniwa B, dyslokacja ta mogłaby zasadniczo ograniczyć dostępny w łomie profil litologiczny. Obecności uskoku (lub fleksury) należy jednak spodziewać się w pobliżu podstawy skarpy, pod nurtem Wisły, gdyż jego powstanie wiązało się prawdopodobnie z powstaniem zapadliska przedkarpacciego i było następstwem orogenezy alpejskiej (Mizerski, 1992).

Analiza osadów kambryjskich Gór Pieprzowych pod kątem orientacji przestrzennej struktur liniowych okazała się nieprzydatna (Oberc, 1962). Głównym wnioskiem było stwierdzenie, że w warstwach skalnych zaznacza się „stroma fleksuralne przegięcie” oraz wskazanie na istnienie elewacji (wypiętrzenia podłoża?) po południowo-wschodniej stronie badanego pasa wychodni.

Przeniesienie obserwacji sedymentologicznych z utworów fliszowych Karpat na Góry Pieprzowe pozwoliło

(Mastella, Mizerski, 1981) na odtworzenie genezy licznych zaburzeń osadu, jako mających charakter deformacji plastycznych w postaci fałdów z płynięcia, zmian miąższości, oderwań, zwinięć i przemieszczeń ławic piaszczystych oraz towarzyszących temu licznych ścięć uławiczenia i nasunięć. Obserwowane zaburzenia mają charakter postsedymentacyjny i miały miejsce na wczesnym etapie diagenety (Mizerski, 1998b). Zawodniony materiał ilasty i ilasto-mułowcowy zapewniał możliwość przemieszczania się osadów, a ławice i soczewy piaskowców wykazywały już pewien stopień diagenety nadając większą czytelność powstałemu strukturalnemu. Dzięki odtworzeniu warunków w basenie sedymentacyjnym oraz kierunków i przyczyn przemieszczania się pakietów warstw, możliwe stało się ustalenie genezy zlepieńców.

Z położenia powierzchni nasunięć wynika, że osad przemieszczał się z ENE na WSW. Taki sam kierunek musiało mieć pochylenie dna zbiornika, jednak zważywszy na dominację ilościową bardzo drobnego materiału osadowego, pochylenie to musiało być niewielkie. W strukturze zbocznej doliny Wisły interpretowano obecność synklin i antyklin (Oberc, 1962; Żak, 1962) oraz istnienie w podłożu stromej fleksury równoleżnikowej (alternatywnie – skrzydło dużej struktury fałdowej) zapadającej pod kątem ok. 30° na SW (Mastella, Mizerski, 1981).

Badania deformacji w nielicznych dostępnych współcześnie odsłonięciach osadów formacji łupków z Kamieńca we wschodniej i środkowej części jednostki kieleckiej doprowadziły do rozpoznania obecności dwóch epizodów tektonicznych (Gągała, 2005). Wcześniejszy z nich wyraża się ukierunkowaniem nasunięć i poślizgów warstw skalnych ku zachodowi. Miały one powstać w kambrze dolnym lub, co bardziej prawdopodobne, na granicy kambru dolnego ze środkowym. Natomiast drugi z nich był ukierunkowany na północ i może być przypisany fazie świętokrzyskiej usytuowanej na granicy kambru środkowego z górnym (Tomczyk, 1964). Drobne fałdy powstałe z płynięcia słabo zdiagnozowanego osadu w Górach Pieprzowych mają zwykle kierunek WNW–ESE i są nachylone pod kątem 25–35° na północ (Mardal, 1993). Nasunięcia i związane z nimi struktury wskazujące na naciski skierowane od południa są jednak obserwowane tylko w skałach kambryjskich bloku kieleckiego (Mizerski, 1995, 1998b; Mizerski, Skurek-Skurczyńska, 1999).

Aktywność tektoniczna podłoża prawdopodobnie spowodowała również częściowe wyniesienie podłoża bloku wschodniego, co doprowadziło do spłylenia basenu sedymentacyjnego w rejonie Kamienia Łukawskiego i Gorzyc. Efektem tego był wzrost dynamiki wód oraz zmiana akumulacji z ilasto-mułowcowej na piaszczystą i zlepieńcowatą.

Po zachodniej stronie podłoża wysoczyzny sandomierskiej uległo obniżeniu, czego efektem było powstanie płytkiego zbiornika słodkowodnego z ograniczonym połączeniem z zatoką na wschodzie. W następstwie okresowych opadów nawałnicowych niosących znaczne ilości piasku, wśród osadów ilasto-mułowcowych pojawiły się kompleksy piaszczyste, gruboławicowe (ogniwo B).

UWAGI DOTYCZĄCE KORELACJI JEDNOSTEK SKALNYCH

Należy wspomnieć o potencjalnym związku litologiczno-sedymentacyjnym formacji łupków z Gór Pieprzowych z innymi wydzieleniami litostratygraficznymi, pozostawiając szczegółowe rozważania do oddzielnego opracowania.

