

WARSTWY ŚWIĘTOMARSKIE DEWONU ŚRODKOWEGO W GÓRACH ŚWIĘTOKRZYSKICH W ŚWIETLE BADAŃ SEDYMENTOLOGICZNYCH

THE MIDDLE DEVONIAN ŚWIĘTOMARZ BEDS OF THE HOLY CROSS MTS IN THE LIGHT OF SEDIMENTOLOGICAL STUDY

JAN MALEC¹

Abstrakt. W profilu środkowego żywetu w regionie łysogórskim w Górach Świętokrzyskich, pomiędzy węglanowymi i iłowcowymi osadami warstw skalskich a wapieniami biostromalnymi warstw pokrzywiańskich lub iłowcami warstw nieczulickich występują silikoklastyczne osady warstw świętomarskich, w obrębie których wyróżniono sześć facji: piaskowce średnio- i gruboławicowe, piaskowce wapieniste i mułowce, piaskowce i mułowce zaburzone sedymentacyjnie, piaskowce osuwiskowe, mułowce i cienkoławicowe piaskowce oraz mułowce. Obecność spływów grawitacyjnych w postaci piaskowców osuwiskowych i utworów typu *derbis flow* i *mud flow*, którym towarzyszą średnio- i gruboławicowe piaskowce utworzone w strefach kanałowych, wskazuje na podmorską depozycję na nachylnym dnie, w środowisku skłonu basenu. Sedymentacja warstw świętomarskich przebiegała na obszarze głębszego szelfu w proksymalnej i dystalnej części prodelty, należącej prawdopodobnie do średniej wielkości systemu deltowego. Wskaźniki pulsacyjnej sedymentacji piaskowców cienkoławicowych oraz obecność szczątków roślinnych w mułowcach wskazują na transport materiału terygenicznego głównie przy udziale generowanych przez rzeczne powodzie przepływów hiperpyknych (*hyperpycnal flow*). Materiał terygeniczny warstw świętomarskich był dostarczany do basenu łysogórskiego z południowego wschodu. Sedymentacja warstw świętomarskich jest związana ze wzrostem tektonicznej subsydencji środkowodewońskiego basenu w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Równowiekowe osady silikoklastyczne rozpoznane na obszarze południowo-wschodniej Polski i zachodniego Wołynia na Ukrainie związane są prawdopodobnie z depozycją w obrębie tego samego systemu deltowego.

Słowa kluczowe: facje silikoklastyczne, dewon środkowy – żywet, region łysogórski, Góry Świętokrzyskie.

Abstract. The middle Givetian section of the Łysogóry region of the Holy Cross Mts (HCM) is highlighted by the presence of siliciclastic sediments of the Świętomarz Beds that occur between carbonate and clayey sediments of the Skały Beds and biostromal limestones of the Pokrzywianka Beds or claystones of the Nieczulice Beds. The Świętomarz Beds comprise six facies: (1) medium- and thick-bedded sandstones, (2) calcareous sandstones and siltstones (3) sedimentary disturbed sandstones and siltstones, (4) slump sandstones, (5) siltstones and thin-bedded sandstones, (6) siltstones. The presence of gravitational flows in the form of slump sandstones and debris and mud flows, which are associated with medium- and thick-bedded sandstones linked to channel zones, indicate submarine deposition on an inclined floor within a basinal slope environment. Deposition of the Świętomarz Beds occurred in an area of deeper shelf within the proximal and distal parts of prodelta that belonged to a medium-sized delta system. Indications of pulsating sedimentation of thin-bedded sandstones and the presence of plant remains in siltstones point up to transport of terrigenous material primarily by hyperpycnal flows generated by river floods. Terrigenous material of the Świętomarz Beds was derived to the Łysogóry basin from the southeast. Sedimentation of the Świętomarz Beds is closely linked to the increased tectonic subsidence of the Middle Devonian basin in the Łysogóry region of HCM. Coeval siliciclastic sediments, which have been identified in the area of south-eastern Poland and western Volhynia in the Ukraine, are presumably related to deposition within the same delta system.

Key words: siliciclastic facies, Middle Devonian – Givetian, Łysogóry region, Holy Cross Mts.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; e-mail: jan.malec@pgi.gov.pl

WSTĘP

W profilu dewonu środkowego regionu łysogórskiego w Górach Świętokrzyskich uwagę zwraca obecność kompleksu skał terygenicznych warstw świętomarskich o zagadkowym pochodzeniu, ograniczonych od spągu iłłowcowymi osadami warstw skalskich, a od stropu – iłłowcami warstw nieczulickich lub lokalnie, w części wschodniej regionu, wapieniami biostromalnymi warstw pokrzywiańskich (Czarnecki, 1950a; Pajchłowa, 1957; Filonowicz, 1968, 1969; Kłossowski, 1981, 1985). W dewonie środkowym – żywiec, poza regionem łysogórskim, w pobliżu Gór Świętokrzyskich utwory terygeniczne udokumentowano w otworach wiertniczych Ostałów 1, Szwejkki IG 3, Bąkowa IG 1 oraz w licznych profilach wierceń z obszaru południowo-wschodniej Lubelszczyzny (Pajchłowa, 1975; Miłaczewski, 1981; Żakowa i in., 1986; Malec i in., 1996). W basenie łysogórsko-radomskim zostały one wyróżnione jako formacja piaskowców i mułowców z Ostałowa (Narkiewicz, 2011a; Narkiewicz i in., 2011). W podobnej pozycji stratygraficznej występują silikoklastyczne osady dewonu opisane przez Samsonowicza (1923, 1950) i Turnau (1930) z okolic Pełczy na Wołyniu (fig. 1).

W regionie łysogórskim warstwy świętomarskie zostały rozpoznane w obrębie synkliny bodzentyńskiej na przestrzeni około 20 km, od Wzdółu na zachodzie do okolic Skały na wschodzie (fig. 2, 3). Jednostka ta wyróżnia się w morfologii terenu wyraźnymi wzniesieniami, jak również lokalnie znaczną miąższością, dochodzącą do 100 m. Na podstawie badań konodontowych i mikrosporowych pozycja biostratygraficzna warstw świętomarskich była określana na konodontowy poziom *ansatus* (Malec, Turnau, 1997; Turnau, Racki, 1999). Udokumentowanie obecności konodontów poziomu *rhenanus/varcus* w górnej części warstw skalskich, a konodontów poziomu *ansatus* dopiero w nie najniższej części warstw nieczulickich wskazuje na niższą pozycję biostratygraficzną warstw świętomarskich. Goniatyty reprezentujące poziom *Maenioceras terebratum*, uważane za odpowiadające konodontowemu poziomowi *ansatus*, udokumentowane w rejonie Świętomarza, nie występują w górnej części warstw skalskich, do których osady te wcześniej



Fig. 1. Lokalizacja odsłonień i profili wiertniczych

Location of the outcrops and boreholes

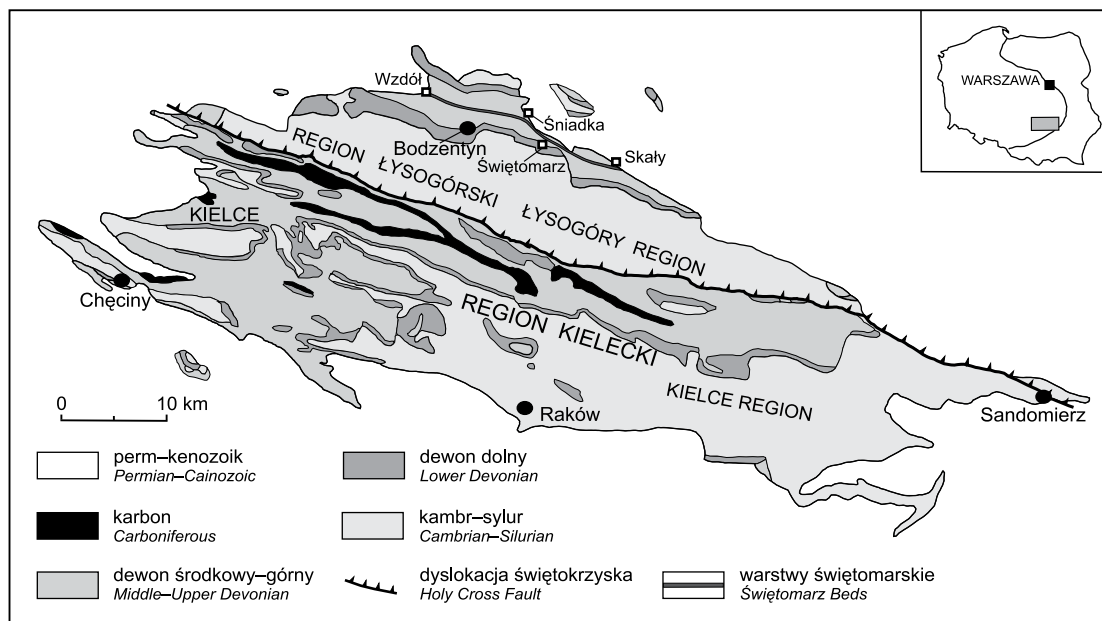


Fig. 2. Lokalizacja warstw świętomarskich w Górach Świętokrzyskich

Location of the Świętomarż Beds in the Holy Cross Mountains

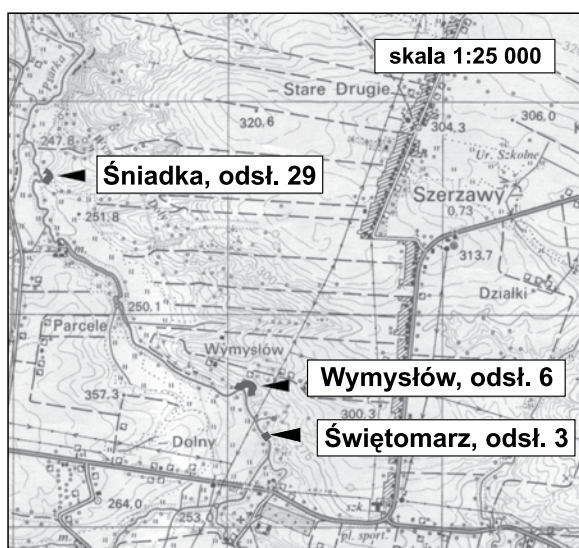
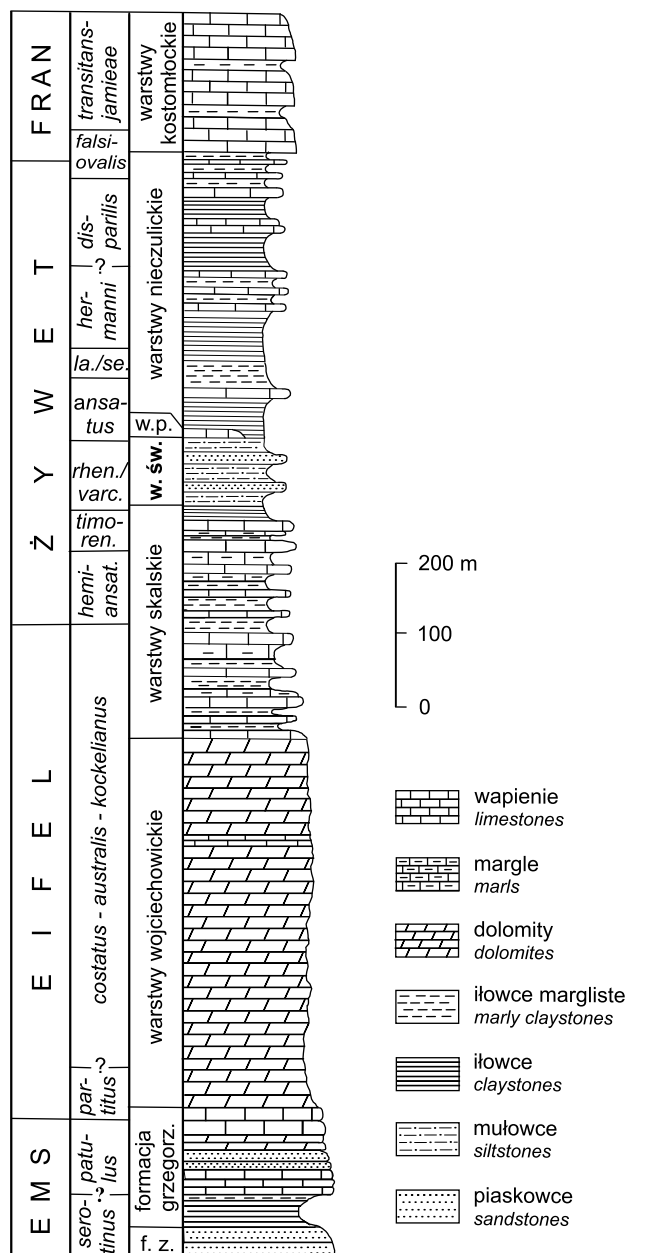


Fig. 3. Lokalizacja badanych profili w rejonie Pokrzywianki, Śniadki, Wymysłowa i Świętomarza

Location of the studied sections in Pokrzywianka, Śniadka, Wymysłów and Świętomarz

zaliczano (Sobolew, 1909; Kłossowski 1981, 1985; Turnau, Racki, 1999), lecz w profilu dolnej części warstw nieczu-
lickich (niepublikowane dane autora, w przygotowaniu do
druku). Sedymantacja warstw świętomarskich przebiegała
najprawdopodobniej głównie w poziomie *rhenanus/varcus*
i być może w najniższej części poziomu *ansatus?* (fig. 4).

Na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny
utwory terygeniczne odpowiadające wiekowi warstwom
świętomarskim zostały wyróżnione jako warstwy żniatyń-
skie (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Ich pozycję
biostratygraficzną określono w zakresie konodontowych
poziomów *rhenanus/varcus* – *ansatus*, natomiast leżących
wyżej w profilu osadów ogniwa pelczańskiego – na poziom
ansatus (Narkiewicz, Narkiewicz, 1998; Narkiewicz, Bul-
tynck, 2007; Turnau, Narkiewicz, 2011).



la./se. – *latifossatus/semialternans*; *rhen./varc.* – *rhenanus/varcus*;
timoren. – *timorensis*; *hemi-ansat.* – *hemiansatus*

f. z. – formacja zagórzańska Zagórze Formation
w. św. – warstwy świętomarskie Świętomarz Beds
formacja grzegorz. Grzegorzowice Formation
w. p. – warstwy pokrzywiańskie Pokrzywianka Beds

Fig. 4. Występowanie warstw świętomarskich na tle profilu dewonu środkowego regionu lysogórskiego w Górach Świętokrzyskich

Location of the Świętomarz Beds in the Middle Devonian section of the Lysogóry region, Holy Cross Mountains

W regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich równowiek-
owe utwory dewonu są wykształcone w postaci wapieni i do-
lomitów warstw stringocefalowych, wyróżnionych w niższej
części formacji z Kowali, których środowiskiem sedymenta-

cji była płytkomorska platforma węglanowa (Narkiewicz i in., 1990, 2006; Racki, 1993). Duży kontrast litologiczny pomiędzy terygenicznymi warstwami świętomarskimi a węglanowymi formacji z Kowali zwracał od dawna uwagę geologów, którzy wyrażali się o wyjątkowości takiej sytuacji (Czarnocki, 1950a; Kotański, 1959; Szulczewski, 1977, 1995).

W artykule przedstawiono wyniki badań sedymentologicznych osadów warstw świętomarskich. Wskazują one, że depozycja tych osadów przebiegała na obszarze dystalnej części systemu deltowego, do którego materiał terygeniczny był dostarczany z południowego wschodu (Malec, Kuleta, 2007, 2008; Malec, 2011).

DOTYCHCZASOWE POGLĄDY O ŚRODOWISKU SEDYMENTACJI WARSTW ŚWIĘTOMARSKICH

Usytuowanie terygeniczných utworów warstw świętomarskich w profilu dewonu wschodniej części regionu łysogórskiego pomiędzy ilowcowymi i węglanowymi osadami warstw skalskich a wapieniami biostromalnymi warstw pokrzywiańskich oraz obecność w tych osadach szczątków flory i bentonicznej fauny odegrała zasadniczą rolę w poglądach o warunkach ich sedymentacji.

Czarnocki (1948) uważał, że w przypadku warstw świętomarskich ...znaczną grubość osadów na równi z ich fliszowym charakterem świadczy o geosynklinalnym ich pochodzeniu.... W późniejszej pracy pisał, że ...dowodzą one istnienia dopływu materiału pochodzenia lądowego, co mogło pozostawać w związku z pewnymi zjawiskami paleogeograficznymi na peryferii masywu świętokrzyskiego towarzyszącymi podnoszeniu się obszarów denudowanych (Czarnocki, 1950a).

Pajchłowa (1957) podkreślała, że w stosunku do stropowej części warstw skalskich ...osadzonych w spływającej się strefie nerytycznej, odmienny cykl sedymentacyjny tworzą piaskowce serii świętomarskiej osadzające się w zbiorniku mającym tendencje do stałego, lecz powolnego obniżania się. Duży dopływ materiału terygenicznego z lądu uwarunkowany był silną denudacją blisko położonego obszaru lądowego oraz dobrymi warunkami transportowymi.

Według Kotańskiego (1959), w dewonie środkowym w regionie łysogórskim warstwy świętomarskie reprezentują osady o charakterze fliszowym oraz że ...źródłem materiału okruchowego serii świętomarskiej był tym razem jakiś ma-

syw (łańcuch wysp) leżący jeszcze dalej na północ. Podkreślał również, że ...obecność lupkowych i terygeniczných facji w górnym żywocie w regionie łysogórskim jest jedną z najistotniejszych różnic facjalnych tego regionu w stosunku do regionu kieleckiego.

Kłossowski (1985), który badał warstwy świętomarskie w profilu Świętomarz–Śniadka, doszedł do wniosku, że ...bogactwo silnie zróżnicowanej fauny bentonicznej (małże, ślimaki, liliowce, ramienionogi i korale *Rugosa* osobnicze) przemawia za płytkowodnym, szelfowym środowiskiem sedymentacji. Uważał, że rozwój formacji świętomarskiej ...można wytłumaczyć uaktywnieniem lądowych obszarów alimentacyjnych leżących ku wschodowi, na skutek zmian klimatycznych, np. okresowego zwiększenia wilgotności klimatu. W obrębie warstw świętomarskich stwierdził ...jednolity kierunek transportu materiału terygenicznego z ENE na WSW.

Orłowski i Radwański (1986) interpretowali warstwy świętomarskie jako tempestyty – osady sedymentacji sztormowej. Według nich materiał piaszczysty był transportowany przez sztormy i prądy denne, a środowisko sedymentacji nie było głębsze od podstawy falowania. Ukwiały znalezione w profilu Świętomarz (Wymysłów) uważali za pogrzebane przez osad nagłych sztormów. Warstwy z tymi skamieniałościami zostały zinterpretowane jako powstałe w płytko-sublitoralnym środowisku, reprezentującym ekstremalnie płytkomorski epizod w czasie sedymentacji warstw świętomarskich.

MATERIAŁ BADAWCZY

W regionie łysogórskim odsłonięcia warstw świętomarskich występują tylko pomiędzy profilami Świętomarz–Śniadka i Grzegorzowie–Skały. O obecności tych utworów w części zachodniej synkliny bodzentyńskiej, pomiędzy Śniadką a Wzdolem, świadczą dane pochodzące ze zwierzeliny i profili wierceń (Filonowicz, 1969). We wschodniej części synkliny bodzentyńskiej, na wschód od profilu Grzegorzowie–Skały, warstwy świętomarskie nie odsłaniają się.

Ograniczony zasięg terytorialny wychodni warstw świętomarskich warunkował dostępność materiału badawczego. Głównymi rejonami, w których wykonano badania terenowe oraz zebrano próbki skał do analiz sedymentolo-

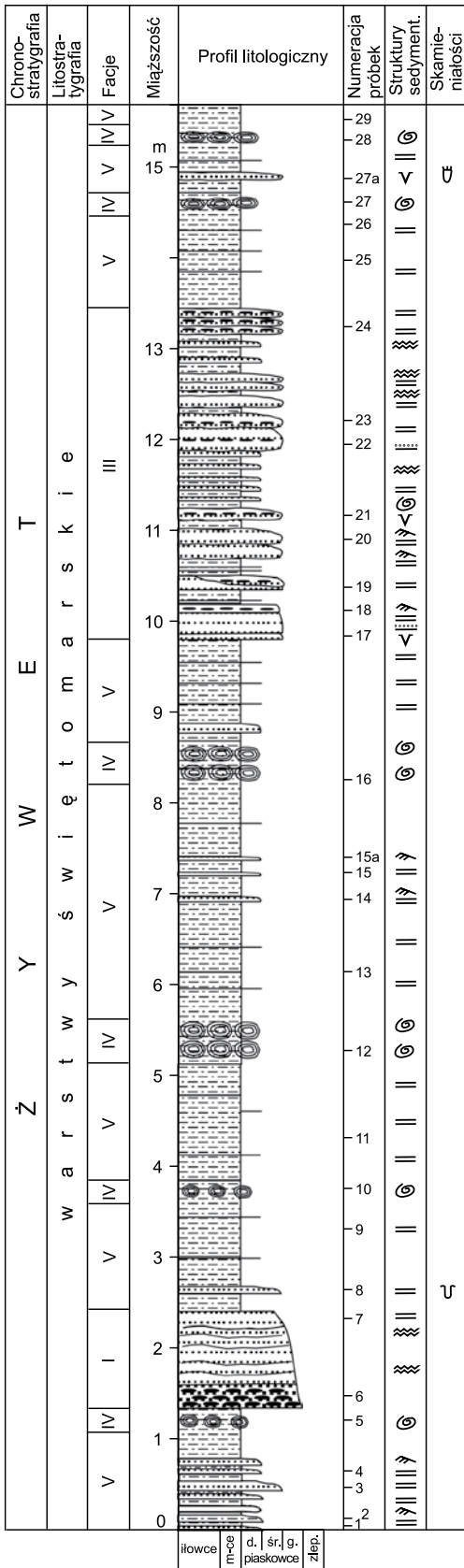
gicznych, był profil Świętomarz–Śniadka i okolice Pokrzywianki (fig. 2, 3).

W położonym na wschodzie obszaru badań profilu Skały warstwy świętomarskie odsłaniają się fragmentarycznie w korycie Dobruchny, a dotychczasowa o nich wiedza z tego rejonu pochodzi z warstw odsłoniętych w nielicznych wkopach ziemnych, wykonanych i opisanych przez Pajchłową (1957).

Nowe dane o utworach warstw świętomarskich uzyskano z rejonu Pokrzywianki, położonego około 1 km na zachód od profilu Skały. Występują tam niewielkie naturalne i sztuczne wychodnie badanej jednostki. Jedną z nich,

Objaśnienia do figur 5-8

Explanations for Fig. 5-8



- wapień
limestones
 - wapień piaszczyste
sandy limestones
 - iłowce
claystones
 - mułowce
siltstones
 - piaskowce
sandstones
 - zlepienie
conglomerates
 - toczące osuwiskowe i osuwiska
slide balls and slumps
 - struktury osuwiskowe
slide structures
 - laminacja pozioma
horizontal lamination
 - laminacja przekątna małej skali
small-scale cross-lamination
 - laminacja falista
wavy lamination
 - uziarnienie frakcyjne
grain-size grading
 - hieroglify prądowe
flute marks
 - litoklasty
lithoclasts
 - tabulaty gałązkowe
branched tabulates
 - liliowce
crinoids
 - ramienionogi
brachiopods
 - małżoraczki
ostracods
 - małże
bivalves
 - goniatyty
goniatites
 - stromatoporoidy
stromatoporoids
 - stylioliny
styliolines
 - szczątki roślin
plant remains
 - ukwiały
sea-anemones
 - bioturbacje
bioturbation
- m-ce – mułowce
siltstones
- piaskowce d. śr. g. – piaskowce drobno-,
średnio-, gruboziarniste
*fine-, medium-, coarse-
grained sandstones*
- zlep. – zlepienie
conglomerates

Fig. 5. Profil dolnej części warstw świętomarskich. Pokrzywianka, odsłonięcie 1

The lower part of the Świętomarz Beds. Pokrzywianka, outcrop 1

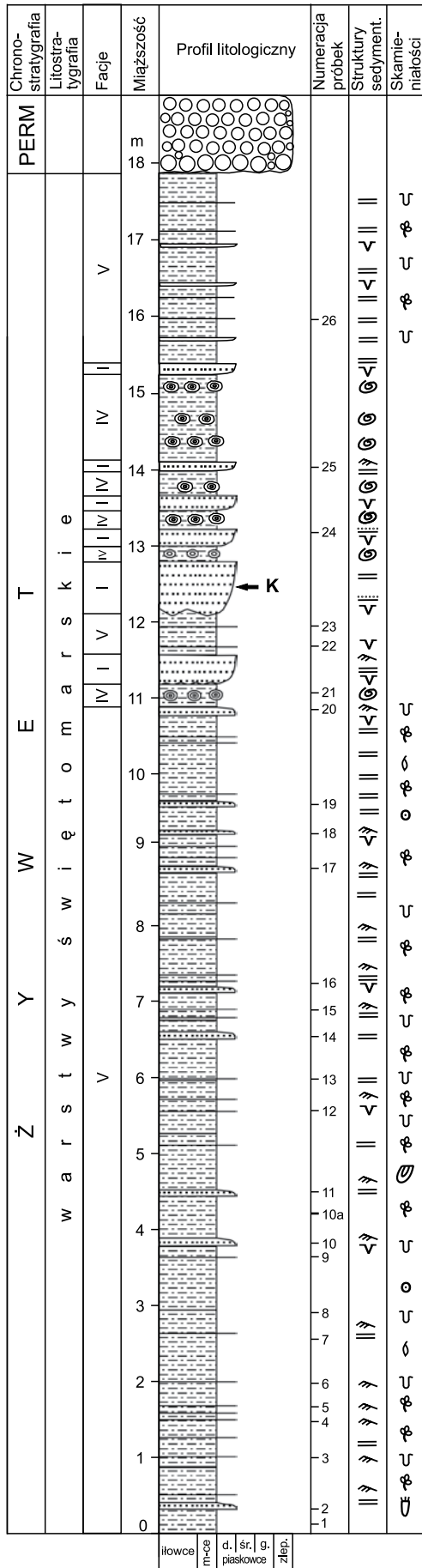


Fig. 6. Profil warstw świętomarskich. Wymysłów, odsłonięcie 6. K – piaskowce kanalowe przedstawione na tablicy I

The Świętomarz Beds. Wymysłów, outcrop 6. K – channel sandstones presented in Plate I

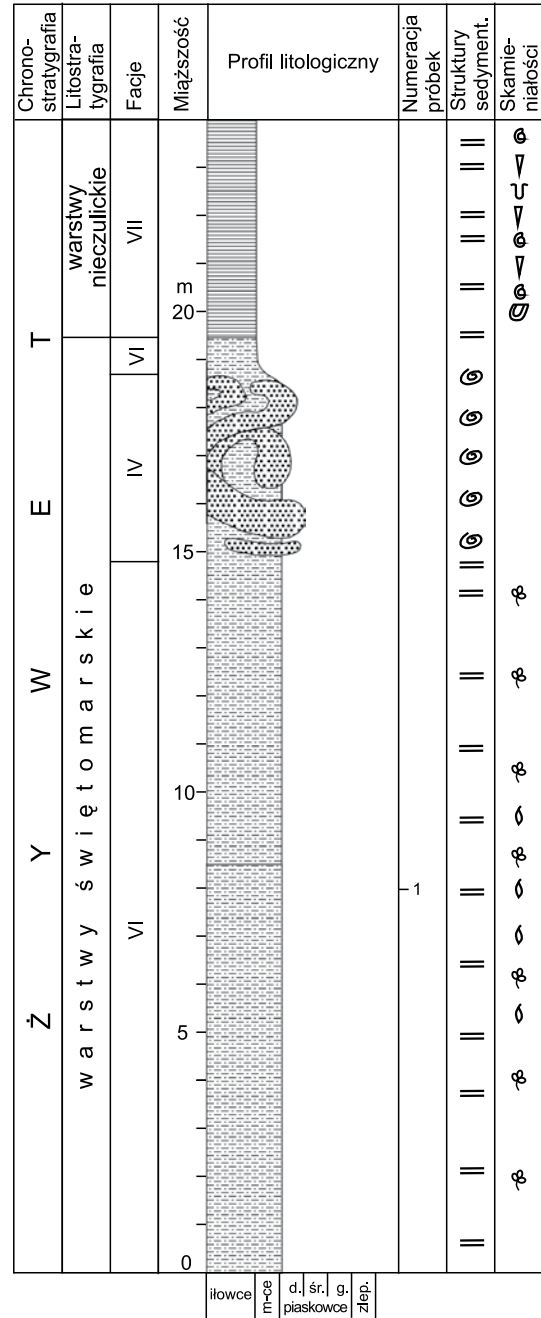
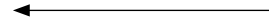


Fig. 7. Profil z pogranicza warstw świętomarskich i nieczulickich. Śniadka, odsłonięcie 29

The boundary section between the Świętomarz Beds and Nieczulice Beds. Śniadka, outcrop 29

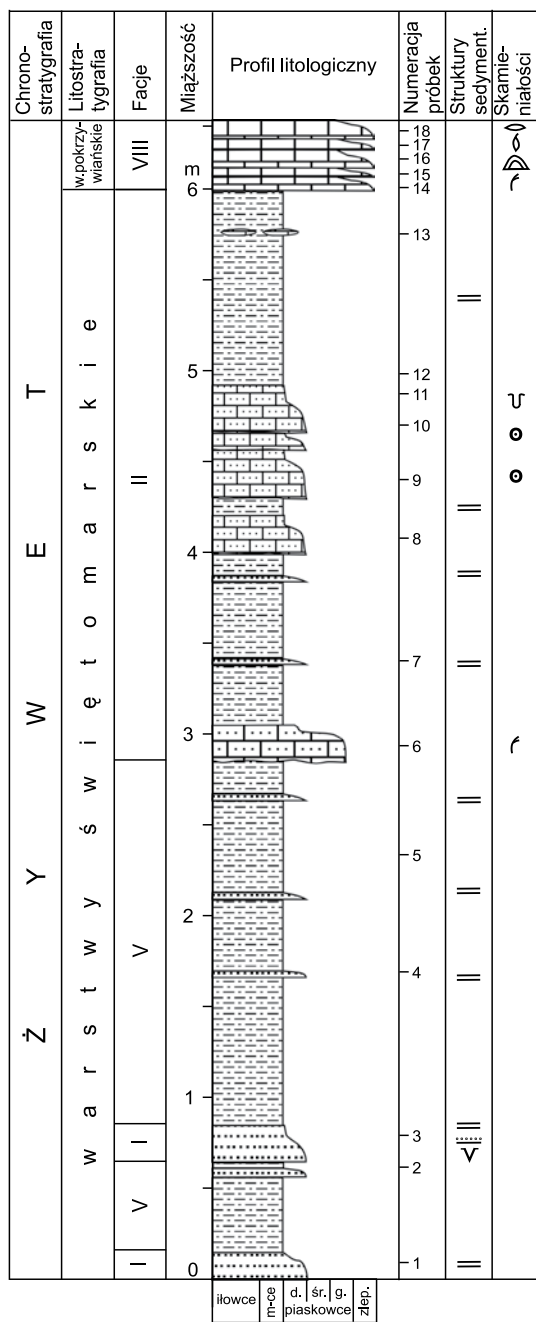


Fig. 8. Profil z pogranicza warstw świętomarskich i pokrzywiańskich. Pokrzywianka, rów 2

The boundary between the Świętomarsz Beds and Pokrzywianka Beds. Pokrzywianka, trench 2



zlokalizowaną w dolnej części warstw świętomarskich, powiększono pracami ziemnymi, odsłaniając około 18 m profilu złożonego z mułowców i piaskowców (fig. 5). W profilu Świętomarsz–Śniadka, w rejonie Wymysłowa, wykonano badania w około 18-metrowej serii osadów mułowcowo-piaskowcowych warstw świętomarskich (fig. 6). W profilu Śniadka rozpoznano osady z pogranicza warstw świętomarskich i nieczulickich: około 18 m mułowców i piaskowców warstw świętomarskich i około 5 m iłowców warstw nieczulickich (fig. 7).

W rejonie Pokrzywianki, w rowie badawczym zbadano profil z pogranicza warstw świętomarskich i pokrzywiańskich. Odsłonięto w nim około 6 m stropowej części warstw świętomarskich i około 0,5 m węglanowych osadów spągowej części warstw pokrzywiańskich (fig. 8).

Pod kątem sedimentologicznym zbadano niewielkie odsłonięcia warstw świętomarskich, zlokalizowane pomiędzy Wymysłowem a Świętomarszem, złożone z kompleksów mułowcowych oraz mułowców i cienkoławicowych piaskowców z podrzędnym udziałem piaskowców gruboławicowych.

BADANIA SEDYMENTOLOGICZNE

ANALIZA FACJALNA

Charakterystykę facjalną wykonano na podstawie makroskopowego opisu serii skalnych w profilach terenowych, oględzin powierzchni spągowych i stropowych ławic, uzupełnionych analizą próbek skał o zgładzonych powierzchniach prostopadłych do uławicenia, pochodzących z wybranych warstw. Osady o podobnym wykształceniu litologicznym na dłuższych odcinkach profilu lub obejmujące pojedyncze charakterystyczne warstwy wyróżniono w postaci odrębnych facji. Analizą facjalną objęto także spągowe odcinki profili warstw nieczulickich i warstw pokrzywiańskich, graniczą-

cych w stropie z warstwami świętomarskimi. W warstwach świętomarskich wyróżniono sześć facji oraz po jednej w obrębie dolnej części warstw nieczulickich i warstw pokrzywiańskich.

Facja I – piaskowce średnio- i gruboławicowe

Osady tej facji rozpoznano w rejonie Pokrzywianki, Wymysłowa i Świętomarza. W dolnej części profilu Pokrzywianki obejmują one około 1,1-metrową, zwartą serię piaskowców drobnoziarnistych (fig. 5). W części spągowej, na odcinku około 30 cm, w piaskowcach występują duże

litoklasty żażelazionych mułowców zapiaszczonych, o grubości 7 i długości do 17 cm. Piaskowce z litoklastami przechodzą obocznie w ławice piaskowcowe silnie zdeformowane. Bezpośrednio wyżej w profilu występuje około 80 cm zwięzłych piaskowców amalgamowanych, warstwowanych równolegle. W górnej części profilu warstw świętomarskich, w Pokrzywiance, facja ta jest reprezentowana przez ławice piaskowcowe grubości 15 i 20 cm, z odlewami struktur prądowych na powierzchniach spągowych (fig. 8).

W profilu Wymysłów facja ta jest wykształcona w postaci ławic piaskowcowych o grubości 20–80 cm (fig. 6). Cieńsze z nich, grubości 20–40 cm i długości od 2,5 do 7 m, o ściętosoczewkowatym kształcie są bezstrukturalne w spągu, a wyżej warstwowane równolegle. Dystalne końce tych ławic stopniowo się zwężają i obocznie przechodzą w mułowce lub mułowce i cienkoławicowe piaskowce. Na powierzchniach spągowych ławic występują zazwyczaj dużych rozmiarów odlewy hieroglifów prądowych, szerokości do 6 i wysokości do 2 cm. W profilu tym miąższość najgrubszej ławicy dochodzi do 80 cm. Jest ona rozprzestrzeniona lateralnie na odcinku około 16 m, gdzie występuje w obrębie mułowców i cienkoławicowych piaskowców (tabl. I). W północno-zachodniej części profilu ławica ta stopniowo wyklinowuje się, przechodząc obocznie w mułowce i cienkoławicowe piaskowce. Na krańcu południowo-wschodnim cienieje do 25 cm, gdzie lekko podgięta graniczy obocznie z mułowcami z pojedynczymi warstwami cienkoławicowych piaskowców (tabl. I, fig. 4, 5). Na powierzchni spągowej ławicy, na kilkumetrowym odcinku o największej grubości występują odlewy hieroglifów prądowych o dużej skali, złożone z wydłużonych struktur o wałkowatych kształtach, wysokości 12–18 cm i szerokości 10–13 cm, oraz dużych jamek wirowych (tabl. I, fig. 2, 3). W części spągowej, powyżej struktur prądowych, na odcinku około 10 cm, ławica jest zbudowana z drobnoziarnistego materiału piaszczystego warstwowanego przekątnie wielkoskalowo, o kącie upadu lamin do 5°. Wyższa część ławicy na odcinku do 40 cm jest warstwowana równolegle. W górnej części ławicy występuje kilka centymetrów zapiaszczonych mułowców, a w samym stropie – około 10 cm piaskowców laminowanych równolegle i przekątnie w małej skali, z riplemarkami prądowymi na powierzchni stropowej.