Wprowadzenie pojęcia warstw z Kobiernik (Szczepanik i in., 2005; Trela i in., 2006) nasuwa skojarzenie istnienia horyzontalnego ciągu utworów niższej części kambru środkowego, na który składają się piaskowce ze Słowca, piaskowce z Usarzowa i kolejna ku północy i wschodowi litofacja ilasto-mułwowa. Początkowo miałyby one pochodzenie morskie, a następnie przechodziłyby w nadmorskie utwory bagienne. Ekwiwalentem tej facji na wschodzie byłyby wspomniane warstwy z Kobiernik (ogniwo A *sensu*

Przewłocki, 2000). Realność takiej sytuacji jest czytelna w pracy Orłowskiego i Mizerskiego (fig. 2, 3 w: 1995).

Przechodząc do następstwa jednostek skalnych w profilu pionowym, formacja łupków z Kamieńca (kambr dolny; Bednarczyk i in., 1965; Bednarczyk, 1970; Orłowski, 1975; Lendzion, 2001; Orłowski, Żylińska, 2002) buduje podłoże znacznej części antyklinorium klimontowskiego (*vide* Samsonowicz, 1962). W części wschodniej tego obszaru utwory ilaste wymienionej formacji nie są przykryte utworami piaszczystymi kambru dolnego. Prawdopodobnie ta formacja kontynuuje się aż do doliny Wisły (na południe od Sandomierza), gdzie „kontaktowałyby” się bezpośrednio z podobnymi litologicznie osadami ogniwa A (Mizerski i in., 1991).

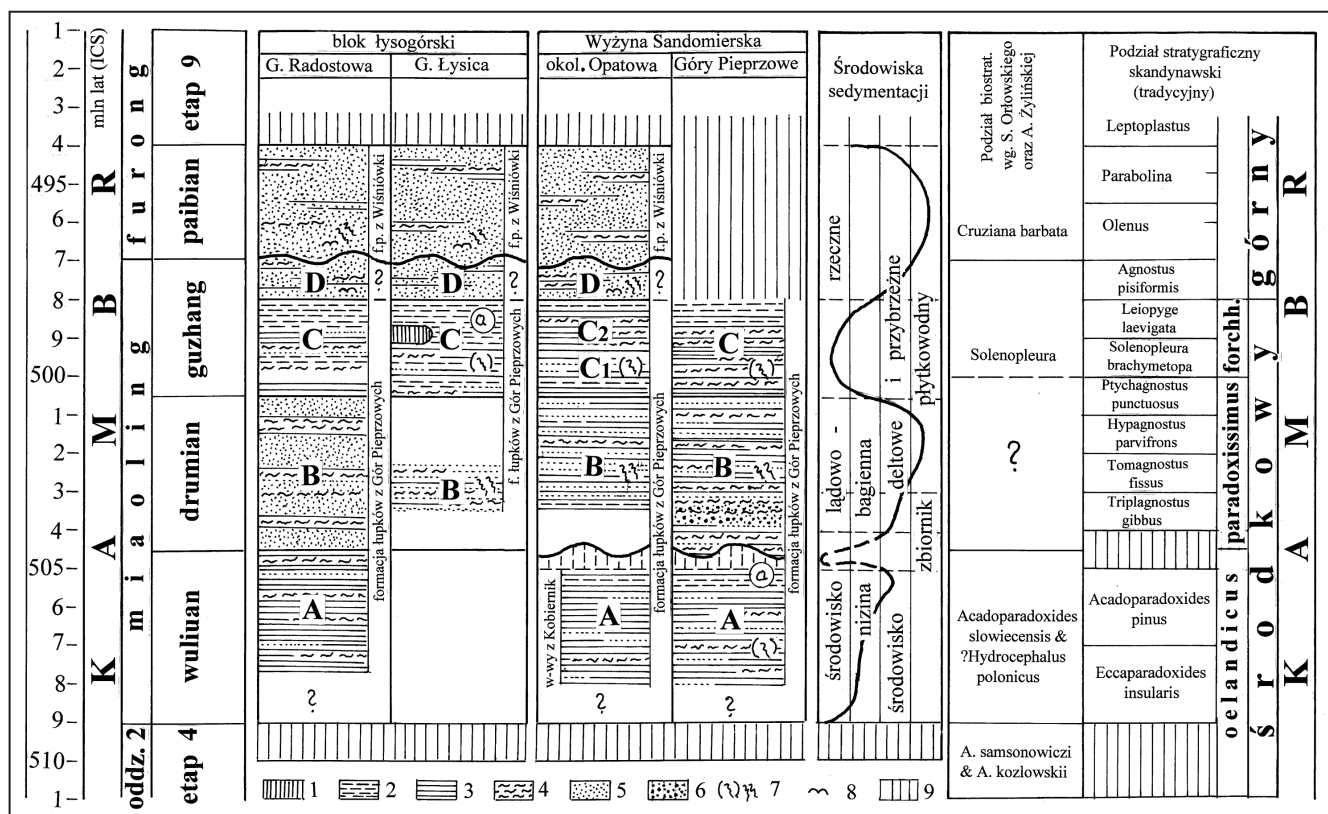


Fig. 12. Najważniejsze, omawiane profile litologiczne formacji łupków z Gór Pieprzowych