Facja gruboławicowych piaskowców została rozpoznana także pomiędzy Wymysłowem a Świętomarzem, gdzie jest reprezentowana przez pojedyncze ławice o grubości od 40 do 105 cm, występujące w obrębie mułowców i cienkoławicowych piaskowców. Na spągowych powierzchniach ławic obecne są duże odlewy hieroglifów prądowych. W dolnych częściach tych ławic, na odcinkach od kilku do kilkunastu centymetrów, występują płaskie litoklasty brunatnych mułowców o grubości do 0,5 cm i średnicy do 4 cm, rozmieszczone horyzontalnie lub bezładnie. Na górnej powierzchni jednej z ławic piaskowcowych, grubości około 40 cm, odnotowano duże riplemarki prądowe o językowatym kształcie.

Interpretacja. Obecność dużych litoklastów w spągowej części piaskowców gruboławicowych z dolnej części warstw świętomarskich z rejonu Pokrzywianki wskazuje na kohe-

zyjny charakter ich spływu typu *derbis flow* (por. Mulder, Alexander, 2001; Haughton i in., 2003, 2009; Talling i in., 2004). Leżące powyżej piaskowce warstwowane równolegle są efektem depozycji z prądów trakcyjnych. Brak przewarstwień łupkowych w obrębie piaskowców świadczy o dynamicznej sedymentacji materiału piaszczystego.

Rozmiary hieroglifów prądowych na spągowej powierzchni grubej (80 cm) ławicy piaskowcowej z profilu Wymysłów oraz warstwowanie przekątne osadów leżących bezpośrednio powyżej wskazują na dużą energię turbulentnego prądu transportującego materiał piaszczysty, który głęboko erodował niezdiagnozowane mułowe osady podłoża. Warstwowane równolegle piaskowce budujące wyższą część tej ławicy odpowiadają trakcyjnemu charakterowi transportu w warunkach górnego reżimu przepływu. Ściętosoczewkowata w przekroju poprzecznym ławica gruboławicowych piaskowców oraz dynamiczna sedymentacja tworzących ją osadów występujących wśród niskoenergetycznych mułowców i cienkoławicowych piaskowców wskazują na depozycję w strefie kanałowej. Wyraźnie asymetryczne usytuowanie największej miąższości ławicy i dużych struktur prądowych w jej brzeżnej części dowodzi, że reprezentuje ona serię skalną utworzoną w zewnętrznej strefie kanału o łukowatym przebiegu (por. Corney i in., 2006; Straub i in., 2008). Pozostałe średnio- i gruboławicowe piaskowce z profilu Wymysłów oraz rozpoznane pomiędzy Wymysłowem a Świętomarzem powstały także w obrębie małych kanałów rozprzeczających.

Facja II – piaskowce wapieniste i mułowce

Osady należące do tej facji są ograniczone do stropowej części sekwencji warstw świętomarskich ze wschodniej części synkliny bodzentyńskiej, gdzie stwierdzono je na odcinku około 3 m w profilu Pokrzywianka (fig. 8). Złożone są z pojedynczych ławic piaskowców wapienistych o brunatnobeżowej barwie, grubości 10–30 cm, rzadziej cieńszych, występujących w obrębie poziomo laminowanych mułowców. W ławicach tych brak jest widocznych makroskopowo struktur sedymentacyjnych. W niektórych występują rozproszone człony łodyg liliowców oraz nieliczne fragmenty gałązkowych tabulatów.

Interpretacja. Brak wewnętrznych struktur sedymentacyjnych wskazuje, że piaskowce były deponowane z prądów turbulentnych o bardzo małej prędkości. Obecność rozproszonych szczątków organicznych w ławicach piaskowcowych świadczy o ich redepozycji z płytkomorskich obszarów zbiornika. Osady mułowcowe były deponowane z suspensji zawiesiny mułowej, dostarczanej rytmicznie do głębszych partii zbiornika.

Facja III – piaskowce i mułowce zaburzone sedymentacyjnie

Facja ta została wyróżniona w niższej części warstw świętomarskich w Pokrzywiance, gdzie obejmuje około 4-metrowy odcinek profilu, charakteryzujący się obecnością

licznych ławic piaskowcowych i mułowcowych o cechach *derbis flow* i *mud flow* (fig. 5). Te pierwsze wykształcone są w postaci ławic grubości od kilkunastu do 30 cm, o silnie zaburzonych strukturach wewnętrznych, z litoklastami iłowców. Najbardziej powszechne są litoklasty iłowców szarych, o spłaszczonych kształtach, grubości od kilku milimetrów do 2,5 cm i średnicy do 4 cm, nagromadzonych najczęściej w dolnych partiach ławic, w interwale do 7 cm grubości (tabl. IV, fig. 6, 8; tabl. V, fig. 4). Litoklasty są rozprzestrzenione mniej lub bardziej horyzontalnie, równoległe do uławicenia, a w przypadku dużego ich zagęszczenia – rozmieszczone są chaotycznie. W niektórych ławicach litoklasty występują w całej ich objętości. Podrzednie notowano bardziej zwarte litoklasty iłowców brunatnych o zaokrąglonych, sferycznych bądź soczewkowatych kształtach, średnicy 0,5–2,5 cm i grubości do 1 cm. Obecne są pojedyncze ławice piaskowcowe o ściętosoczewkowatym kształcie, długości około 1 m i grubości do 10 cm, z bezładnie rozmieszczonymi litoklastami szarych iłowców, zaklinowane pomiędzy piaskowcami cienkoławicowymi. Występują także cienkoławicowe piaskowce z soczewkami piaskowców o średnicy 3–4 cm i grubości do 0,7 cm.

Jedna z ławic o charakterze *mud flow* jest złożona z szarzielonych mułowców poziomo i faliście laminowanych o 28 cm grubości, z licznymi „soczewkami” piaskowców o nieregularnych kształtach, średnicy 3–5 cm i grubości 0,5–2 cm, występujących w jej dolnej części na odcinku około 5 cm. Spągowa powierzchnia litoklastów piaskowcowych jest wypukła, natomiast stropowa – mniej lub bardziej płaska, a materiał piaszczysty jest w nich poziomo i przekątnie laminowany. W innej warstwie mułowców zapiaszczonych o grubości 14 cm, poziomo i faliście laminowanych, obecne są soczewki piaskowców o średnicy około 15 cm i grubości 4–5 cm.

W wyższej części omawianej facji osady o silnie zaburzonych strukturach sedimentacyjnych obejmują około 80-cm kompleks skalny. W spągu (10–15 cm) stanowią je zaburzone mułowce i cienkoławicowe piaskowce, wyżej silnie plastycznie zdeformowane mułowce (5–7 cm) oraz piaskowce i mułowce tworzące wyklinowaną 13-cm warstwę. Górna część kompleksu (50 cm) składa się z nieciągłych warstw piaskowców i mułowców o nieregularnej grubości od 1 do 5 cm, silnie plastycznie zaburzonych i zdeformowanych w postaci nieciągłych, chaotycznych struktur fałdowych. W obrębie tych osadów stwierdzono pojedynczą ławicę o charakterze osuwiskowym, grubości 12 cm, której wyraźnie podwinięty koniec znajduje się w obrębie osadów mułowcowych. Ławica ta została „zamrożona” w momencie początkowej fazy zwińnięcia jej dystalnego krańca. Występuje także ławica piaskowcowa zbudowana z dwóch zestawów o poziomej i przekątnej laminacji, która na odcinku 2,5 m zmniejsza swoją grubość z 32 do 21 cm. W obrębie omawianej facji występuje kilka cienkoławicowych (2,5–10 cm) piaskowców laminowanych poziomo i przekątnie w małej skali, z riplemarkami prądowymi na powierzchniach stropowych.

Interpretacja. W profilu Pokrzywianka piaskowce z litoklastami iłowców oraz mułowce z litoklastami piaskowców

reprezentują osady chaotyczne typu *derbis flow* i *mud flow*, które powstały w efekcie jednorazowych aktów depozycyjnych o dużej energii. Świadczy o tym niewysegregowany materiał mułowcowo-piaskowcowy, porożrywane i sfałdowane cienkoławicowe piaskowce i mułowce oraz wyrwane z podłoża iłowcowe bądź piaskowcowe litoklasty. Występowanie osadów chaotycznych oraz ławicy o charakterze osuwiskowym wskazuje na sedimentację na nachylonym dnie basenu w środowisku skłonu (por. Mulder, Alexander, 2001). Podrzedny udział cienkich ławic piaskowcowych i mułowcowych rozdzielających osady chaotyczne świadczy o krótkotrwałych okresach spokojniejszej sedimentacji z prądów trakcyjnych i z zawiesiny.

Facja IV – piaskowce osuwiskowe

Osady tej facji stwierdzono wśród mułowców oraz mułowców i cienkoławicowych piaskowców we wszystkich badanych profilach, tzn. w dolnej, środkowej i stropowej części warstw świętomarskich, gdzie obejmują 0,1–3,5-metrowe odcinki profilu. Piaskowce osuwiskowe są reprezentowane najczęściej przez odizolowane większe lub mniejsze fragmenty plastycznie zdeformowanych ławic, toceńce i kry osuwiskowe lub złożone kompleksy osuwiskowe (tabl. II, fig. 5–8; tabl. III, fig. 1–3; tabl. IV, fig. 1–5).

W profilu Pokrzywianka występuje kilka horyzontów z piaskowcami osuwiskowymi (fig. 5). Spośród nich wyróżniają się piaskowce toceńce osuwiskowe tkwiące wśród mułowców. Największy z nich ma około 100 cm długości, 30 cm grubości i 40 cm szerokości, a leżący na tej samej powierzchni sedimentacyjnej około 1 m dalej w kierunku północno-zachodnim mierzy odpowiednio 45, 15 i 30 cm (tabl. IV, fig. 3). Mniejsze toceńce osuwiskowe, o kształcie zbliżonym do kulistego, mają średnicę 5–15 cm. Charakterystyczna jest ich budowa wewnętrzna, widoczna w przekroju poprzecznym. Są one utworzone z pofałdowanych, zwiniętych lub podwiniętych warstw głównie cienkoławicowych piaskowców (tabl. IV, fig. 1–4) bądź z nałożonych na siebie kilku podwiniętych fragmentów tej samej ławicy (tabl. IV, fig. 5). Na powierzchniach toceńców osuwiskowych, zarówno „spągowej”, jak i „stropowej”, widoczne są hieroglify prądowe wskazujące na zwińnięcie ławic. W obrębie mułowców występuje odizolowany fragment ławicy piaskowcowej o zaokrąglonych, zwężających się końcach, o charakterze zsuwu, długości około 1,2 m i grubości 12 cm. Odnotowano ławicę piaskowcową o 4 cm grubości, która w partii dystalnej została „zamrożona” na kształt zwiniętej rolady o średnicy około 12 cm. Ławica ta łączy się bezpośrednio z zewnętrzną koncentryczną powłoką zwiniętego toceńca, podwiniętego pod tę ławicę. Inna ławica o zmiennej grubości, 22–27 cm, podwinięta w części dystalnej tkwi wśród mułowców.

W górnej części profilu warstw świętomarskich, w Wymysłowie, stwierdzono siedem horyzontów z piaskowcami osuwiskowymi reprezentowanymi przez toceńce i kry osuwiskowe, występujące w obrębie mułowców oraz mułowców i cienkoławicowych piaskowców (fig. 6). Są one

rozmieszczone w formie pojedynczych struktur lub zgrupowane liczniej na jednej powierzchni sedymentacyjnej. Część struktur osuwiskowych stanowią oderwane fragmenty ławic piaskowcowych leżących na ich przedłużeniu w odległości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. W najwyższej części profilu wśród mułowców występuje toczenie osuwiskowe utworzone ze zwiniętej warstwy o średnicy około 25 i długości około 60 cm, a na jego przedłużeniu – kra osuwiskowa złożona z częściowo zwiniętej ławicy piaskowcowej o długości około 30 i grubości do 10 cm (tabl. II, fig. 6–8).

Największy kompleks piaskowców osuwiskowych, grubości do 3,5 m i długości ponad 10 m, występuje w obrębie mułowców ze stropowej części warstw świętomarskich w profilu Śniadki (fig. 7; tabl. III, fig. 1). W jego części spągowej są widoczne odizolowane fragmenty ławic piaskowcowych o charakterze zsuwów (*slide*) oraz toczenie osuwiskowe z cienkimi warstwami iłowców zaklinowanych w ich partii centralnej, tkwiące w szarobeżowych mułowcach. Mają one zaokrąglone końce, zmienną grubość od 20 do 40 cm, nierówną powierzchnię spagową i długość od 1 do 1,5 m. Inne struktury osuwiskowe są złożone z dwóch nasuniętych na siebie fragmentów ławic o wypukłych i wygładzonych powierzchniach spagowych, o łącznej grubości około 50 cm i ponad 1,5-metrowej długości (tabl. III, fig. 2). W wyższej części profilu występują piaskowce osuwiskowe o charakterze ześlizgów (*slump*) w postaci odizolowanych fragmentów piaskowców cienko- i średnio-, rzadziej gruboławicowych o długości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 3 m, tworzących sedymentacyjne formy fałdowe i warstwy plastycznie zdeformowane. Są one przemieszane z mułowcami, a zwinięte, sfaldowane piaskowce osuwiskowe zawierają inkorporowany, wyrwany z podłoża i zdeformowany materiał iłowcowo-mułowcowy o ciemnoszarzej barwie (tabl. III, fig. 1, 3). Na przedłużeniu opisanych struktur osuwiskowych, w górnej części odsłoniętego profilu widoczny jest w obrębie mułowców toczenie osuwiskowe o średnicy ponad 50 cm i długości do 1,5 m, zbudowane ze zwiniętej ławicy piaskowcowej. Najgrubsze ławice piaskowców osuwiskowych o charakterze zsuwów dochodzą w omawianym odsłonięciu do 0,5 m grubości.

Interpretacja. Zdeformowane plastycznie ławice piaskowcowe zostały utworzone w wyniku depozycji z podmorskich spływów grawitacyjnych. Piaskowce osuwiskowe powstały głównie na obszarze zewnętrznych stref kanałowych (*overbank/levee deposits*). Wszystkie struktury osuwiskowe są ograniczone od spągu i stropu niezaburzonymi warstwami piaskowcowymi lub mułowcowymi. Ich synsedymentacyjna deformacja nastąpiła w trakcie przemieszczania słabo skonsolidowanych ławic piaskowcowych lub piaskowcowo-mułowcowych po pochyłości dna zbiornika (por. Coleman, 1988; Orton, Reading, 1993; Mutti i in., 2003; Tripsanas i in., 2008). Część struktur osuwiskowych została oderwana od widocznych ławic piaskowcowych. Piaskowce osuwiskowe są zbudowane z drobnoziarnistego materiału kwarcowego, podobnie jak niezaburzone ławice piaskowcowe.

Facja V – mułowce i cienkoławicowe piaskowce

Facja ta, rozpoznana w rejonie Pokrzywianki, w Wymysłowie oraz pomiędzy Wymysłowem a Świętomarzem, jest złożona z mułowców z udziałem cienkoławicowych piaskowców (tabl. II, fig. 1–4). Dominujące w tej facji mułowce o barwie od szarobrunatnej do szarzielonej są zbudowane z poziomo laminowanego materiału frakcji mułowej, tworzącego często charakterystyczne zestawy depozycyjne o grubości od 1 do 5 cm. W spągu są one ograniczone cienkimi, nieciągłymi laminami lub zestawami lamin i soczewek pyłowcowo-piaskowcowych o grubości od 1 do 3 cm. Powyżej występują mułowce o nieregularnej poziomej laminacji, złożone z cienkich lamin o jaśniejszych i ciemniejszych barwach, grubości 2–3 cm. Stropowy interwał depozycyjny, grubości 1–2 cm, jest złożony z mułowców o jaśniejszej barwie, z licznymi małymi litoklastami czarnych iłowców rozmieszczonych gradacyjnie, średnicy od ułamka mm do 1 cm. W stropie mułowcowych zestawów depozycyjnych występują często zwięzłe mułowce zażelazone o brunatnej barwie, grubości około 0,5 cm (tabl. VI, fig. 1, 2). Znaczny udział stanowią mułowce z cienkimi, nieciągłymi laminami pyłowcowo-piaskowcowymi, często zaburzonymi sedymentacyjnie, które wyżej przechodzą w interwał z udziałem cienkich lamin pyłowcowych (tabl. VI, fig. 5, 6). Mułowce tworzą pakiety o grubości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, rozdzielone cienkoławicowymi piaskowcami. Udział drobnoziarnistych piaskowców o grubości warstw 1,5–10 cm (tabl. V; tabl. IV, fig. 7) stanowi do kilkunastu procent miąższości facji.

Warstwy piaskowcowe złożone są na ogół z kilku zestawów depozycyjnych. Tworzą je cienkie zestawy złożone z riplemarków wstępujących, na których w samym stropie ławicy występuje cienki element laminowany równolegle lub faliście (tabl. V, fig. 5, 8). Częste są warstwy utworzone z zestawów zbudowanych z riplemarków wstępujących rozdzielonych cienkimi zestawami o laminacji poziomej (tabl. V, fig. 3, 6). Inne ławice piaskowcowe są złożone z większej liczby interwałów depozycyjnych (tabl. V, fig. 7). W ich dolnej części występuje cienki interwał złożony z materiału o grubszej frakcji i nieuporządkowanych strukturach wewnętrznych, który w spągu zawiera litoklasty iłowcowo-mułowcowe o średnicy do kilku centymetrów. W wyższej części ławicy przechodzi on w interwał o laminacji przekątnej niskokątowej. Na tym ostatnim, z niezgodnością erozyjną leży interwał depozycyjny laminowany poziomo, na którym wzdłuż powierzchni erozyjnej spoczywa interwał laminowany przekątnie niskokątowo. Na interwale tym niezgodnie erozyjnie leży cienki interwał drobniej ziarnisty, uziarniony najprawdopodobniej frakcjonalnie, stanowiący stropową część ławicy. Obecne są warstwy piaskowcowe utworzone w dolnej części z interwału o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym, na którym erozyjnie leży element laminowany przekątnie w małej skali (tabl. V, fig. 1). Jedna z ławic piaskowcowych z profilu Pokrzywianka (tabl. V, fig. 4) w dolnej części jest utworzona z interwału depozycyjnego uziarnionego frakcjonalnie, z litoklastami iłowców w spągu, który wyżej przechodzi stopniowo w cienki interwał o drobniejszej frakcji laminowany

poziomo. Powyżej, oddzielony powierzchnią erozyjną, leży interwał depozycyjny o jednorodnym masywnym charakterze, z małymi litoklastami iłłowcowymi w części spągowej, który wyżej przechodzi w cienki interwał laminowany przekątnie niskokątowo. Do nielicznych należą warstwy laminowane równolegle (tabl. V, fig. 2).

W stropowych częściach pojedynczych cienkoławicowych piaskowców występują skamieniałości śladowe post-depozycyjne w postaci małych nor wydrążonych przez jeden ichnogatunek, na co wskazuje taka sama (około 0,2 mm) ich średnica (tabl. IV, fig. 7), lub otwartych w stropie, prawie pionowych kanalików należących do ichnorodzaju *Teichichmus* (tabl. V, fig. 8). Powierzchnie stropowe ławic często są pokryte małymi riplemarkami prądowymi. Powierzchnie spągowe są płaskie, nierówne, z inkorporowanymi litoklastami iłłowcowo-mułowcowymi, lub występują na nich odlewy hieroglifów prądowych i zróżnicowanych taksonomicznie (*Bergaueria perata* Prantl, *Planolites*, *Rusophycus*, *Cruziana*) skamieniałości śladowych (Orłowski, Radwański, 1986; Paczeńska, Sarnecka, 2003); tablica VII.

Interpretacja. Poszczególne elementy depozycyjne tworzące ławice cienkoławicowych piaskowców graniczą ze sobą w sekwencji pionowej w sposób przejściowy lub z niezgodnością erozyjną. Naprzemianległe występowanie interwałów depozycyjnych, złożonych z riplemarków wstępujących, laminacji przekątnej niskokątowej i poziomej, rozdzielonych powierzchniami erozyjnymi, często z interwałem uziarnionym frakcjonalnie z litoklastami iłłowcowo-mułowcowymi, świadczy o pulsacyjnej dostawie materiału terygenicznego, charakteryzującego się różną gęstością oraz zmienną prędkością transportu w czasie sedymentacji pojedynczej ławicy. Obecność laminacji poziomej i przekątnej oraz riplemarków wstępujących wskazuje na sedymentację z trakcji w warunkach górnego i dolnego reżimu przepływu (por. Gradziński i in., 1986).

Poszczególne człony interwałów depozycyjnych są podobne do elementów turbidytowych Boumy (1962). Człon o masywnym charakterze z litoklastami iłłowców przypomina element Ta, laminowany poziomo – element Tb, człony laminowane przekątnie niskokątowo oraz riplemarki wstępujące można porównywać z elementem Tc, a człony występujące w samym stropie ławic, o delikatnej laminacji falistej lub poziomej, jest zbliżony do elementu Td. Część ławic piaskowcowych powstała prawdopodobnie w wyniku sedymentacji z zaburzonych prądów trakcyjnych (por. Lamb i in., 2008). Mułowce były deponowane z suspensji zawiesiny mułowej oraz przy udziale prądów turbulentnych. Obecność w mułowcach lamin i cienkich warstewek piaskowcowych, zdeformowanych w postaci małych form osuwiskowych i fałdowych, wskazuje na grawitacyjną genezę ich deformacji w trakcie przemieszczania się osadu po nachylonym dnie podłoża.

Facja VI – mułowce

Facja ta stanowi dominujący udział w sekwencji warstw świętomarskich w zachodniej części synkliny bodzentyńskiej. Tworzą ją mułowce o cienkołupkowej oddzielności oraz mułowce o charakterze homogenicznym – bezstrukturalne,

o szarobrunatnej, zielonoszarej lub ciemnoszarej barwie. Pierwsze z nich są wykształcone w postaci zestawów lamin o grubości do kilku centymetrów, złożonych z warstewek z udziałem licznych małych litoklastów czarnych iłłowców, rozdzielonych cienkimi laminami pyłowcowymi (tabl. VI, fig. 3). W stropowej części zestawów mułowcowych, powyżej interwału mułowców z litoklastami iłłowcowymi, występują cienkie (0,5–1,5 cm) warstewki złożone z zażelazionych mułowców o brunatnej barwie (tabl. VI, fig. 4). W obrębie pakietów mułowcowych występują cienkie laminy pyłowcowo-piaskowcowe o grubości do 0,5 cm, rozmieszczone co kilkanaście, kilkadziesiąt centymetrów, które najczęściej zachowują stałą grubość na dłuższych odcinkach profilu. Obecne są także nieciągłe laminy pyłowcowe o soczewkowatym kształcie, grubości 1–5 mm. Często tworzą one miniaturowe pogrążone riplemarki lub są zdeformowane w formie małych struktur fałdowych. W obrębie mułowców występują nieliczne cienkie (1,5–3 cm) warstwy drobnoziarnistych piaskowców. Mułowce bezstrukturalne, najczęściej o brunatnoszarej barwie, tworzą jednorodnie litologicznie serie skalne lub rzadziej z udziałem rozproszonych litoklastów piaskowcowych o średnicy do kilku centymetrów.

W dolnej części kompleksu mułowcowego odsłoniętego w rejonie Śniadki (fig. 7) występują pojedyncze horyzonty wapieni mikrytowych w postaci cienkich warstw grubości 1–5 cm lub podrzędnie w formie nieciągłych soczewek o grubości 3–5 cm i długości do 20 cm. Mułowce obejmują odcinki profilu o grubości od kilkunastu centymetrów do ponad 15 m. W mułowcach o łupkowej oddzielności stwierdzono rozproszone skamieniałości należące do goniatyfów, małży, małych ramienionogów i szczątków roślin lądowych (tabl. VI, fig. 8), a także skamieniałości śladowe, reprezentujące prawdopodobnie ukwiały *Bergaueria perata* Prantl (tabl. VI, fig. 7).

Interpretacja. Mechanizm depozycji mułowców o oddzielności łupkowej był taki sam jak mułowców obecnych w facji mułowców i cienkoławicowych piaskowców, tzn. z suspensji oraz z prądów turbulentnych. Mułowce bezstrukturalne zostały utworzone z suspensji oraz z nierozsortowanych osadów frakcji mułowej, deponowanych w postaci kohezyjnych spływów mułowych (*mud flow*). Osady frakcji mułowej były dostarczane do zbiornika z dużą częstotliwością. Występujące w mułowcach nieliczne szczątki fauny bentonicznej pochodzą z płytkomorskich obszarów zbiornika, a szczątki roślin z obszarów lądowych, skąd zostały redeponowane i przetransportowane w zawieszynie mułowej w jego głębsze partie. Współwystępowanie goniatyfów i szczątków roślinnych w tych samych warstwach mułowcowych, stwierdzonych w odsłonięciu 3 zlokalizowanym pomiędzy Wymysłowem a Świętomarzem, wskazuje na depozycję mułowców (a także osadów innych facji) warstw świętomarskich w stosunkowo głębokim, otwartomorskim środowisku (por. Zwała i in., 2011b).

Facja VII – iłłowce

We wschodniej części synkliny bodzentyńskiej iłłowce warstw nieczulickich z udziałem cienkich wkładek wapieni mikrytowych leżą bezpośrednio na wapieniach biostromal-

nych i marglach warstw pokrzywiańskich (Malec, 1996, 1999, 2008). W zachodniej części tej jednostki warstwy nieczulickie, rozpoznane w profilu Śniadki na przestrzeni około 5 m, leżą w ciągłości sedymentacyjnej na mułowcach o cienkołupkowej oddzielności, należących do stropowej części warstw świętomarskich (fig. 7; tabl. III, fig. 4, 5). Złożone są z ciemnoszarych i czarnych iłowców laminowanych poziomo, z rozproszonymi drobnymi łyszczkami, zbudowanych z lamin o grubości od kilku milimetrów do 1 cm. W ich obrębie obecne są cienkie warstwy zwięzłych wapieni mikrytowych o stalowoszarej barwie (brunatnej na powierzchni zwietrzałej), grubości od 1 do 5 cm, najczęściej 1–1,5 cm, rozmieszczonych w profilu co kilkanaście do 30 cm (tabl. III, fig. 5). W dolnej części iłowców występują gładkoskorupowe małże (do 2 cm długości), natomiast wyżej – małe okazy goniatytów i stylioliny. W obrębie iłowców obecne są nieregularnie rozmieszczone skamieniałości śladowe należące do ichnorodzaju *Planolites*. Reprezentowane są w postaci spłaszczonych kanalików o średnicy do 0,5 cm, wypełnionych osadem jaśniejszej barwy, o grubszej frakcji. Jego jaśniejsza barwa i grubsza frakcja pochodzi od licznie występujących łyszczków, które stanowią prawdopodobnie niestrawioną część iłłu.

Interpretacja. Obecność w iłowcach goniatytów i styliolin wskazuje, że facja ta reprezentuje osady pelagiczne powstałe w środowisku głębszego szelfu. Materiał iłłowy był deponowany z zawiesiny słupa wody. Występowanie małych struktur skamieniałości śladowych i brak w tych osadach pirytu świadczą o dość dobrym natlenieniu dennych partii zbiornika. Wpływy terygeniczne zaznaczają się obecnością drobnych, rozproszonych blaszek łyszczków.

Facja VIII – wapienie

Osady tej facji zostały rozpoznane w profilu Pokrzywianka na odcinku około 50 cm, gdzie występują bezpośrednio powyżej facji piaskowców wapnistych i mułowców ze stropowej części warstw świętomarskich (fig. 8). Dolną część facji tworzą dwie warstwy brunatnych wapieni biomikrytowych, łącznej grubości około 15 cm. Występują w nich rozproszone bioklasty małych bulastych i lamelarnych stromatoporooidów oraz małe skorupki ramienionogów. Wyższa część jest złożona z ławic szarobrunatnych wapieni biomikrytowych, grubości 7–9 cm, z rozproszoną fauną gałązkowych tabulatów, oraz dużych i małych okazów gładkoskorupowych ramienionogów. Wapienie ze szczątkami organicznymi należą do spągowej części warstw pokrzywiańskich.

Interpretacja. Początek sedymentacji osadów węglanowych był związany z zanikiem dostawy do zbiornika materiału terygenicznego, którego szczątkowy udział objawia się obecnością w najniższej części wapieni osadu iłłowego o brunatnej barwie. We wschodniej części synkliny bodzentyńskiej, w płytszej części basenu, z końcem sedymentacji terygenicznych osadów warstw świętomarskich dno zbiornika zasiedliły lokalnie organizmy należące do glonów, małych bulastych stromatoporooidów, gałązkowych tabulatów i ramienionogów.

RELACJE FACJALNE

W profilach warstw świętomarskich zbadanych w Pokrzywiance, Wymysłowie i Śniadce, obejmujących serie skalne o miąższości od około 6 do ponad 20 m, wyróżniono osady obejmujące po kilka charakterystycznych sukcesji facjalnych. W badanych profilach szczególną relacją przestrzenną w stosunku do innych facji wyróżniają się piaskowce osuwiskowe. Utwory te zalegają na piaskowcach średnio- i gruboławicowych, mułowcach i cienkoławicowych piaskowcach oraz na mułowcach. W układzie przestrzennym piaskowce średnio- i gruboławicowe oraz piaskowce osuwiskowe graniczą obocznie z mułowcami i cienkoławicowymi piaskowcami lub z mułowcami. Relacje facjalne w sekwencjach pionowych profili Pokrzywianka, Wymysłów i Śniadka przedstawiono na figurach 5–8.

W rejonie Pokrzywianki warstwy świętomarskie przechodzą ku górze w ciągłości sedymentacyjnej w wapienie biostromalne warstw pokrzywiańskich, na których wyżej w profilu leżą iłowce warstw nieczulickich (fig. 8). Warstwy pokrzywiańskie występują tylko we wschodniej części synkliny bodzentyńskiej. Pomiędzy Skałami a Pokrzywianką na odcinku około 1,7 km tworzą kompleks skalny o miąższości 9–10 m, który wyklinowuje się w kierunku zachodnim pomiędzy Pokrzywianką a Nieczulicami (Czarnecki 1950a; Malec, 1996, 1999, 2008). W Bostowie, odległym od Skał w kierunku zachodnim o około 4 km, pomiędzy warstwami świętomarskimi a nieczulickimi występuje odpowiednik facjalny warstw pokrzywiańskich w postaci wapieni i margli o grubości około 1 m, z udziałem rozproszonej fauny koralowcowej. Na zachód od Bostowa wapienie i margle z koralowcami zanikają, a warstwy świętomarskie graniczą w stropie bezpośrednio z warstwami nieczulickimi (Malec, 2007). W zachodniej części synkliny bodzentyńskiej, w rejonie Śniadki, facja mułowcowa ze stropowej części warstw świętomarskich przechodzi wyżej zgodnie sedymentacyjnie w iłowce warstw nieczulickich (fig. 7). W rejonie Świętomarza warstwy świętomarskie graniczą z warstwami nieczulickimi także w ciągłości sedymentacyjnej (Filonowicz, 1968), bez udziału w tej części profilu warstw skalskich (por. Kłossowski, 1981, 1985; Turnau, Racki, 1999).

W sekwencji warstw świętomarskich największy udział osadów facji piaskowcowych jest związany z rejonem Nieczulice–Skały ze wschodniej części synkliny bodzentyńskiej, gdzie jednostka ta ma około 80–100 m miąższości (Pajchłowa, 1957; Filonowicz, 1968). Odnotowano tam fację piaskowców średnio- i gruboławicowych, wykształconą w formie soczewki o grubości około 5 m, tkwiącej w obrębie osadów mułowcowych (Filonowicz, 1968). W kierunku zachodnim synkliny bodzentyńskiej, w warstwach świętomarskich widoczny jest wyraźny spadek udziału facji piaskowcowych. W rejonie Bostowa, w liczącej około 60 m kompletnej sekwencji warstw świętomarskich, rozpoznanej w profilu wiertniczym Bostów 7, odnotowano trzy grubsze kompleksy piaskowcowe: jeden o grubości około 2,5 m w części spągowej i dwa o grubości około 2,5 i 4,5 m w części stropowej (Czarnecki, 1950b; Malec, 2007). W po-

łożonym dalej na zachód profilu Świętomarz–Śniadka najgrubsze kompleksy piaskowcowe są reprezentowane przez pojedyncze ławice o ściętosoczewkowatym kształcie, grubości od 20 do 105 cm, występujące w obrębie mułowców oraz mułowców i cienkoławicowych piaskowców. Wyraźny

spadek miąższości warstw świętomarskich i mniejszy udział facji piaskowcowych w zachodniej części regionu łysogórskiego wskazują na stopniowe wyklinowywanie się w tym kierunku osadów silikoklastycznych.

ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Obecność w sekwencji warstw świętomarskich osadów spływów grawitacyjnych w postaci piaskowców osuwiskowych i utworów typu *derbis flow* i *mud flow*, którym towarzyszą średnio- i gruboławicowe piaskowce utworzone w strefach kanałowych, wskazuje na podmorską depozycję na nachylonym dnie basenu, na obszarze skłonu. W środowisku morskim, na obszarach szelfowych, silikoklastyczne osady osuwiskowe ze środowiska skłonu należą do powszechnie występujących w systemach deltowych, gdzie powstają na skłonie delty (Orton, Reading, 1993; Dreyer i in., 1999; Piper i in., 2004; Olariu, Bhattacharya, 2006), lecz głównie na niżej położonym obszarze prodelty (Pickering, 1982; Coleman, 1988; Coleman i in., 1993; Boogs S. jr., 1995; Reading, Collinson, 1996; Mutti i in., 2003; Porębski, Steel, 2003; Piper i in., 2004, 2010; Babic, Zupanic, 2008; Ponce i in., 2008; Bhattacharya, MacEachern, 2009; Castellort i in., 2011), z tendencją do tworzenia większych osuwisk w kierunku głębszego szelfu (Orton, Reading, 1993). Główną przyczyną powstawania grawitacyjnych struktur osuwiskowych jest wysokie tempo depozycji osadów na skłonie delty, działalność silnych sztormów, wpływ gazowych produktów rozkładu materii organicznej osłabiających spoiwość osadów oraz trzęsienia ziemi (por. Lewis, 1971; Lindsay i in., 1984; Postma, 1984; Lee i in., 1993; Orton, Reading, 1993; Reading, Collinson, 1996; Locat, Lee, 2000).

Przeważający udział osadów mułowcowych w obrębie warstw świętomarskich, obecność piaskowców osuwiskowych, piaskowców sekwencji kanałowych, pionowe i lateralne relacje facjalne i ich architektura oraz występowanie pomiędzy szelfowymi osadami iłowcowymi warstw skalnych i nieczulickich lub wapieniami biostromalnymi warstw pokrzywiańskich dowodzą, że utwory te odpowiadają sekwencjom skalnym deponowanym w dystalnej części systemu deltowego, na obszarze prodelty. W obrębie warstw świętomarskich nie stwierdzono kompleksów piaskowcowych przekątnie warstwowanych ani też falowych struktur sedimentacyjnych, charakterystycznych dla sedimentacji na obszarze skłonu delty (por. Reading, Collinson, 1996).

Na obszarze prodelty, poza obecnością struktur osuwiskowych, wśród mułowców i cienkoławicowych piaskowców występują także kompleksy piaskowców kanałowych i osadów wokółkanałowych (*chanel-levee complexes*) (por. Tanaka, Maejima, 1995; Mutti i in., 2003; Ponce i in., 2008; Castellort i in., 2011), które udokumentowano również w obrębie osadów mułowcowych warstw świętomarskich. Osady piaskowcowe i mułowcowe prodelty charakteryzuje obecność struktur prądowych, przy podrzędnym udziale sedimentacyjnych struktur falowych, a wśród skamieniałości

znaczny udział stanowią formy allochtoniczne, w tym pochodzące także ze środowisk słodkowodnych (Reading, Collinson, 1996; Mulder, Alexander, 2001; Zavała i in., 2011a).

W synklinie bodzentyńskiej sedimentacja warstw świętomarskich miała miejsce w zbiorniku pogłębiającym się stopniowo w kierunku zachodnim, o czym świadczą wskaźniki kierunkowe hieroglifów mechanicznych na spagowych powierzchniach ławic piaskowcowych. O nachyleniu w tym kierunku dna zbiornika wskazuje także rozprzestrzenienie lateralne wapieni biostromalnych warstw pokrzywiańskich, występujących tylko we wschodniej części tej jednostki. Wapienie te, miąższości do 10 m, leżące w ciągłości sedimentacyjnej na warstwach świętomarskich pomiędzy Pokrzywianką a Bostowem, na odcinku około 2 km ulegają wyklinowaniu w kierunku zachodnim. Na obszarze tym spadek dna zbiornika był znaczny i wynosił około 5 m/km. Przyczyną wyklinowania wapieni pokrzywiańskich była związana z uwarunkowaniami ekologicznymi fauny koralowcowo-stromatoporoidowej. Szybkie pogłębianie basenu w kierunku zachodnim uniemożliwiało rozwój tych organizmów na większej głębokości.