Objaśnienia: 1 – syderyty; 2 – iły; 3 – łupki ilasto-mułwowe; 4 – mułowce kwarcowe; 5 – piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste; 6 – zlepieńce; 7 – ślady działalności życiowej organizmów (sporadyczne i liczne); 8 – ślady pozostawione przez trylobity; 9 – luki sedymentacyjne (pewne i przypuszczalne). Linie faliste – aktywizacja tektoniczna podłoża; A–D – robocze wydzielenia litostratygraficzne (Przewłocki, 2000); a – miejsca datowań na podstawie akritarchów

The most important studied lithological sections of the Góry Pieprzowe Shale Formation

Explanations: 1 – siderites; 2 - clays; 3 – clay and mud shales; 4 – quartz mudstones; 5 – fine-grained quartz sandstones; 6 – conglomerates; 7 – traces of life activity of organisms (occasional and numerous); 8 – trilobite traces; 9 – sedimentary gaps (certain and presumed). Wavy lines – tectonic activation of the basement; A–D – working lithostratigraphic units (Przewłocki, 2000); a – acritarch dating sites

## PODSUMOWANIE

### NASTĘPSTWO ŚRODOWISK SEDYMENTACYJNYCH

#### Ogniwo A

Środowisko sedymentacji można określić jako w pełni zunifikowane pod względem litologicznym na całej długości jego występowania w regionie świętokrzyskim. Są to iłowce, łupki ilaste i mułowcowe z cienkimi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych. Materiał mineralny w dużej mierze przenoszony był w formie zawiesiny, a jego skład i konsystencja umożliwiły powstawanie niestatecznych warstwowań gęstościowych i lokalne przemieszczanie się pakietów skalnych na etapie wczesnodiagenetycznym. Struktury sedymentacyjne świadczą o mało intensywnym transporcie osadu przez wody opadowe. Ówczesne życie biologiczne jest reprezentowane przez słabo zachowane akritarchy i nieznaczne skamieniałości śladowe ograniczające się do jednego ichnotaksonu. Środowisko zdefiniowano tu jako bagna (podmokłości) przyległe do hipotetycznego zbiornika wodnego położonego na północy, a klimat jako wilgotny i chłodny. W stropowej części ogniwa wzrasta rola materiału ilastego i pojawiają się liczniejsze i lepiej zachowane mikroorganizmy. Obszar alimentacyjny, położony na południu, był silnie speneplenizowany. Wody opadowe przemieszczały się po powierzchni terenu w formie małych strumyków o zmiennym przebiegu.

#### Ogniwo B

W wyniku aktywizacji tektonicznej podłoża doszło do nieznacznego wyniesienia bloku położonego na wschód od Kamienia Łukawskiego i powstania obniżenia na zachodzie, które zaznaczyło się w północnej części regionu świętokrzyskiego w formie płytkiego zbiornika słodkowodnego (brakicznego?). Wzrost spadku hydraulicznego cieków wodnych umożliwił aktywizację erozji na obszarze lądowym położonym na południu. Prawdopodobnie miała miejsce redepozycja osadu dolnokambryjskiego z masywu małopolskiego. W efekcie w basenie dominowała sedymentacja ilasto-mułowcowa przerywana okresowymi przepływami burzowymi, niosącymi znaczne ilości piasku kwarcowego.

W materiale osadowym zaznaczyła się obecność licznych taksonów akritarchów oraz kilku ichnotaksonów świadczących o zasiedleniu dna przez organizmy bezszkieletowe. Na wschodnim krańcu basenu istniał próg podmorski ograniczający kontakt z przyległą zatoką morską. W strefie progu miała miejsce sedymentacja grubodetrytyczna w formie lokalnie tworzonych konkrecji. Pomędzy zbiornikami następowały okresowe (sezonowe?) przepływy wód słodkich i brakicznych. Wspomniana płytka zatoka morska (lub brakiczna?) miała połączenie na południowym wschodzie z morzem epikontynentalnym, skąd napławiane były szczątki trylobitów datujące wiek osadów oraz dostarczane związki fosforu

pochodzące z rozkładu materiału biologicznego. Na podstawie zaokrąglenia krawędzi większych klastów o spoiwie węglanowym i dyskoidalnego kształtu licznych intraklastów mułowcowo-ilastych, można wnioskować, że powstanie zlepieńców z okolic Kamienia Łukawskiego wiązało się ze strefą oddziaływania pływów i falowania.

#### Ogniwo C

Po wypełnieniu basenu osadem, w północnej części regionu świętokrzyskiego, ukształtowała się połoga, podmokła nizina nieznacznie pochylona w kierunku północnym. Skład osadu i jego uziarnienie przypominają zbiornik ogniwa A, jednakże wzdłuż równoleżnikowego pasa wychodni zauważalna jest prawidłowość, której brak w ogniwie A. Na zachodzie wzrasta rola materiału ilastego, a na wschodnim krańcu dominowały osady mułowcowe. Może to wskazywać na pochodzenie materiału ilastego z południa, a mułowcowego (w okolicach wschodniego krańca Gór Pieprzowych i Opatowa) z północnego wschodu. Wnioskując z dobrego obtoczenia ziaren kwarcu w mułowcach i znacznie mniejszego udziału łu w osadzie, dominował tam transport wodny po dnie cieków wodnych, a nie suspensja. Na północno-zachodnim końcu wychodni ogniwa C, w jego stropowej części, w wyniku małej dostawy osadu z kierunków południowo-zachodniego i zachodniego, okresowo ukształtował się lokalny zbiornik wodny, w którym miała miejsce sedymentacja chemiczna (syderyty). W profilach stropowej części ogniwa najpierw obserwuje się wzrost zawartości materiału ilastego (środowisko wodne, liczne akritarchy), a następnie wzrost ilości przewarstwień piasków kwarcowych sygnalizujących nadchodzącą transgresję morską, która finalnie wyraziła się intensywną sedymentacją piaszczystą (ogniwo D).

Można więc stwierdzić, że:

- rozpuszczone związki fosforu pochodziły zapewne z rozkładu mat mikrobiologicznych i glonów rozwijających się na dnie zatoki morskiej rozpościerającej się na wschodzie i południowym wschodzie a obfitość fosforu w wodzie sprzyjała zasiedleniu specyficznej niszy biologicznej przez ramienionogi bezzawiasowe;
- skorupki ramienionogów nie były źródłem fosforu odkładającego się na konkrecjach, chociaż niekiedy stawały się ośrodkiem krystalizacji związków fosforowych;
- skład chemiczny powłok konkrecji pozostawał w związku z klimatem chłodnym i wilgotnym;
- w rejonie występowania zlepieńców znajdowała się strefa kontaktu wód słodkich z brakicznymi/słonymi;
- w najbliższym otoczeniu łomu musiały osadzić się co najmniej dwie warstwy mułowców kwarcowo-wapiennych o miąższościach 2–3 cm i ok. 5 cm;
- wymienione warstwy zostały wtórnie porozrywane przez prądy wodne, czego efektem są duże klasty o nieco zaokrąglonych krawędziach widoczne w obrębie zlepieńców;

- znaczna mobilność prądów wodnych sprzyjała rozmywaniu pobliskich łupków ilasto–mułowcowych oraz wtórnemu ich składaniu jako litoklastów stanowiących istotny komponent zlepieńców;
- niska zawartość tlenu w wodzie przy powierzchni dna wpływała negatywnie na skład lokalnej biocenozy ograniczony do ramienionogów bezzawiasowych;
- niedostatek tlenu w osadzie ograniczał aktywność życiową organizmów penetrujących warstwę przydenną, co czyni ichnoskamieniałości w profilach Gór Pieprzowych bardzo rzadkimi znaleziskami;
- redukcyjny charakter osadu sprzyjał powstawaniu kryształków i skupień wczesnodiagenetycznego pirytu, który po znalezieniu się w strefie wietrzeniowej przekształcał się w wodorotlenki żelaza przesycające porowate klasty.

#### UWARUNKOWANIA TERMINOLOGII LITOSTRATYGRAFICZNEJ

Sekwencja skalna obejmująca zlepieńce przelawiczone piaskowcami i łupkami mułowcowymi została zdefiniowana jako formalna jednostka skalna pod nazwą „warstwa zlepieńca z Komornej” i wydzielona w obrębie formacji łupków z Gór Pieprzowych (Orłowski, 1975). Nazwa „warstwa” jest dość niefortunna zarówno z powodu wątpliwego twierdzenia, że była to pojedyncza warstwa zlepieńca (por. pełny opis odsłonięcia – Samsonowicz, 1916), jak i z powodu braku udokumentowania obecności zlepieńców w pobliżu miejscowości Komorna.

Sugerowanym przyczynkiem do zmian w podziale litostratygraficznym kambru mogłoby być również przesunięcie osadów ogniwa D (*sensu* Przewłocki, 2000) z formacji łupków z Gór Pieprzowych do składu formacji piaskowców z Wiśniówki.

Konieczne wydaje się powtórne przeanalizowanie i uzgodnienie granic i „objętości” bio- i chronostratygraficz-

nych formalnych jednostek litostratygraficznych kambru, nie kreując kolejnych jednostek nieformalnych, dublujących lub pozornych (jak np. warstwy z Ublinka z cechami brekcji tektonicznej; por. Michniak, Olkiewicz-Paprocka, 1976). Korzystne byłoby definiowanie nie tylko litologii kreowanej jednostki litostratygraficznej, lecz także uwarunkowań środowiskowych jej powstania, co wzmocniłoby jej autonomię na tle sąsiadujących jednostek.

Należy podkreślić potencjalny związek litologiczno-sedymentacyjny formacji łupków z Gór Pieprzowych z innymi wydzieleniami litostratygraficznymi. Problem wzajemnych relacji sekwencji zaliczonych do formacji łupków z Kamieńca, warstw z Kobiernik oraz formacji łupków z Gór Pieprzowych może stać się poważnym wyzwaniem badawczym wymagającym wykonania robót wiertniczych.