Znaczny udział facji piaskowcowych w profilu warstw świętomarskich we wschodniej części synkliny bodzentyńskiej, ograniczonych w stropie wapieniami biostromalnymi warstw pokrzywiańskich, wskazuje, że były one deponowane na obszarze proksymalnej części prodelty. Zdecydowana przewaga mułowców nad piaskowcami w zachodniej części tej jednostki, z udziałem struktur osuwiskowych i piaskowców kanałowych, oraz brak wapieni koralowcowo-stromatoporoidowych świadczą o sedimentacji na dystalnym krańcu prodelty. Nieliczny udział skamieniałości śladowych w mułowcach tej części prodelty, reprezentowanych głównie przez ichnorodzaje *Planolites* i podrzędnie *Cruziana*, *Rusophycus* oraz *Teichichnus*, wskazuje na wysokie tempo sedimentacji i stresogenne warunki na dnie zbiornika obejmującego dystalną część ichnofacji *Cruziana* (por. Bhattacharya, MacEachern, 2009; Carmona i in., 2009; Buatois i in., 2011; Castellort i in., 2011).

Batymetrię zbiornika z sedimentacją warstw świętomarskich na obszarze środkowej i zachodniej części synkliny bodzentyńskiej można szacować na 50–100 m. W zakresie podobnego przedziału głębokości przebiega sedimentacja osadów na dystalnych obszarach współczesnych systemów deltowych (Liu i in., 2007, 2008). Taki sam zakres głębokości jest przypisywany dla osadów kopalnych, deponowanych w środowisku prodelty z udziałem osadów kanałowych i wokółkanałowych (*chanel-levee complexes*; Castellort i in., 2011).

Piaskowce średnio- i gruboławicowe warstw świętomarskich odpowiadają utworom akumulowanym w obrębie małych stref kanałowych na obszarze proksymalnej i dystalnej części prodelty. Mała miąższość (0,2–5 m) i szerokość (do 16 m) stwierdzonych piaskowcowych sekwencji kanałowych wskazują na depozycję w obrębie kanałów meandrujących o niewielkiej głębokości i szerokości. Osady piaskowcowe o większej miąższości, akumulowane w strefach kanałowych, odnotowano w profilu warstw świętomarskich pomiędzy Nieczulicami a Skałami. O obecności w tym rejonie grubszych pakietów piaskowcowych donosił Filonowicz (1968), podając, że *...na wschód od Nieczulic piaskowce jasnoszare, średnioziarniste (5 m miąższości) występują w formie soczewki w serii ilasto-mulkowej*. Opis ten, chociaż bez informacji o lateralnym rozprzestrzenieniu piaskowców, może wskazywać na obecność utworów, które formą przestrzenną odpowiadają charakterystyce litosomów deponowanych w strefach kanałowych, graniczących bezpośrednio z osadami mulowcowymi.

Sedymentacja wapieni biostromalnych warstw pokrzywiańskich ze wschodniej części synkliny bodzentyńskiej przebiegała na obszarze proksymalnej części prodelty. Utwory te wyklinowują się w kierunku zachodnim regionu Łysogórskiego, zgodnie z kierunkiem progradacji systemu deltowego warstw świętomarskich. Obecność fauny koralowcowej w wapieniach warstw pokrzywiańskich wskazuje, że sedymentacja tych osadów w rejonie Skały–Bostów miała miejsce poniżej podstawy falowania, w strefie mezofitycznej, charakteryzującej się penetracją światła wystarczającą do wzrostu koralowców (por. Hallock, Schlager, 1986; Kahng i in., 2010).

CHARAKTER TRANSPORTU OSADÓW

W obrębie warstw świętomarskich występują struktury sedymentacyjne pozwalające na identyfikację mechanizmów transportujących osady terygeniczne do basenu Łysogórskiego. Do najbardziej charakterystycznych i wskaźnikowych należą interwały depozycyjne obecne w cienkoławicowych piaskowcach. Są one złożone z riplemarków wstępujących lub riplemarków o laminacji niskokątowej, rozdzielonych interwałami laminowanymi poziomo (tabl. V, fig. 3, 6), lub tworzą zestawy zbudowane z naprzemianległych interwałów uziarnionych frakcjonalnie, laminowanych poziomo i przekątnie, rozdzielonych powierzchniami erozyjnymi (tabl. V, fig. 1, 4, 7). Występowanie riplemarków wstępujących jest związane z szybką depozycją materiału dostarczonego trakcyjnie, jak również w zawieszynie (Gradziński i in., 1986). Interwały riplemarków wstępujących lub niskokątowych, rozdzielone interwałami laminowanymi poziomo (często wzdłuż powierzchni erozyjnej), są zapisem pulsacyjnej depozycji z prądu trakcyjnego, gdzie interwał laminowany poziomo wskazuje na przyspieszenie transportu osadu w stosunku do interwału laminowanego przekątnie. Pulsacyjna depozycja jest związana ze zmienną w czasie prędkością, gęstością i uziarnieniem transportowanego osadu. Taki typ sedymentacji jest charakterystyczny

przy fluktuacyjnej dostawie do zbiornika osadów fluwialnych, o czym świadczą także obecne w warstwach świętomarskich liczne drobne, a także większe (do 7 cm długości) szczątki roślinne pochodzące z łąd (por. Mulder i in., 2003; Porębski, Warchoń, 2006; Zawała i in., 2006; Lamb i in., 2008; Ponce i in., 2008; Bhattacharya, MacEachern, 2009; Lamb, Mohrig, 2009; Ponce, Carmona, 2011).

Wymieniona powyżej charakterystyka sedymentologiczna oraz obecność szczątków florystycznych są uznawane za diagnostyczne dla osadów deponowanych w wyniku przepływów hiperpyknych (*hyperpycnal flows*), określanych jako *hyperpycnal turbidity current*, *hyperpycnal flow turbidites* lub *extrabasinal (hyperpycnal) turbidites*, inicjowanych głównie u ujścia rzek w okresach powodziowych (Mulder, Syvitski, 1995; Imran, Syvitski, 2000; Mulder, Alexander, 2001; Mulder i in., 2001, 2001, 2003; Plink-Björklund, Steel, 2004; Dadson i in., 2005; Porębski, Warchoń, 2006; Lamb i in., 2008; Zawała i in., 2011a, b, 2012). Przepływy te powstają wówczas, gdy woda słodka z zawieszoną materiałem klastycznym ma większą gęstość od wody morskiej. Przy dużej koncentracji zawiesziny (od 35 do 45 kg/m³), w zależności od zasolenia i temperatury wody morskiej, wody te opadają na dno zbiornika, gdzie po jego skłonie, w postaci prądu turbulentnego transportują znaczne objętości grubo- i drobnoziarnistego materiału terygenicznego, który jest deponowany w postaci osadu określanego hiperpyknytem (*hyperpycnite*), o charakterystycznym następstwie wewnętrznych struktur sedymentacyjnych (Mulder i in., 2001, 2002, 2003; Dadson i in., 2005; Zawała i in., 2006; Tinterri, 2007; Kao, Milliman, 2008; Bhattacharya, MacEachern, 2009), rozpoznanych także w obrębie cienkoławicowych piaskowców warstw świętomarskich. Na podstawie badań laboratoryjnych wykazano, że przepływy hiperpykne mogą zostać zainicjowane przy znacznie mniejszej (około 5 kg/m³) koncentracji osadu (Parsons i in., 2001; Mulder i in., 2003). W środowisku morskim przepływy te charakteryzują się powolnym przemieszczaniem (trwającym nawet do kilku tygodni) i dużym rozprzestrzenieniem, docierając na odległość do kilkuset kilometrów w głąb basenu (Nakajima, 2006; Chiang, Yu, 2008; Liu i in., 2009; Bourget i in., 2010b; Zawała i in., 2011a). We współczesnych systemach deltowych transportujących osady terygeniczne o dużej objętości z obszarów orogenicznych do basenów szelfowych o głębokości 70–80 m przewaga materiału frakcji piaskowej nad frakcją mulową jest śledzona na odległość ponad 200 km od ujścia rzek (Liu i in., 2008). Rozprzestrzenienie i rozmieszczenie tych osadów w basenach jest generowane kierunkiem (kierunkami) prądów oceanicznych oraz konfiguracją dna zbiornika (Liang i in., 2003; Dadson i in., 2005; Liu i in., 2007, 2008; Xu i in., 2009).

OBSZAR ŹRÓDŁOWY

Według badań Kłossowskiego (1985), transport materiału terygenicznego warstw świętomarskich odbywał się z ENE na WSW. Pomiary struktur prądowych na spągowych

powierzchniach piaskowców z dolnej części profilu warstw świętomarskich z rejonu Pokrzywianki wskazują ogólnie na wschodni i południowo-wschodni kierunek transportu osadów do basenu łysogórskiego. W leżących wyżej w profilu osadach warstw świętomarskich z rejonu Wymysłowa kierunek transportu ustalono na podstawie hieroglifów prądowych, głównie wlezeniowych, bruzd erozyjnych i jamek wirowych. Orientacja odlewów dużych bruzd erozyjnych na spągowych powierzchniach piaskowców gruboławicowych sekwencji kanałowych wskazuje na wschodni kierunek paleotransportu materiału klastycznego, natomiast struktury prądowe obecne na spągowych powierzchniach piaskowców cienkoławicowych – na południowo-wschodni kierunek transportu.

Występowanie w obrębie warstw świętomarskich licznych struktur osuwiskowych może sugerować pozorną bliskość obszaru alimentacyjnego. Litoklasty iłowców obecne w piaskowcach osuwiskowych są wewnątrzbasenowe. Drobnodziarniste osady frakcji drobnopiaskowej i mułowej, docierające do basenu łysogórskiego w postaci prądów trakcyjnych, turbulentnych i w zawieszynie, świadczą w rzeczywistości o ich długiej drodze transportu.

W stosunku do regionu łysogórskiego, na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny materiał terygeniczny równowiekowych osadów ogniwa żniatyńskiego był osadzany w zbiorniku płytkowodnym, od strefy płytkomorskiej do lagunowej włącznie. Według Miłaczewskiego (1981), był rozprowadzany przez prądy morskie i deponowany zgodnie z konfiguracją i predyspozycjami tektonicznymi dna zbiornika. Rozkład litofacji piaskowcowych, stanowiących podrzędny udział w obrębie ogniwa żniatyńskiego, przebiega z NW na SE, ogólnie równoległe do brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego. Według Miłaczewskiego (*op. cit.*), *...ku północnemu wschodowi wzrasta ilość składników klastycznych w profilu ogniwa..., a ...główny obszar alimentacyjny był położony na północny wschód od granic południowo-wschodniej Lubelszczyzny.* Za obszar źródłowy materiału terygenicznego równowiekowych utworów piaskowcowych z okolic Pełczy na Wołyniu wskazywano zwietrzałe skały krystaliczne płyty wołyńskiej (Turnau, 1930).

Z analizy petrograficznej piaskowców warstw świętomarskich i ogniwa żniatyńskiego wynika, że osady te mogą pochodzić z tego samego obszaru źródłowego (Malec, Kuleta, 2007, 2008). Południowo-wschodni kierunek transportu osadów terygenicznych warstw świętomarskich do basenu łysogórskiego sugeruje jego pochodzenie z erozji skał krystalicznych z zachodniego Wołynia oraz wzrost wielkości frakcji materiału terygenicznego w tym kierunku. Przy jego dystrybucji ze wschodu, na obszarze Lubelszczyzny wielkość ziarn kwarcu w piaskowcach ogniwa żniatyńskiego powinna być większa niż w warstwach świętomarskich, a mniejsza niż w piaskowcach z rejonu Pełczy na Wołyniu. Tymczasem w kierunku wschodnim od Gór Świętokrzyskich jest obserwowany spadek wielkości składników terygenicznych, a na Wołyniu piaskowce są najbardziej drobnodziarniste. W okolicach Pełczy, gdzie miąższość kompleksu piaskowcowo-mułowcowego wynosi do 25 m, w przewarstwieniach ilasto-

-mułowcowych stwierdzono obecność licznych szczątków roślinnych (Samsonowicz, 1950).

Przy charakterystyce łupku piaszczystego występującego w obrębie serii piaskowcowo-mułowcowej w kamieniołomie Kamieniarnia koło Pełczy Turnau (1930) podaje, że *...kwarzec występuje w tej skale w postaci ziarn drobnych, wybitnie ostrokrawędzistych. Na ogół wielkość ziarn waha się w granicach 0,02–0,12 mm, przy czym maksymalna ilość ziarn (18%) posiada wielkość 0,06 mm.* Opisując piaskowiec niewarstwowany, obecny w omawianej serii skalnej, Turnau podkreśla, że *...jego głównym składnikiem jest kwarzec o ziarnach ostrokrawędzistych, drobnych, niewiele większych niż w łupku. Wielkość ziarn waha się w granicach 0,04 mm, przy czym maksymalna ilość ziarn (17%) ma wielkość 0,09 mm.*

Dla porównania, w piaskowcach z otworu Terebin IG 4, zlokalizowanym na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny, przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi w granicach 0,10–0,23 mm, a maksymalna dochodzi do 0,30 mm, natomiast w piaskowcach warstw świętomarskich z regionu łysogórskiego odpowiadające wielkości ziaren kwarcu wynoszą: 0,10–0,18 mm i 0,35–0,45 mm (Malec, Kuleta, 2007, 2008). Przedstawione dane wskazują, że w utworach piaskowcowych występujących na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny i w okolicy Pełczy wielkość materiału terygenicznego maleje w kierunku wschodnim, zamiast rosnąć – jak wynika z postulowanego przez Turnau (1930) i Miłaczewskiego (1981) kierunku lokalizacji ich obszaru źródłowego. Spadek wielkości uziarnienia materiału terygenicznego w kierunku krystalicznej płyty wołyńskiej wskazuje, że nie była ona obszarem źródłowym osadów piaskowcowych z zachodniego Wołynia, ogniwa żniatyńskiego i warstw świętomarskich z regionu łysogórskiego.

Z dużego tempa sedymentacji warstw świętomarskich wynika, że materiał terygeniczny pochodził z intensywnie erodowanego obszaru alimentacyjnego o charakterze orogenicznym. Duży udział frakcji mułowej w obrębie warstw świętomarskich, niedojrzały materiał detrytyczny w facjach piaskowcowych, wykształcenie facjalne i ich architektura, relacja silikoklastycznych utworów w stosunku do ograniczających je w spągu i w stropie pelagicznych iłowców warstw skalskich i warstw nieczulickich oraz leżących w stropie biostromalnych wapieni warstw pokrzywiańskich we wschodniej części regionu łysogórskiego i prawdopodobnie duży obszar rozprzestrzenienia ich odpowiedników wiekowych wskazują, że materiał terygeniczny był wynoszony do basenu świętokrzyskiego systemem deltowym. Struktury sedymentacyjne, a także szczątki roślinne obecne w warstwach świętomarskich wskazują na transport materiału terygenicznego głównie przy udziale podmorskich przepływów hiperpyknałnych (*hyperpycnal flows*) – generowanych w ujściach rzek w okresach powodziowych (por. Mulder i in., 2002; Dadson i in., 2005; Milliman, Kao, 2005; Bhattacharya, MacEachern, 2009; Zavalá i in., 2012). Ciągłość sedymentacji zbliżonych litologicznie i powiązanych facjalnie osadów tworzących sekwencję warstw świętomarskich świadczy o długotrwałej, nieprzerwanej dostawie ma-

teriału aluwialnego do basenu łysogórskiego. Materiał ten był transportowany prawdopodobnie przez tzw. brudne rzeki (*dirty rivers*), o dużej koncentracji osadu terygenicznego, z niedużego, górskiego obszaru drenażowego o orogenicznym charakterze, położonego w wilgotnym, subtropikalnym klimacie, o czym świadczy obecność licznych szczątków roślinnych. Tektoniczne ruchy wznoszące i trzęsienia ziemi na tym obszarze, duży gradient wysokości i skały podatne na erozję warunkowały jego szybką ekshumację i erozję (por. Milliman, Syvitski, 1992; Mulder, Syvitski, 1995; Mutti i in., 1996; Imran, Syvitski, 2000; Parsons i in., 2001; Postma, 2001; Dadson i in., 2003, 2005; Mulder i in., 2003; Addington i in., 2007; Bhattacharya, MacEachern, 2009). Transport materiału terygenicznego warstw świętomarskich do basenu morskiego mógł się odbywać cyklicznie w okresach dużych wezbrań powodziowych w obszarze źródłowym lub nieregularnie, w wyniku działalności tajfunów, cyklonów, fal tsunami, silnych sztormów i trzęsień ziemi, podobnie jak w rejonach współczesnej sedymentacji w basenach szelfowych i głębokomorskich graniczących z obszarami orogenicznymi (por. Milliman, Syvitski, 1992; Mulder, Syvitski, 1996; Mutti i in., 1996; Milliman, Kao, 2005; Datson i in., 2005; Syvitski i in., 2005; Chiang, Yu, 2008; Kao, Milliman, 2008; Liu i in., 2008; Ma i in., 2008; Bourget i in., 2010a, b; Kao i in., 2010).