**Podziękowania.** Badania terenowe i pobór próbek w Górach Pieprzowych były możliwe za zgodą Regionalnego Dyrektora Ochrony Środowiska w Kielcach. Szczególne wyrazy wdzięczności za wsparcie badań w terenie należą się Panom M. Dziarkowi (przewodniczącemu Wspólnoty Gruntowej „Góry Pieprzowe”) oraz obecnie już śp. J. Ziolo (jej najstarszemu członkowi). Autor swoje podziękowania kieruje także do dr. Z. Szczepanika (z Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB w Kielcach) za pomoc w skompletowaniu literatury naukowej oraz wskazanie dokładnej lokalizacji wierceń, do Pana W. Sobiczewskiego, który był uprzejmy wykonać naszlify konkrekcji i zlepieńców oraz do prof. dr. hab. B. Bagińskiego (z Wydziału Geologii UW) za konsultacje petrograficzne i wykonanie fotografii mikroskopowych. Możliwość wykorzystania fragmentów mapy okolic Sandomierza autor zawdzięcza Panu R. Trzmielewskiemu (właścicielowi Wydawnictwa COMPASS, Kraków), a sam tekst zdecydowanie zyskał dzięki sugestiom Recenzenta.

*Materiał skalny, będący podstawą niniejszego opracowania, po opublikowaniu artykułu, zostanie zdeponowany w Muzeum Geologicznym Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB w Kielcach.*

#### LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W., 1969 – *Thuramminoides sphaeroidalis* Plummer (Foraminifera) from the Cambrian beds of the vicinity of Sandomierz. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **39**, 1–3: 27–33.
- BAK M., NATKANIEC-NOWAK L., NAGLIK B., BAK K., DULEMBA P., 2017 – Organic-walled microfossils from the early Middle Cambrian sediments of the Holy Cross Mountains, Poland: Possible implications for sedimentary environment in the SE margin of the Baltica. *Acta Geologica Sinica*, **91**, 1: 39–50.
- BIELECKA M., 1967 – Tło geologiczne problemów budowlanych Sandomierza i jego okolic. *Przegląd Geologiczny*, **15**, 9: 393–399.
- BEDNARCZYK W., 1970 – Trilobites fauna of the lower *Paradoxides oelandicus* Stage from the Brzechów area in the western part of the Świętokrzyskie Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, **18**, 1: 29–35.
- BEDNARCZYK W., JURKIEWICZ H., ORŁOWSKI S., 1965 – Lower Cambrian and its fauna from boring of Zaręby near Łągów (Holy Cross Mts.). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, **13**, 3: 231–236.
- CHLEBOWSKI R., 1981 – Rozwój stosunków litofacjalnych w ordowiku Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **39**, 7: 346–350.
- CZARNOCKI J., 1919 – Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego* **28**: 1–172.
- CZARNOCKI J., 1936 – Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **8**, 4: 163–200.