Duży obszar rozprzestrzenienia równowiekowych, śródkowożyweckich osadów terygenicznycych poza regionem ły-

sogórskim Gór Świętokrzyskich, rozpoznanych w rejonie Szwejek koło Nowego Miasta nad Pilicą, Ostałowa i Bąkowej, na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny i na Wołyniu (Samsonowicz, 1923, 1950; Turnau, 1930; Czarnocki, 1950a; Pajchłowa, 1975; Miłaczewski, 1981; Żakowa i in., 1986; Malec i in., 1996; Malec, 2009; Narkiewicz, 2011a), jest prawdopodobnie związany z depozycją w obrębie tego samego systemu deltowego. Obszar źródłowy osadów warstw świętomarskich znajdował się w bliżej nieokreślonej odległości i lokalizacji od miejsca ostatecznej ich depozycji. W stosunku do rozpoznanych terygenicznycych serii skalnych środkowego żywetu z obszaru SE Polski depocentrum warstw świętomarskich znajdowało się najbliższej obszarze źródłowego. Wskazuje na to największa miąższość tych osadów (80–100 m), a także obecność najgrubszej frakcji materiału kwarcowego (do 0,45 mm). W położonym na północ od Gór Świętokrzyskich profilu Szweyki IG 1 miąższość piaskowcowo-mułowcowycych osadów formacji z Ostałowa wynosi około 11,5 m (Malec i in., 1996; Narkiewicz, 2011a), natomiast maksymalna średnica ziaren kwarcu w osadach tej samej formacji w profilu Ostałowa, położonym bliżej Gór Świętokrzyskich – to 0,13 mm (Żakowa i in., 1986). W kierunku na wschód od Gór Świętokrzyskich, na obszarze SE Lubelszczyzny i na Wołyniu zarówno miąższość równowiekowych osadów terygenicznycych, jak i maksymalna wielkość ich materiału okrucowego jest mniejsza niż w Górach świętokrzyskich.

PODSUMOWANIE

Warstwy świętomarskie reprezentują osady akumulowane w obrębie dystalnej części systemu deltowego. Środowisko sedymentacji było związane z proksymalnym i dystalnym obszarem prodelty progradującej w kierunku zachodnim. Kompleksy piaskowców średnio- i gruboławicowycych o ściętosoczewkowatym kształcie odpowiadają sekwencjom deponowanym w płytkich i wąskich strefach kanałowych. Mułowce z udziałem cienkoławicowycych piaskowców, zaburzonych podmorskimi osuwiskami oraz osadami *derbis flow* i *mad flow* – typowymi dla transportu masowego o charakterze grawitacyjnym, powstały na skłonie prodelty i na bliskich obrzeżach grobli kanałowych. Współwystępowanie w tych samych warstwach mułowcowycych z rejonu Wymysłów–Świętomarz goniatytów i szczątków roślin wskazuje, że sedymentacja warstw świętomarskich przebiegała w dość głębokim, otwartomorskim zbiorniku. Struktury sedymentacyjne w obrębie warstw piaskowcowycych oraz szczątki roślinne obecne w mułowcach dowodzą, że transport mułowców i cienkoławicowycych piaskowców warstw świętomarskich odbywał się przy udziale podmorskich grawitacyjnych przepływów hiperpyknych (*hyperpycnal flows*), generowanych przez powodzie rzeczne, określanycych jako *hyperpycnal turbidity current* (Mulder i in., 2001), *hyperpycnal flow turbidites* (Plink-Björklund, Steel, 2004) lub *extrabasinal (hyperpycnal) turbidites* (Zavala i in., 2012).

Silikoklastyki warstw świętomarskich, ogniwa zniatynskiego i formacji z Ostałowa pochodzą najprawdopodobniej z tego samego obszaru źródłowego, o bliżej nieokreślonej lokalizacji. Materiał terygeniczny nie pochodził z krystalicznej płyty wołyńskiej, lecz ze strefy orogenicznej zbudowanej ze skał klastycznych oraz z kratonicznej strefy bloku kontynentalnego (Malec, Kuleta, 2007, 2008). Na obszar basenu łysogórskiego materiał terygeniczny był transportowany z południowego wschodu. Sedymentacja śródkowożyweckich warstw świętomarskich trwała najprawdopodobniej głównie w poziomie *rhenanus/varcus* i być może w najniższej części poziomu *ansatus*? Wapienie biostromalne warstw pokrzywiańskich leżące w ciągłości sedymentacyjnej powyżej warstw świętomarskich, związane z ograniczonym rejonem Skały–Bostów, powstały na obszarze proksymalnej części prodelty.

W śródkowej i zachodniej części synkliny bodzentyńskiej warstwy świętomarskie ograniczone są od spągu i stropu pelagicznymi iłowcami warstw skalskich i nieczulickich z fauną styliolinową i goniatytową. ıłowce ze spągowej części warstw nieczulickich leżące bezpośrednio na warstwach świętomarskich reprezentują osady pelagiczne z obszaru śródkowego szelfu. Sedymentacja warstw świętomarskich przypada na okres wzrostu tektonicznej subsydencji śródkowodewońskiego basenu w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Osady warstw świętomarskich są zapisem sedy-

mentacyjnym środkowożyweckich, wczesnowaryscyjskich ruchów orogenicznych obszaru położonego na południowo-wschodnich obrzeżach basenu łysogórskiego. Środkowożywecka sekwencja osadów terygeniczných rozpoznanych na obszarze SE Polski w rejonie Szwejek, Ostalowa i Bąkowej, w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich i SE Lubelszczyźnie oraz w zachodniej części Wołynia na Ukrainie powstała prawdopodobnie w obrębie tego samego systemu deltowego.

Badania sfinansowano w ramach projektu badawczego nr 61.2401.0502.00.0 Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego. Autor dziękuje mgr inż. Stanisławie Zbroi za wykonanie części załączników graficznych, prof. Zdzisławowi Migaszewskiemu za przetłumaczenie tekstu na język angielski, a dr Tatianie Woroncowej-Marcinowskiej za konstruktywne uwagi odnoszące się do części tekstowej i graficznej recenzowanego artykułu.

LITERATURA

- ADDINGTON L.D., KUEHL S.A., MCNINCH J.E., 2007 — Contrasting modes of shelf sediment dispersal off a high-yield river: Waipatu River, New Zealand. *Marine Geology*, **243**: 18–30.
- BABIC L., ZUPANIC J., 2008 — Evolution of a river-feed foreland basin fill: the north Dalmatian flysch revisited (Eocene, Outer Dinarides). *Nat. Croat.*, **17**, 4: 357–374.
- BHATTACHARYA J.P., MacEACHERN J.A., 2009 — Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. *J. Sediment. Res.*, **79**, 4: 184–209.
- BOGGS S. jr., 1995 — Deltaic systems. *W: Principles of sedimentology and stratigraphy* (red. R.A. McConin): 356–377. Second Ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- BOUMA A.H., 1962 — Sedimentology of some flysch deposits. Agraphic approach to facies interpretation. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, New York.
- BOURGET J., ZARAGOSI S., ELLOUZ-ZIMMERMANN S., DUCASSOU E., PRINS M.A., GARLAN T., LANFUMEY Y., SCHNEIDER J.L., ROUILLARD P., GIRAUDEAU J., 2010a — Highstand vs. lowstand turbidite system growth in the Makran active margin: Imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems. *Marine Geology*, **274**: 187–208.
- BOURGET J., ZARAGOSI S., MULDER T., SCHNEIDER J.L., GARLAN T., van TOER A., MAS V., ELLOUZ-ZIMMERMANN N., 2010b — Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the al Batha turbidite system, Oman margin. *Sediment. Geol.*, **229**: 144–159.
- BUATOIS L.A., SACCAVINO L.L., ZAVALA C., 2011 — Ichnologic signatures of hyperpycnal flow deposits in Cretaceous river-dominated deltas, Austral Basin, southern Argentina. *W: Sediment transfer from shelf to deep-water – revisiting the delivery systems* (red. R.M. Slatt, C. Zavala). *AAPG Stud. Geol.*, **61**: 153–170.
- CARMONA N.B., BUATOIS L.A., PONCE J.J., MANGANO M.G., 2009 — Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: trace-fossil distribution and response to environmental stresses. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **273**: 75–86.
- CASTELLORT S., NAGEL S., MOUTHEREAU F., TIEN-SHUN LIN A., WETZEL A., KAUS B., WILLETT S., CHIANG S.-P., CHIU W.-Y., 2011 — Sedimentology of early Pliocene sandstones in the south-western Taiwan foreland: implications for basin physiography in the early stages of collision. *J. Asian Earth Sci.*, **40**, 1: 52–71.
- CHIANG C.S., YU C.S., 2008 — Evidence of hyperpycnal flows at the head of meandering Kaoping Canyon off SW Taiwan. *Geo-Marine Lett.*, **28**: 161–169.
- COLEMAN J.M., 1988 — Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**: 999–1015.
- COLEMAN J.M., PRIOR D.B., GARRISON L.E., LEE H.J., 1993 — Slope failures in an area of high sedimentation rate: offshore Mississippi River Delta. *W: Submarine landslides: Selected studies in the U.S. Exclusive Economic Zone* (red. W.C. Schwab, H.J. Lee, D.C. Twichell). *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **2002**: 79–91.
- CORNEY R.K.T., PEAKALL J., PARSONS D.R., ELLIOTT L., AMOS K.J., BEST J.L., KEEVIL G.M., INGHAM D.B., 2006 — The orientation of helical flow in curved channels. *Sedimentology*, **53**: 249–257.
- CZARNOCKI J., 1948 — Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **17**: 237–299.
- CZARNOCKI J., 1950a — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **1**.
- CZARNOCKI J., 1950b — Bostów. Otwór nr 7. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- DADSON S., HOVIUS N., HONGEY C., DADE W.B., HSIEH M.L., WILLETT S.D., HU J.C., HORNG M.J., CHEN M.C., STARK C.P., LAGUE D., LIN J.C., 2003 — Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, **426**: 648–651.
- DADSON S., HOVIUS N., PEGG S., DADE W.B., HORNG M.J., CHEN H., 2005 — Hyperpycnal river flows from an active mountain belt. *J. Geoph. Res.*, **110**: 1–13, F04016, doi: 10.1029/2004JF000244.
- DREYER T., CORREGIDOR J., ARBUÉS P., PUIGDEFABREGAS C., 1999 — Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain. *Sediment. Geol.*, **127**: 127–169.
- FILONOWICZ P., 1968 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Słupia Nowa. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- FILONOWICZ P., 1969 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Bodzentyn. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GRADZŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1986 — Zarys sedimentologii. Wyd. Geol., Warszawa.
- HALLOCK P., SCHLAGER W., 1986 — Nutrient excess and

- the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, **1**: 389–398.
- HAUGHTON P.D. W., BARKER S.P., McCAFFREY W.D., 2003 — “Linked” debrites in sand-rich turbidite systems – origin and significance. *Sedimentology*, **50**: 459–482.
- HAUGHTON P.D., DAVIS C., McCAFFREY W.D., BARKER S., 2009 — Hybrid sediment gravity flow deposits – classification, origin and significance. *Marine Petrol. Geol.*, **26**: 1900–1918.
- IMRAN J., SYVITSKI J.P.M., 2000 — Impact of extreme river events on the coastal ocean. *Oceanography*, **13**, 3: 85–92.
- KAHNG S.E., GARCIA-SAIS J.R., SPALDING H.L., BROKOVICH E., WAGNER D., WEIL E., HINDERSTEIN L., TOLONEN R.J., 2010 — Community ecology of mesophotic coral reef ecosystems. *Coral Reefs*, **29**: 255–275.
- KAO S.J., DAI M., SELVARAJ K., ZHAI W., CAI P., CHEN S.N., YANG J.Y.T., LIU J.T., LIU C.C., SYVITSKI J.P.M., 2010 — Cyclone-driven deep sea injection of freshwater and heat by hyperpycnal flow in the subtropics. *Geoph. Res. Letter.*, **37**, L21702: 1–5.
- KAO S.J., MILLIMAN J.D., 2008 — Water and sediment discharge from small mountainous rivers, Taiwan: the roles of lithology, episodic events, and human activities. *J. Geol.*, **116**, 5: 431–448.
- KŁOSSOWSKI J., 1981 — Devon środkowy w profilu Świętomarż–Śniadka. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- KŁOSSOWSKI J., 1985 — Sedymentacja środkowego dewonu w regionie łysogórskim (profil Świętomarż–Śniadka). *Prz. Geol.*, **33**, 5: 264–267.
- KOTAŃSKI Z., 1959 — Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. *Wyd. Geol., Warszawa*.
- LAMB M.P., MOHRIG D., 2009 — Do hyperpycnal-flow deposits record river-flood dynamics? *Geol. Soc. Amer.*, **37**, 12: 1067–1070.
- LAMB M.P., MYROW P.M., LUKENS C., HOUCK K., STRAUSS J., 2008 — Deposits from wave-influenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. *J. Sediment. Res.*, **78**: 480–498.
- LEE H.J., SCHWAB W.C., BOOTH J.S., 1993 — Submarine landslides: an introduction. *W: Submarine landslides: Selected studies in the U.S. Exclusive Economic Zone* (red. W.C. Schwab, H.J. Lee, D.C. Twichell). *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **2002**: 158–166.
- LEWIS K.B., 1971 — Slumping on a continental slope at 1°–4°. *Sedimentology*, **16**, 1/2: 97–110.
- LIANG W.D., TANG T.Y., YANG Y.J., KO M.T., CHUANG W.S., 2003 — Upper-ocean currents around Taiwan. *Deep-Sea Res.*, **50**: 1085–1105.
- LINDSAY J.F., PRIOR D.B., COLEMAN J.M., 1984 — Distributary-mouth bar development and role submarine landslides in delta growth, South Pass, Mississippi Delta. *AAPG Bull.*, **68**, 11: 1732–1743.
- LIU J.P., LIU C.S., XU K.H., MILLIMAN J.D., CHIU J.K., KAO S.J., LIN S.W., 2008 — Flux and fate of small mountainous rivers derived sediments into the Taiwan Strait. *Marine Geology*, **256**: 65–76.
- LIU J.P., XU K.H., LI A.C., MILLIMAN J.D., VELOZZI D.M., XIAO S.B., YANG Z.S., 2007 — Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea. *Geomorphology*, **85**: 208–224.
- LIU J.P., XUE Z., ROSS K., WANG H.J., YANG Z.S., LI A.C., GAO S., 2009 — Fate of sediments delivered to the sea by Asian large rivers: long-distance transport and formation of remote along-shore clinothems. *The Sedimentary Record*, **7**, 4: 4–9.
- LOCAT J., LEE H.J., 2000 — Submarine landslides: advances and challenges. *Proc. of the 8th Intern. Symp. on Landslides*: 1–30. Cardiff, U. K.
- MA Y., WRIGHT L.D., FRIEDRICH C.T., 2008 — Observations of sediment transport on the continental shelf off the mouth of the Waiapu River, New Zealand: Evidence for current-supported gravity flows. *Continental Shelf Res.*, **28**: 516–532.
- MALEC J., 1996 — Wyniki badań utworów dewonu z rejonu Nieczulic i Skał. *Pos. Nauk. PIG*, **52**: 78–81.
- MALEC J., 1999 — Profil litologiczny i zróżnicowanie facjalne osadów dewonu środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. PIG*, **55**: 149–151.
- MALEC J., 2007 — Profil dewonu w otworze Bostów 7. *Pos. Nauk. PIG*, **63**: 52–54.
- MALEC J., 2008 — Profil z pogranicza warstw świętomarskich, pokrzywiańskich i nieczulickich w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. PIG*, **64**: 37–38.
- MALEC J., 2009 — Znaczenie stratygraficzne mikrofauny dewonu z profilu otworu Bąkowa IG 1. *Pos. Nauk. PIG*, **65**: 27–28.
- MALEC J., 2011 — Warstwy świętomarskie dewonu środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. VI Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne: 67–68. Amełkówka k. Kielc.
- MALEC J., KULETA M., 2007 — Regionalne zróżnicowanie litofacjalne i petrograficzne osadów warstw świętomarskich dewonu środkowego Gór Świętokrzyskich. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- MALEC J., KULETA M., 2008 — Zróżnicowanie litofacjalne i petrograficzne osadów warstw świętomarskich dewonu środkowego Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. PIG*, **64**: 51–53.
- MALEC J., MIŁACZEWSKI L., NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., 1996 — Stratigraphy of the Devonian in the Szwejk IG 3 deep well, Central Poland. *Geol. Quart.*, **40**, 3: 367–392.
- MALEC J., TURNAU E., 1997 — Middle Devonian conodont, ostracod and miospore stratigraphy of the Grzegorzowie–Skały section, Holy Cross Mountains, Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, **45**, 1: 67–86.
- MILLIMAN J.D., KAO S.J., 2005 — Hyperpycnal discharge of fluvial sediment to the ocean: impact of Super-Typhoon Herb (1996) on Taiwanese rivers. *J. Geol.*, **113**, 5: 503–516.
- MILLIMAN J.D., SYVITSKI J.P.M., 1992 — Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.*, **100**: 525–544.
- MIŁACZEWSKI L., 1981 — Devon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Pr. Inst. Geol.*, **101**.
- MULDER T., ALEXANDER J., 2001 — The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**: 269–299.
- MULDER T., MIGEON S., SAVOYE B., FAUGERES J.C., 2001 — Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, **21**: 86–93.
- MULDER T., MIGEON S., SAVOYE B., FAUGERES J.C., 2002 — Reply to discussion by Shanmugam on Mulder et al. (2001),

- Geo-Marine Letters 21: 86–93) Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean. A record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, **22**: 112–120.
- MULDER T., SYVITSKI J.P.M., 1995 — Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.*, **103**: 285–299.
- MULDER T., SYVITSKI J.P.M., 1996 — Climatic and morphologic relationships of rivers: implications of sea-level fluctuations on river loads. *J. Geol.*, **104**: 509–523.
- MULDER T., SYVITSKI J.P.M., MIGEON S., FAUGERES J.C., SAVOYE B., 2003 — Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine Petrol. Geol.*, **20**: 861–882.
- MUTTI E., DAVOLI G., TINTERRI R., ZAVALA C., 1996 — The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Mem. Sci. Geol.*, **48**: 233–291.
- MUTTI E., TINTERRI R., BENEVELLI G., DI BIASE D., CAVANNA G., 2003 — Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine Petrol. Geol.*, **20**: 733–755.
- NAKAJIMA T., 2006 — Hyperpycnites deposited 700 km away from river mouths in the central Japa Sea. *J. Sediment. Res.*, **76**: 60–73.
- NARKIEWICZ K., BULTYNCK P., 2007 — Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom–Lublin area, SE Poland. *Geol. Quart.*, **51**, 4: 419–442.
- NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., 1998 — Conodont evidence for the mid-Givetian Taghanic Event in south-eastern Poland. *Palaeont. Pol.*, **58**: 213–223.
- NARKIEWICZ M., 2011a — Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i franu basenu łysogórsko-radomskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 7–52.
- NARKIEWICZ M., 2011b — Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu basenu lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 53–146.
- NARKIEWICZ M., NARKIEWICZ K., TURNAU E., 2011 — Rozwój sedimentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 289–318.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., SKOMPSKI S., SZULCZEWSKI M., 2006 — Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. *W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich: 51–77. 77. Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Ameliówka k. Kielc.*
- NARKIEWICZ M., RACKI G., WRZOLEK T., 1990 — Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporooidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **34**, 3: 433–456.
- OLARIU C., BHATTACHARYA J.P., 2006 — Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems. *J. Sediment. Res.*, **76**: 212–233.
- ORŁOWSKI S., RADWAŃSKI A., 1986 — Middle Devonian sea-anemone burrows, *Alpertia sanctacrucensis* ichnogen. et ichnosp. n., from the Holy Cross Mountains. *Acta Geol. Pol.*, **36**, 1/3: 233–249.
- ORTON G.J., READING H.G., 1993 — Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**: 475–512.
- PACZEŚNA J., SARNECKA E., 2003 — Ichnofauna. *W: Budowa geologiczna Polski. T. III. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Cz. 1b, z. 1, 2. Dewon: 607–612. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- PAJCHŁOWA M., 1957 — Dewon w profilu Grzegorzowice–Skały. *Biul. Inst. Geol.*, **122**: 145–254.
- PAJCHŁOWA M., 1975 — Dewon. *W: Bąkowa IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiern. Inst. Geol.*, **26**: 47–51.
- PARSONS J.D., BUSH J.W.M., SYVITSKI J.P.M., 2001 — Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, **48**: 465–478.
- PICKERING K.T., 1982 — A Precambrian upper basin-slope and prodelta in northeast Finnmark, North Norway – a possible ancient upper continental slope. *J. Sediment. Petrol.*, **52**, 1: 171–186.
- PIPER D.J.W., NOFTALL R., PE-PIPER G., 2010 — Allochthonous prodeltaic sediment facies in the Lower Cretaceous at the Tantallon M-41 well: Implications for the deep-water Scotian Basin. *AAPG Bull.*, **94**, 1: 87–104.
- PIPER D.J.W., PE-PIPER G., INGRAM S.C., 2004 — Early Cretaceous sediment failure in the southwestern Sable Subbasin, offshore Nova Scotia. *AAPG Bull.*, **88**, 7: 991–1006.
- PLINK-BJÖRKLUND P., STEEL R.J., 2004 — Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sediment. Geol.*, **165**: 29–52.
- PONCE J.J., CARMONA N., 2011 — Coarse-grained sediment waves in hyperpycnal clinoform systems, Miocene of the Austral foreland basin, Argentina. *Geol. Soc. Amer.*, **39**, 8: 763–766.
- PONCE J.J., OLIVERO E.B., MARTINIONI D.R., 2008 — Upper Oligocene–Miocene clinoforms of the foreland Austral Basin of Tierra del Fuego, Argentina: stratigraphy, depositional sequence and architecture of the foredeep deposits. *J. South Amer. Earth Sci.*, **26**, 1: 36–54.
- PORĘBSKI S.J., STEEL R.J., 2003 — Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deep-water sands. *Earth-Science Rev.*, **62**: 283–326.
- PORĘBSKI S.J., WARCHOŁ M., 2006 — Znaczenie przepływów hiperpyknałnych i klinoform deltowych dla interpretacji sedimentologicznych formacji z Machowa (miocen zapadliska przedkarpackiego). *Prz. Geol.*, **54**, 5: 421–429.
- POSTMA G., 1984 — Slumps and their deposits in fan delta front slope. *Geology*, **12**: 27–30.
- POSTMA G., 2001 — Physical climate signatures in shallow- and deep-water deltas. *Global Planet. Change*, **28**: 93–106.
- RACKI G., 1993 — Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeont. Pol.*, **37**, 2/4: 87–182.
- READING H.G., COLLINSON J.D., 1996 — River deltas. *W: Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy* (red. H.G. Reading): 181–210. Blackwell Sciences.
- SAMSONOWICZ J., 1923 — O utworach paleozoicznych okolic Ostroga i Pełczy na Wołyniu. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, **II**, 1/2: 39–48.
- SAMSONOWICZ J., 1950 — Dewon Wołynia. *Acta Geol. Pol.*, **1**, 4: 401–519.
- SOBOLEW D., 1909 — Srednij devon Kelecko-Sandomirskiego Krzajha. *Mat. Geol. Rossii*, **24**: 41–536.

- STRAUB K.M., MOHRIG D., MCELROY B., BUTTLES J., PIRMEZ C., 2008 — Interaction between turbidity currents and topography in aggrading sinuous submarine channels: A laboratory study. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **120**, 3/4: 368–385.
- SYVITSKI J.P.M., KETTNER A.J., PECKHAM S.D., KAO S.J., 2005 — Predicting the flux of sediment to the coastal zone: application to the Lanyang watershed, northern Taiwan. *J. Coastal Res.*, **21**, 3: 580–587.
- SZULCZEWSKI M., 1977 — Główne regiony facjalne w paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **26**, 8/9: 428–432.
- SZULCZEWSKI M., 1995 — Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. *Geol. Quart.*, **39**, 4: 471–488.
- TALLING P.J., AMY L.A., WYNN R.B., PEAKALL J., ROBINSON M., 2004 — Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments. *Sedimentology*, **51**: 163–194.
- TANAKA J., MAEJIMA W., 1995 — Fan-delta sedimentation on the basin margin slope of the Cretaceous, strike-slip Izumi Basin, southwestern Japan. *Sediment. Geol.*, **98**: 205–213.
- TINTERRI R., 2007 — The lower Eocene Roda Sandstone (south-central Pyrenees): an example of a flood-dominated river-delta system in a tectonically controlled basin. *Rev. Italiana Paleontol. Stratigr.*, **113**, 2: 223–255.
- TRIPANAS E.K., PIPER D.J.W., JENNER K.A., BRYANT W.R., 2008 — Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern North American margin. *Sedimentology*, **55**: 97–136.
- TURNAU M., 1930 — Dewon okolic Pełczy na Wołyniu. *Kosmos*, **A**, **54**: 859–885.
- TURNAU E., NARKIEWICZ K., 2011 — Biostratigraphical correlation of spore and conodont zonations within Givetian and ?Frasnian of the Lublin area (SE Poland). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **164**: 30–38.
- TURNAU E., RACKI G., 1999 — Givetian palynostratigraphy and palynofacies: New data from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, central Poland). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **106**: 237–271.
- XU K., MILLIMAN J.D., LIA, LIU J.P., KAO S.J., WAN S., 2009 — Yangtze- and Taiwan-derived sediments on the inner shelf of East China Sea. *Contin. Shelf Res.*, **29**: 2240–2256.
- ZAVALA C., ARCURI M., BLANCO VALIENTE L., 2012 — The importance of plant remains as diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Rev. Paleobiol.*, vol. spec. 11: 457–469.
- ZAVALA C., ARCURI M., di MEGLIO M., GAMERO DIAZ H., CONTRERAS C., 2011a — A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. *W: Sediment transfer from shelf to deep-water – revisiting the delivery systems* (red. R.M. Slatt, C. Zavala). *AAPG Studies in Geol.*, **61**: 31–51.
- ZAVALA C., MARCANO J., CARVAJAL J., DELGADO M., 2011b — Genetic indices in hyperpycnal systems: a case study in the Late Oligocene – Early Miocene Merecure Formation, Maturin Subbasin, Venezuela. *W: Sediment transfer from shelf to deep-water – revisiting the delivery systems* (red. R.M. Slatt, C. Zavala). *AAPG Studies in Geol.*, **61**: 53–73.
- ZAVALA C., PONCE J.J., ARCURI M., DRITTANTI D., FREIJE H., ASENSIO M., 2006 — Ancient lacustrine hyperpycnites: a deposition model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *J. Sediment. Res.*, **76**: 41–59.
- ŻAKOWA H., RADLICZ K., MALEC J., 1986 — Podłoże permu w okolicy Szydłowca. *Kwart. Geol.*, **30**, 1: 23–48.

SUMMARY

The middle Givetian (ascribed to the Middle Devonian) of the Łysogóry region of HCM comprises a siliciclastic complex of the Świętomarz Beds (varying from 60 to about 100 m in thickness) assigned to the *rhenanus/varcus* conodont zone or maybe to the lowest part of the *ansatus* zone (Figs. 1–3). In the western and central parts of the Łysogóry region, these beds adjoin both at the bottom and top with pelagic claystones of the Skały Beds and the Nieczulice Beds. In the eastern part of this region, the Świętomarz Beds pass at the top into biostromal limestones of the 10-m thick Pokrzywianka Beds which wedge out westward at a distance of 2 km. In this area, these limestones are overlain by claystones of the Nieczulice Beds (Fig. 4). There are six facies varieties of sediments within the sequence of the Świętomarz Beds: (1) medium- and thick-bedded sandstones, (2) calcareous sandstones and siltstones, (3) sedimentary disturbed sandstones and siltstones, (4) slump sandstones, (5) siltstones and thin-bedded sandstones, (6) siltstones. In the eastern part of the Łysogóry region, a relatively large contribution is made by sandstone sediments, whereas in the central and western parts, siltstones are predominant with subordinate

thin-bedded sandstones (Plate II, Figs. 1, 3; Plate IV, Fig. 7; Plate V) and accessory medium- and thick-bedded sandstones (Figs. 5–8; Plate I). The siltstone series commonly contain landslide structures as well as debris and mud flows (Plate II, Figs. 5–8; Plate III, Figs. 1–3; Plate IV, Figs. 1–5). The siltstones are characterized by scattered specimens of goniatites, bivalves, brachiopods, gastropods and plant remains (Plate VI, Fig. 8). At the bottom, in places at the upper surfaces of thin-bedded sandstones and siltstones, there are trace fossils representing the distal part of *Cruziana* ichnofacies (Plate V, Fig. 8; Plate VII).

Sedimentary structures, which are present in sandstones of the Świętomarz Beds, suggest deposition from tractive and turbulent currents. Truncated- and lenticular-shaped, medium- and thick-bedded sandstones, which occur within siltstones and thin-bedded sandstones, represent sediments that formed in shallow and narrow channel zones. Laminated siltstones originated from suspension or turbulent currents while non-structural siltstones formed from cohesive mud flows. Co-occurrence of plant and goniatite remains indicates deposition of the Świętomarz Beds in a relatively

deep, open sea environment. Transport of terrigenous material took place primarily with hyperpycnal flows (termed *hyperpycnal turbidity currents*, *hyperpycnal flow turbidites* or *extrabasinal/hyperpycnal turbidites*) generated by river floods (Mulder *et al.*, 2001; Plink-Björklund, Steel, 2004; Zavala *et al.*, 2012). It is indicated by sedimentary structures visible in thin-bedded sandstones, which suggest pulsation delivery of terrigenous material, and the presence of plant remains in the Świętomarz Beds (up to 7 cm long) displaced in gravitational current sediments from fluvial to deep-sea environments.

Facies development, facies sequence and lateral relationships indicate that the Świętomarz Beds are related to deposition in the area of proximal and distal prodelta located in the margin of presumably medium-sized delta system. The depositional delta system was fed by a large volume of sediments, mainly of silt fraction. Terrigenous material of the Świętomarz Beds was delivered to the Łysogóry basin from

the southeast, probably from a relatively small mountainous area distinguished by humid climate with heavy rainfalls and intense tectonic activity.

Petrographic study of the Świętomarz Beds and coeval sediments of the Żniatyń Beds from the Terebin IG 4 borehole of the south-eastern Lublin area indicate that their qualitative composition and detrital component versus cement ratios are nearly the same (Malec, Kuleta, 2007, 2008). These rocks presumably originated from the same source area, not from the Volhynian Crystalline Plate as has been recognized so far (Turnau, 1930; Miłaczewski, 1981), but from an orogenic belt made up of siliciclastic rocks and a cratonic zone of continental slope (Malec, Kuleta, 2007, 2008). The middle Givetian terrigenous sediments, which have been identified in south-eastern Poland, i.e. near Szwejki, Ostalów, Bąkowa, Łysogóry region of HCM and south-eastern Lublin area, as well as in the western part of Volhynia, are presumably related to deposition within the same delta system.

TABLICA I

Wymysłów, odsłonięcie / outcrop 6

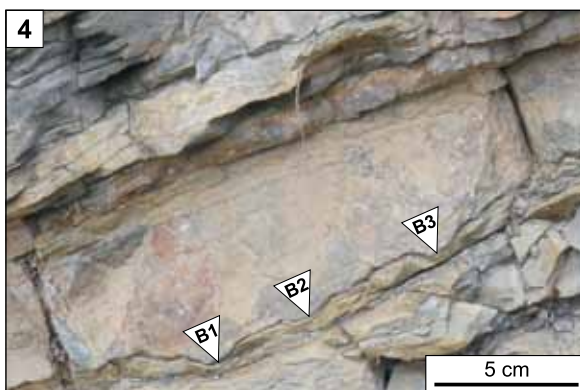
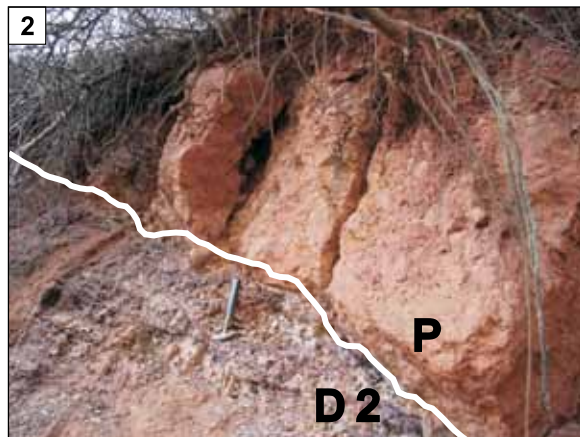
- Fig. 1. Odsłonięcie profilu warstw świętomarskich: K1, K2, K3 – fragmenty tej samej ławicy piaskowców gruboławicowych sekwencji kanałowej
Outcrop of the Świętomarz Beds: K1, K2 and K3 – parts of the same thick-bedded sandstones representing a channel sequence
- Fig. 2, 3. Fragmenty ławicy piaskowców gruboławicowych widocznej na fig. 1, z odlewami dużych struktur prądowych na powierzchni spągowej
Parts of thick-bedded sandstones visible in Fig. 1 with moulds of large current structures at the bottom surface
- Fig. 4, 5. Ławice piaskowców średnio- i gruboławicowych w obrębie mułowców i cienkoławicowych piaskowców w górnej części profilu warstw świętomarskich; K3 – południowo-wschodni brzeg ławicy gruboławicowych piaskowców sekwencji kanałowej widocznej na fig. 1–3, graniczących obocznie z mułowcami i cienkoławicowymi piaskowcami
Medium- and thick-bedded sandstones within siltstones and thin-bedded sandstones in the upper part of the Świętomarz Beds; K3 – south-eastern margin of thick-bedded sandstones representing a channel sequence depicted in Figs. 1–3, bordering laterally on siltstones and thin-bedded sandstones



TABLICA II

Wymysłów, odsłonięcie / outcrop 6

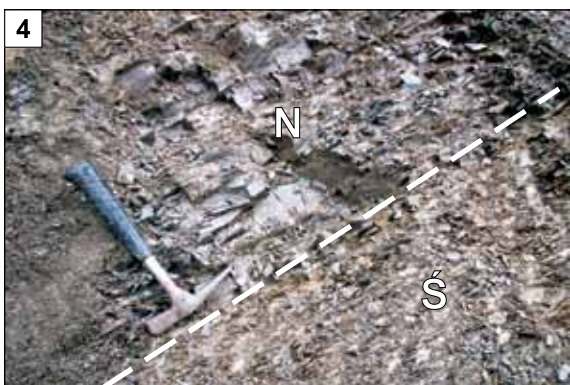
- Fig. 1. Mułowce i cienkoławicowe piaskowce w górnej części profilu warstw świętomarskich
Siltstones and thin-bedded sandstones in the upper part of the Świętomarz Beds
- Fig. 2. Kontakt mułowców i cienkoławicowych piaskowców warstw świętomarskich (D 2) ze zlepieńcami permu (P)
The contact of siltstones and thin-bedded sandstones of the Świętomarz Beds (D 2) with Permian conglomerates (P)
- Fig. 3. Mułowce i cienkoławicowe piaskowce z ukwiałami *Bergaueria perata* Prantl (B) z dolnej części profilu warstw świętomarskich
Siltstones and thin-bedded sandstones with sea anemones *Bergaueria perata* Prantl (B) from the lower part of the Świętomarz Beds
- Fig. 4. Fragment ławicy cienkoławicowych piaskowców z fig. 3 (przedstawionej na tabl. VII, fig. 6); B1, B2, B3 – wypukłe odlewy zagłębień utworzonych przez ukwiały *Bergaueria perata* Prantl
Part of thin-bedded sandstones from Fig. 3 (depicted in Plate VII, Fig. 6); B1, B2, B3 – convex moulds of hollows formed by sea anemones *Bergaueria perata* Prantl
- Fig. 5. Odizolowany toczeniec osuwiskowy tkwiący w obrębie mułowców o odwróconym położeniu warstw; południowo-wschodni kraniec profilu warstw świętomarskich
Isolated slide ball embedded in reversed siltstone beds; south-easternmost part of the Świętomarz Beds section
- Fig. 6. Struktury osuwiskowe rozmieszczone na jednej powierzchni sedymentacyjnej w górnej części profilu warstw świętomarskich
Landslide structures on one sedimentary surface in the upper part of the Świętomarz Beds
- Fig. 7. Toczeczek osuwiskowy tkwiący w obrębie mułowców, widoczny na fig. 6
Landslide ball embedded in siltstones, presented in Fig. 6
- Fig. 8. Kra osuwiskowa złożona ze zwiniętej i sfałdowanej ławicy piaskowców cienkoławicowych, widoczna na fig. 6
Slide bed composed of furred and folded thin-bedded sandstones depicted in Fig. 6



TABLICA III

Śniadka, odsłonięcie / outcrop 29

- Fig. 1. Kompleks osuwiskowy w stropowej części warstw świętomarskich
Landslide complex at the top of the Świętomarz Beds
- Fig. 2. Kra osuwiskowa złożona ze zdeformowanych, dużych fragmentów ławic piaskowcowych tkwiących w obrębie mułowców w górnej części warstw świętomarskich
Slide bed composed of deformed large fragments of sandstone beds embedded in siltstones in the upper part of the Świętomarz Beds
- Fig. 3. Silnie zdeformowane sedimentacyjnie ławice piaskowcowe i mułowce – środkowa część kompleksu osuwiskowego z fig. 1
Sandstone and siltstone beds showing strong sedimentary deformations – middle part of the landslide complex from Fig. 1
- Fig. 4. Fragment profilu z pogranicza mułowców warstw świętomarskich i iłowców warstw nieczulickich; Ś – warstwy świętomarskie, N – warstwy nieczulickie
Part of a boundary section between the Świętomarz Beds siltstones and the Nieczulice Beds claystones; Ś – Świętomarz Beds, N – Nieczulice Beds
- Fig. 5. Fragment profilu iłowców z dolnej części warstw nieczulickich; w – warstwy cienkoławicowych wapieni mikrytowych
Part of a section of claystones from the lower part of the Nieczulice Beds; w – thin-bedded micritic limestones