- FIJAŁKOWSKA E., FIJAŁKOWSKI J., 1963 – Występowanie pirytu w niektórych punktach Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Muzeum Świętokrzyskiego*, **1**: 45–56.
- GĄGAŁA Ł., 2005 – Pre-Ordovician polyphase tectonics of the Cambrian sequences in the Kielce Unit, Holy Cross Mts (Central Poland). *Geological Quarterly*, **49**, 1: 53–66.
- GÜRICH G., 1892 – Ueber eine cambrische fauna von Sandomir in Russisch Polen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, **1**: 69–70.
- GÜRICH G., 1896 – Das Palaeozoicum im Polnischen Mittelgebirge. *Verhandlungen der Russisch-Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft*, **2**, 32.
- HAŁAS S., CHLEBOWSKI R., 2004 – Unique siderite occurrence in Baltic Sea: A clue to siderite-water oxygen isotope fractionation at low temperatures. *Geological Quarterly*, **48**, 4: 317–322.
- JENDRYKA-FUGLEWICZ B., 1992 – Analiza porównawcza ramienionogów z utworów kambru Gór Świętokrzyskich i platformy prekambryjskiej w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, **40**, 3: 150–155.
- KOWALCZEWSKI Z., 1963 – Transwersalne założenia w budowie cokołu paleozoicznego antyklinorium świętokrzyskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, **7**, 4: 571–586.
- KOWALCZEWSKI Z., 1973 – Wstępne wyniki badań geologicznych w Paśmie Jeleniowskim i okolicach Opatowa. *Kwartalnik Geologiczny*, **17**, 3: 664–665.
- KOWALCZEWSKI Z., 1974 – Pozycja geologiczno-strukturalna magmatyzmu świętokrzyskiego w świetle wyników ostatnich badań geologicznych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **275**: 11–62.
- KOWALCZEWSKI Z., 1981 – Węzłowe problemy tektoniki trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **39**, 7: 334–340.
- KOWALCZEWSKI Z., 1990 – Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **131**: 5–82.
- KOWALCZEWSKI Z., 1995 – Fundamental stratigraphic problem of the Cambrian in the Holy Cross Mts. *Geological Quarterly*, **39**, 4: 449–470.
- KOWALCZEWSKI Z., 1997 – Fundamental stratigraphic problems of the Cambrian in the Holy Cross Mts. – reply. *Geological Quarterly*, **41**, 1: 81–84.
- KOWALCZEWSKI Z., LISIK R., CHLEBOWSKI R., 1976 – Nowe dane o budowie geologicznej okolic Opatowa. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **296**: 167–207.
- KOWALCZEWSKI Z., STUDENCKI M., 1983 – Budowa geologiczna góry Krzemianki koło Kielc. *Kwartalnik Geologiczny*, **27**, 4: 695–708.
- KOWALSKI W.R., 2023 – Wędrując po Sandomierzu. *Nowy Kamieniarz*, **1**, 135: 78–84.
- KOWALSKI W.R., 2024 – Skamieniałości kambryjskie z Gór Świętokrzyskich w zbiorach Uniwersytetu Wrocławskiego. *Przegląd Geologiczny*, **72**, 4: 149–155.
- KOZŁOWSKI R., 1931 – Fosforyty w utworach kambryjskich Sandomierza. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, **4**, 4: 752–756.
- KUHL J., 1931 – Sprawozdanie z badań petrograficznych nad utworami środkowo-kambryjskimi gór Pieprzowych koło Sandomierza. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **29**, 4: 24–26.
- KÜHN A., RADLICH K., 1988 – Nanostruktury spoiwa fosforanowego i formy bakteriopodobne w zlepioncu fosforytowym Gór Pieprzowych. *Przegląd Geologiczny*, **36**, 9: 502–507.
- LENDZION K., 2001 – Some biostratigraphic problems of the Cambrian in Holy Cross and Nida areas of Poland. *Geological Quarterly*, **45**, 2: 107–115.
- LYDKA K., ORŁOWSKI S., 1978 – Sekwencja procesów petrogenetycznych osadów grupy świętokrzyskiej na tle podziałów lito- i biostratygraficznych. *Acta Geologica Polonica*, **28**, 4: 537–546.
- MALEC J., 2009a – Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna osadów kambru Gór Pieprzowych. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **65**: 23–26.
- MALEC J., 2009b – Sekwencja kambru w profilu Jurkowice – Opatów. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **65**: 27–29.
- MALEC J., 2009c – Utwory kambru w rejonie Wąworkowa i Karwowa w świetle badań sedymentologicznych. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **65**: 30–31.
- MALEC J., 2023 – Geologia rezerwatu przyrody Góry Pieprzowe: 96–121 (pk.kielce.pl/wp-content/uploads/2023/03/3-geologia-rezerwatu-przyrody-gory-pieprzowe.pdf; dostęp: 4.11.2025).
- MARDAL T., 1993 – Nowe dane o tektonice Gór Pieprzowych. *Przegląd Geologiczny*, **41**, 7: 516–520.
- MASTELLA L., MIZERSKI W., 1981 – Etapy deformacji tektonicznych utworów kambru środkowego Gór Pieprzowych. *Przegląd Geologiczny*, **29**, 7: 351–355.
- MICHNIAK R., 1962 – Petrograficzna charakterystyka granicznych warstw dolnego i środkowego kambru wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *W: Księga pamiątkowa ku czci profesora Jana Samsonowicza*: 83–108. Wydaw. Geol., Warszawa.
- MICHNIAK R., 1969 – Petrografia górnego prekambry (ryfeju) i kambru wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, **30**.
- MICHNIAK R., OLKOWICZ-PAPROCKA I., 1976 – O odkryciu utworów starszego paleozoiku we wschodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, **20**, 2: 261–171.
- MIZERSKI W., 1992 – Tektonika utworów kambryjskich obszaru świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny*, **40**, 3: 142–146.
- MIZERSKI W., 1995 – Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in Central Poland. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **372**: 5–47.
- MIZERSKI W., 1998a – Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **46**, 4: 337–342.
- MIZERSKI W., 1998b – Styl strukturalny starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **54**, 6: 44–45.
- MIZERSKI W., ORŁOWSKI S., 1993 – Główne uskoki poprzeczne i ich znaczenie dla tektoniki antyklinorium klimontowskiego (Góry Świętokrzyskie). *Kwartalnik Geologiczny*, **37**, 1: 19–40.
- MIZERSKI W., SKUREK-SKURCZYŃSKA K., 1999 – Drobne struktury tektoniczne w utworach kambryjskich środkowej części antyklinorium klimontowskiego (blok kielecki, Góry Świętokrzyskie). *Przegląd Geologiczny*, **47**, 3: 266–272.
- MIZERSKI W., ORŁOWSKI S., WAKSMUNDZKI B., 1991 – New data on geology of the Kamieniec Shale Formation (Lower Cambrian, Holy Cross Mts). *Kwartalnik Geologiczny*, **32**, 2: 149–162.
- NAGLIK B., HEFLIK W., NATKANIEC-NOWAK L., 2016 – Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna utworów klastycznych Gór Pieprzowych (Wyżyna Sandomierska) i produktów ich wietrzenia. *Przegląd Geologiczny*, **64**, 5: 338–343.

- OBERC J., 1962 – Orientacja struktur liniowych w serii łupkowej kambru Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **10**, 9: 448–451.
- ORŁOWSKI S., 1957 – On the presence of *Paradoxides ölandicus* beds in the Holy Cross Mountains. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Science, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, **5**, 7: 769–772.
- ORŁOWSKI S., 1964 – Kambr środkowy i jego fauna we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, **16**.
- ORŁOWSKI S., 1975 – Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambriu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, **25**, 3: 431–448.
- ORŁOWSKI S., 1985 – New data on the Middle Cambrian trilobites and stratigraphy in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **35**, 3/4: 251–263.
- ORŁOWSKI S., 1988a – Kambr w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **36**, 1: 5–9.
- ORŁOWSKI S., 1988b – Stratigraphy of the Cambrian System in the Holy Cross Mountains. *Geological Quarterly*, **32**, 3/4: 525–532.
- ORŁOWSKI S., MIZERSKI W., 1995 – New data on geology of the Middle Cambrian rocks in Klimontów Anticlinorium (Holy Cross Mountains). *Geological Quarterly*, **39**, 3: 293–306.
- ORŁOWSKI S., ŻYLIŃSKA A., 1996 – Non-arthropod burrows from the Middle and Late Cambrian of the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **41**, 4: 385–409.
- ORŁOWSKI S., ŻYLIŃSKA A., 2002 – Lower Cambrian trace fossils from the Holy Cross Mountains, Poland. *Geological Quarterly*, **46**, 2: 135–146.
- PRZEWŁOCKI Z., 2000 – Środowisko depozycji kambryjskiej formacji łupków z Gór Pieprzowych, Góry Świętokrzyskie. Biblioteka Wydziału Geologii UW [rozpr. doktor., niepubl.].
- RADWAŃSKI A., RONIEWICZ P., 1962 – Środowisko sedymentacji górnego kambru okolic Opatowa. *Acta Geologica Polonica*, **12**, 3: 431–443.
- SALWA S., 2005 – Metamorfizm i jego miejsce w procesie deformacji skał kambryjskich jednostki łysogórskiej w Górach Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **61**: 55–56.
- SALWA S., 2006 – Wstępna charakterystyka strukturalno-petrograficzna fylitów z Podmachocic w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **54**, 6: 513–520.
- SAMSONOWICZ J., 1916 – Kambr i kambro-sylur Gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania z Posiedzeń Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, **9**, 4: 321–358.
- SAMSONOWICZ J., 1920 – O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części gór Świętokrzyskich. *Sprawozdania Państwowego Instytut Geologicznego*, **1**: 53–67.
- SAMSONOWICZ J., 1926 – Uwagi nad tektoniką i paleogeografią wschodniej części masywu paleozoicznego Łysogór. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **15**: 44–46.
- SAMSONOWICZ J., 1962 – Lower Cambrian fossils from the Klimontów anticlinorium of the Holy Cross Mts. (Poland). W: Księga pamiątkowa ku czci profesora Jana Samsonowicza: 9–29. Wydaw. Geol., Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., 1887 – Sprawozdanie z badań geologicznych we wschodniej części gór kielecko-sandomierskich. *Pamiętnik Fizjograficzny*, **7**: 11–37.
- SIEMIRADZKI J., 1893 – Sprawozdanie. *Wszechświat*, **12**, 12: 190.
- SIKORSKA M., 1998 – Forms of phosphate occurrences observed in cathodoluminescence: Cambrian of the Polish part of the East European Craton. *Geological Quarterly*, **42**, 1: 15–28.
- SOLARSKI M.A. 1975 – Budowa geologiczna okolic Słupi Nowej. Arch. Wydziału Geologii UW [niepubl.].
- STUDENCKI M., 1998 – Nowe odsłonięcie skał kambru na Klonówce. *Posiedzenie Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **54**, 6: 102.
- SZCZEPANIK Z., 1997 – Preliminary results of thermal alternations of the Cambrian acritarchs in the Holy Cross Mts. *Geological Quarterly*, **41**, 3: 257–264.
- SZCZEPANIK Z., MALEC J., 2017 – Nowe dane o litologii i biostratygrafii akritarchowej skał kambryjskich na Łysicy, najwyższym szczycie Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, **65**, 9: 564–575.
- SZCZEPANIK Z., TRELA W., SALWA S., 2004 – Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich – komunikat wstępny. *Przegląd Geologiczny*, **52**, 9: 895–898.
- SZCZEPANIK Z., TRELA W., ŻYLIŃSKA A., SALWA S., 2005 – Nowe kambryjskie i ordowickie jednostki litostratygraficzne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, **61**: 57–58.
- TOMCZYK H., 1964 – Nowe dane o stratygrafii i tektogenie starszego paleozoiku w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, **12**, 6: 262–267.
- TOMCZYKOWA E., 1968 – Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geologicznego*, **54**: 1–63.
- TOMCZYKOWA E., TOMCZYK H., 2000 – Starszy paleozoik z otworu Daromin IG 1 – potwierdzenie budowy terranowej bloku łysogórskiego i małopolskiego (Góry Świętokrzyskie). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **393**: 167–203.
- TRELA W., SZCZEPANIK Z., ŻYLIŃSKA A., SALWA S., MALEC J., 2006 – Profile otworów Lenarczyce PIG 1, Daromin IG 1. W: „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich” 77. Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego. 28–30.06.2006, Ameliówka k. Kielc: 160–165.
- TRELA W., SZCZEPANIK Z., ŻYLIŃSKA A., 2025 – A reappraisal of the terrane concept in the Holy Cross Mountains (Polish segment of the Trans-European Suture Zone) based on the Furongian (upper Cambrian) stratigraphy and facies in the Lenarczyce PIG 1 well. *Acta Geologica Polonica*, **75**, 2: 1–40.
- WEIDNER T., NIELSEN A.T., 2009 – The Middle Cambrian *Paradoxides paradoxissimus* Superzone on Öland, Sweden. *GFF*, **131**, 3: 253–268.
- WAWRYK W., 1932 – Wyniki mikroskopowo-chemicznej analizy fosforytów kambryjskich z okolic Sandomierza. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **8**, 1: 266–272.
- ŻAK C., 1962 – Wstępne studium tektoniczne środkowego kambru Gór Pieprzowych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **174**: 9–49.
- ŻYLIŃSKA A., SZCZEPANIK Z., SALWA S., 2006 – Cambrian of the Holy Cross Mountains, Poland; Biostratigraphy of the Wiśniówka Hill succession. *Acta Geologica Polonica*, **56**, 4: 443–461.

## THE ORIGIN OF THE GÓRY PIEPRZOWE (PEPPER MTS) SHALE FORMATION DEPOSITS (HOLY CROSS REGION, POLAND)

**Abstract.** Previous views on the sedimentary environment of the Góry Pieprzowe (Pepper Mts) Shale Formation are reinterpreted. The nature of changes in sedimentation conditions in the basin and their relationship to tectonic activity of the basement are indicated. The clasts found locally in the Pepper Mts, dated to the middle part of the Middle Cambrian (Drumian), are characterized. The specific local conditions under which they formed are highlighted.

**Key words:** Miaolingian, Drumian, Góry Pieprzowe (Pepper Mts) Shale Formation, body and trace fossils, changes in sedimentary environment, tectonic activity of the basement.

### SUMMARY

The work is a monographic study that summarizes a long-term investigations (since 1891; Gürich, 1892 ) of the Miaolingian (Middle Cambrian rock sequence according to the traditional Scandinavian division used in Poland) for the reconstruction of the geotectonic position of the Holy Cross region (SE Poland). The study focused on the sedimentary environment of the Góry Pieprzowe (Pepper Mts) Shale Formation (Orłowski, 1975) exposed in the escarpment of the Vistula River valley (Pepper Mts) near Sandomierz and in the form of a narrow belt on the northern side of the Holy Cross Fault, which is the boundary between the Łysogóry (northern) and Kielce (southern) blocks.

The study covered the eight most important lithological sections of the above-mentioned formation analysed in terms of (1) lithology and its variability, (2) sedimentary structures, (3) traces of life activity of organisms, and (4) the presence of few micro- and macro-fossils dating their biostratigraphic position.

The informal division of the formation into four members, preliminarily labeled A–D (Przewłocki, 2000), has been upheld. However, the validity of including the uppermost Member D in the overlying Wiśniówka Sandstone Formation is pointed out. Previous views on a deep-water environment of the sediments are challenged.

The focus was on defining changes in the sedimentary environment of deposits included in members A–C. It was found that members A and C, which comprise generally mudstones and claystones with a minor proportion of laminae and thin beds of fine-grained quartzitic sandstones, represent a strongly peneplicated, terrestrial, marshy environment with a domi-

nant role of minor surface watercourses conducting rainwater under cool climate conditions. On the other hand, the middle member (B) is attributed to sedimentation in a shallow fresh-water basin with significantly higher transport dynamics and sedimentation rates. This is expressed in the sections by the dominance of fine-grained quartzitic sandstones with a subordinate proportion of quartz mudstones and clay cement.

The presence of conglomerates in the sediments of the Pepper Mts, which is a unique phenomenon in the Cambrian succession of the Holy Cross region, is analysed. They were the subject of mining until the late 19<sup>th</sup> and early 20<sup>th</sup> centuries. The origin of the concretions composing the conglomerates is discussed, pointing out that they were formed *in situ* on the surface of a submarine threshold connecting the basin extending in the west with an extensive bay of brackish waters located in the east. This bay had a connection to the SE with the open-marine basin. On the “hardground”, covering the threshold, conditions prevailed that allowed mass colonization by inarticulate brachiopods. They were also found a little further to the east.

In the sandstones accompanying the conglomerates and in the mudstones at the above location, highly fragmented trilobite carapaces derived from a distant marine basin were found. These trilobites date the sediments to the *Ptychagnostus gibbus* Zone, which represents the lowest unit within the *Paradoxides paradoxissimus* Stage of the Scandinavian division (= Drumian). It should be noted that no remains of trilobites, nor any traces of their life activity have been found in any of the members A–C in the sediments deposited in the western sedimentary basin (west of the Pepper Mts).