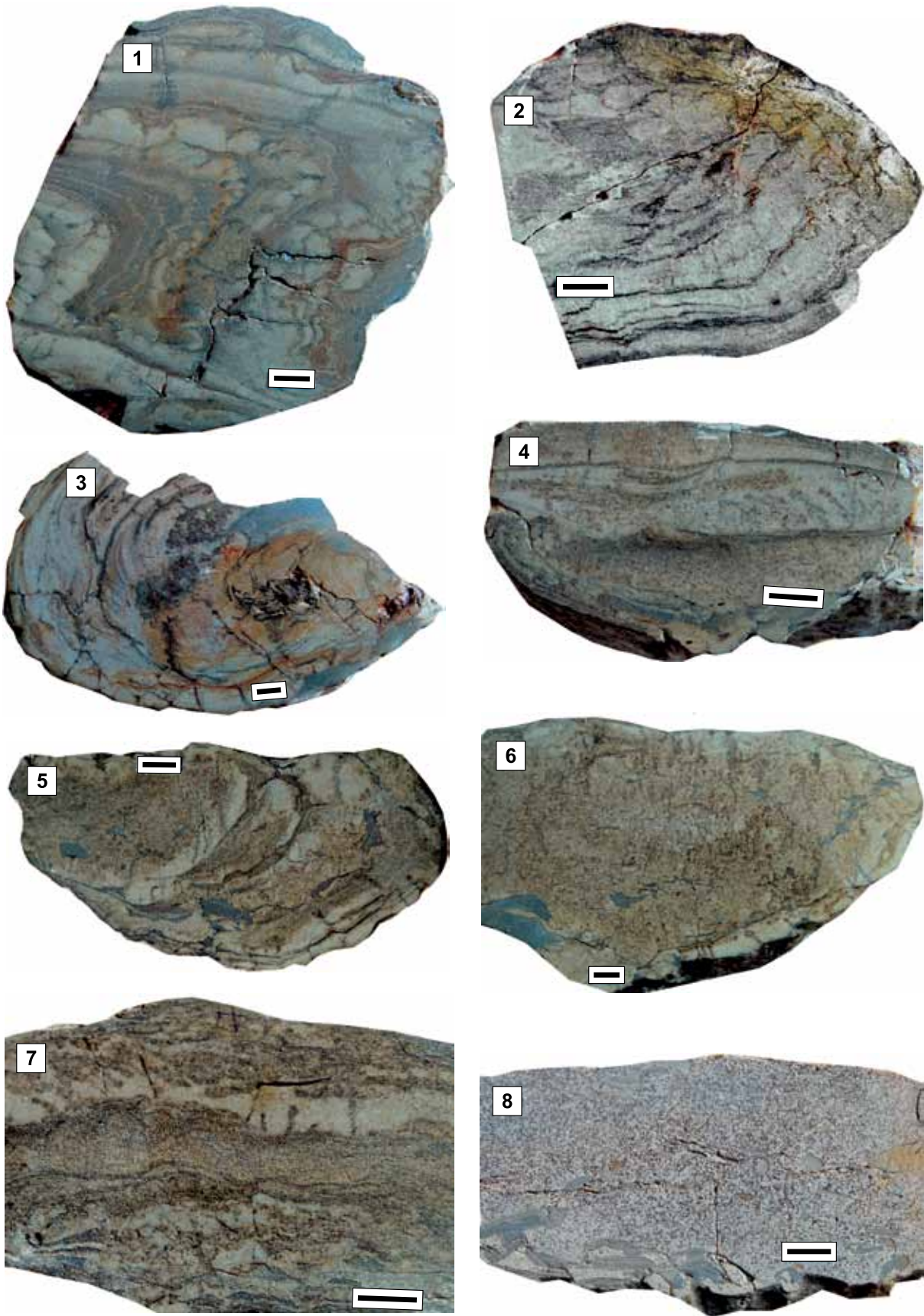


Jan Malec — Warstwy świętomarskie dewonu środkowego w Górach Świętokrzyskich w świetle badań sedimentologicznych

TABLICA IV

Pokrzywianka, odsłonięcie / outcrop 1

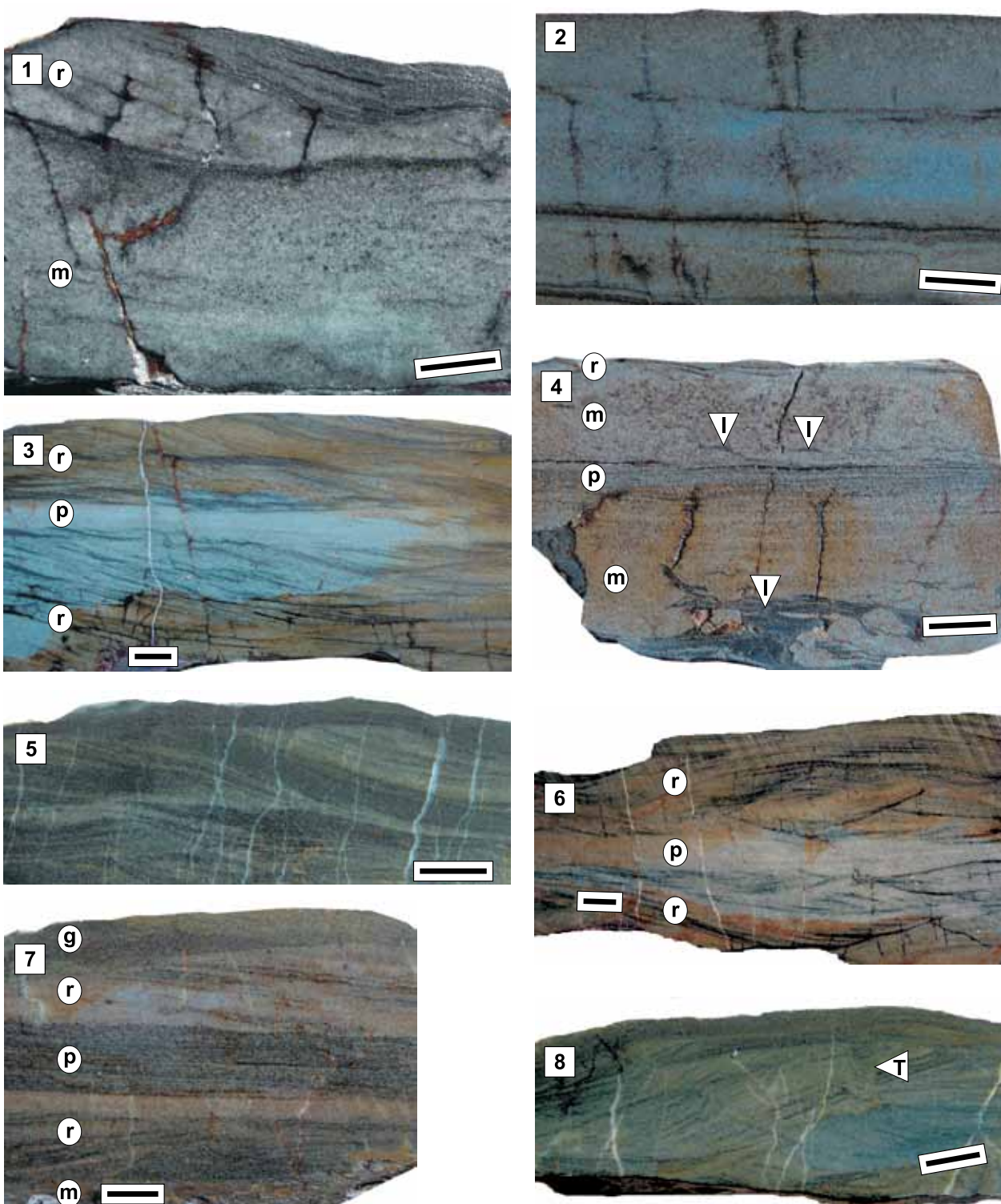
- Fig. 1. Toczeniec osuwiskowy – fragment zwiniętej ławicy piaskowców drobnoziarnistych, próbka 10
Slide ball – fragment of a furled thin-bedded sandstone bed, sample 10
- Fig. 2. Toczeniec osuwiskowy – fragment zwiniętej ławicy piaskowców drobnoziarnistych, próbka 5
Slide ball – fragment of a furled thin-bedded sandstone bed, sample 5
- Fig. 3. Toczeniec osuwiskowy – fragment zwiniętej ławicy piaskowców drobnoziarnistych, próbka 12
Slide ball – deformed fragment of a furled thin-bedded sandstone bed, sample 12
- Fig. 4. Toczeniec osuwiskowy – zdeformowany fragment cienkoławicowych piaskowców z podwiniętymi brzegami; w spągu obecne struktury prądowe, próbka 5
Slide ball – fragment of thin-bedded sandstones with furled margins; current structures at the bottom, sample 5
- Fig. 5. Toczeniec osuwiskowy złożony z ponasuwanych na siebie i podgiętych ku górze fragmentów cienkoławicowych piaskowców z zaklinowanymi litoklastami iłowców, próbka 27
Slide ball composed of overlapped and furled fragments of thin-bedded sandstones with wedged claystone lithoclasts, sample 27
- Fig. 6. Piaskowce średnioławicowe drobno- i średnioziarniste o zaburzonych strukturach sedymentacyjnych, z litoklastami iłowców, próbka 21
Medium-bedded fine- and medium-grained sandstones showing disturbed sedimentary structures, with claystone lithoclasts, sample 21
- Fig. 7. Piaskowce cienkoławicowe; w dolnej części o zaburzonej strukturze z małymi litoklastami iłowców przemieszanyymi ze zdeformowanym materiałem piaszczystym, w części środkowej – laminowane faliście, w stropowej – zbioturbowane, ze słabo widoczną pierwotną laminacją przekątną, próbka 8
Thin-bedded sandstones; showing disturbed structures at the bottom, with small claystone lithoclasts mixed with deformed sandy material, showing wavy lamination in the middle part, bioturbated at the top, with poorly visible primary diagonal lamination, sample 8
- Fig. 8. Piaskowce średnioławicowe, drobno- i średnioziarniste, o zaburzonych strukturach sedymentacyjnych, z litoklastami iłowców, próbka 22
Medium-bedded fine- and medium-grained sandstones showing disturbed sedimentary structures with claystone lithoclasts, sample 22



skala / scale 1 cm

TABLICA V

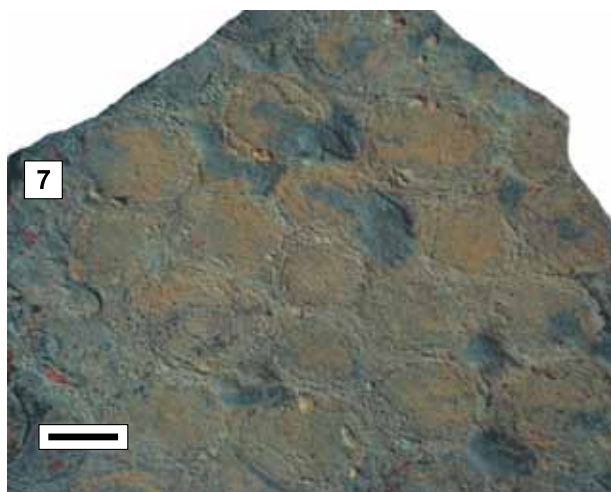
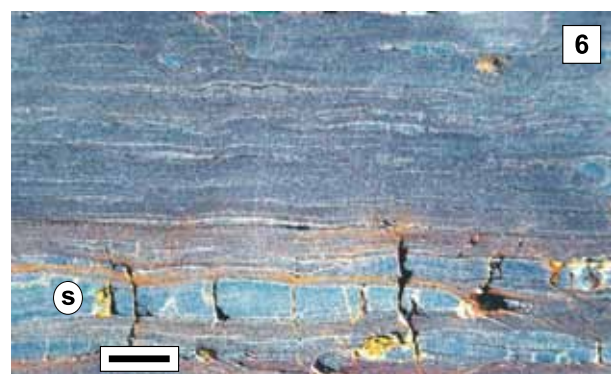
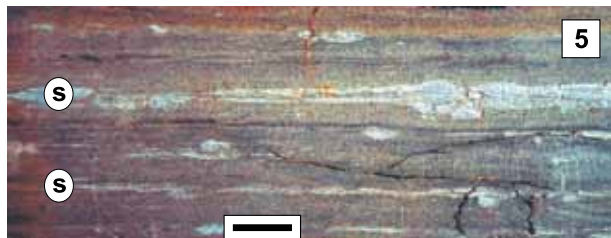
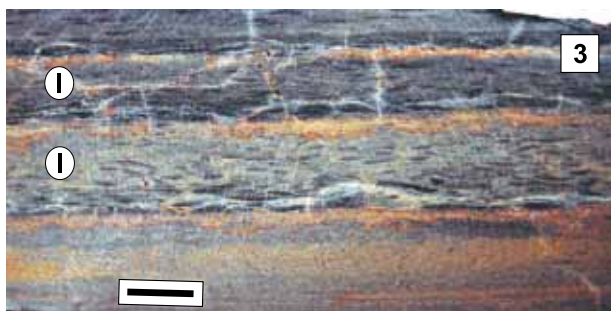
- Fig. 1. Piaskowce cienkoławicowe drobnoziarniste złożone z dwóch zestawów depozycyjnych: o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym (m) w dolnej części i leżącym wyżej niezgodnie sedymentacyjnie zestawie laminowanym przekątnie (r). Pokrzywianka, odsłonięcie 1, próbka 14
Thin-bedded fine-grained sandstones composed of two depositional sets showing reverse fractional grain-size distribution (m) in the lower part, discordantly overlain by a diagonally laminated set. Pokrzywianka, outcrop 1, sample 14
- Fig. 2. Piaskowce cienkoławicowe drobnoziarniste poziomo laminowane. Pokrzywianka, odsłonięcie 1, próbka 15
Thin-bedded fine-grained sandstones showing horizontal lamination. Pokrzywianka, outcrop 1, sample 15
- Fig. 3. Piaskowce cienkoławicowe drobnoziarniste złożone z trzech zestawów depozycyjnych: dwóch z riplemarkami wstępującymi (r) w spągu i stropie, rozdzielonych cienkim zestawem laminowanym poziomo (p) w części środkowej. Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 17
Thin-bedded fine-grained sandstones composed of three depositional sets: two sets with ascending ripple marks (r) at the bottom and top, separated by a thin horizontally laminated set (p) in the middle part. Wymysłów, outcrop 6, sample 17
- Fig. 4. Piaskowce cienkoławicowe drobnoziarniste złożone z czterech interwałów depozycyjnych: w dolnej części uziarnionego frakcjonalnie (m) z litoklastami iłowców (l), który przechodzi stopniowo wyżej w drobniej ziarnisty interwał laminowany poziomo (p). Powyżej, wzdłuż powierzchni erozyjnej leży interwał o jednorodnym masywnym charakterze (m), z małymi litoklastami w części spagowej (l), który wyżej przechodzi w cienki interwał laminowany przekątnie niskokątowo (r). Pokrzywianka, odsłonięcie 1, próbka 19
Thin-bedded fine-grained sandstones composed of four depositional intervals: in the lower part showing fractional grain-size distribution (m) with claystone lithoclasts (l), passing upward into the finer-grained horizontally laminated interval (p). Above, along an erosional surface, there is the homogenous massive interval (m) with small lithoclasts at the bottom (l), passing upward into the thin interval showing low-angle diagonal lamination (r). Pokrzywianka, outcrop 1, sample 19
- Fig. 5. Piaskowce cienkoławicowe drobnoziarniste zbudowane z grubszego zestawu złożonego z riplemarków wstępujących, przykrytego w stropie cienkim zestawem piaszczysto-mułowcowym o słabo widocznej laminacji falistej. Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 15
Thin-bedded fine-grained sandstones composed of a coarser set with ascending ripple marks overlain by a sandy-silty net showing poorly visible wavy lamination. Wymysłów, outcrop 6, sample 15
- Fig. 6. Piaskowce cienkoławicowe drobnoziarniste złożone z czterech zestawów depozycyjnych: dwóch z riplemarkami wstępującymi (r) w części spagowej i stropowej, rozdzielonych cienkim zestawem laminowanym poziomo (p) w części środkowej oraz cienkim interwałem depozycyjnym leżącym w stropie ławicy o równoległej laminacji. Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 10
Thin-bedded fine-grained sandstones composed of four depositional sets: two sets with ascending ripple marks (r) at the bottom and top, separated with a thin horizontally laminated set (p) in the middle part, and a thin depositional interval at the top of parallel-laminated bed. Wymysłów, outcrop 6, sample 10
- Fig. 7. Piaskowce cienkoławicowe drobnoziarniste o pulsacyjnej sedymentacji: w dolnej części ławicy interwał o charakterze masywnym z dużymi litoklastami mułowców w spągu (m), przechodzący wyżej w interwał o laminacji przekątnej niskokątowej (r). Na interwale tym wzdłuż powierzchni erozyjnej leży interwał o laminacji poziomej (p), a na nim z niezgodnością erozyjną spoczywa kolejny interwał laminowany przekątnie niskokątowo (r). Na interwale tym leży z niezgodnością erozyjną cienki interwał depozycyjny o masywnym charakterze (g). Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 19
Thin-bedded fine-grained sandstones showing pulsating sedimentation: in the lower part there is a massive interval with large siltstone lithoclasts at the bottom (m), passing upward into a low-angle diagonally laminated interval (r). This interval is overlain along an erosional surface by a horizontally laminated interval (p), which in turn is covered along the erosionally truncated top by another low-angle diagonally laminated interval (r). The last mentioned is erosionally truncated by a thin massive depositional interval (g). Wymysłów, outcrop 6, sample 19
- Fig. 8. Piaskowce cienkoławicowe drobnoziarniste laminowane riplemarkami wstępującymi. W górnej części ławicy jamka *Teichichnus* ichnosp (T). Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 18
Thin-bedded fine-grained sandstones with ascending laminated ripple marks. *Teichichnus* ichnosp. (T) burrow in the upper part of this bed. Wymysłów, outcrop 6, sample 18



skala / scale 1 cm

TABLICA VI

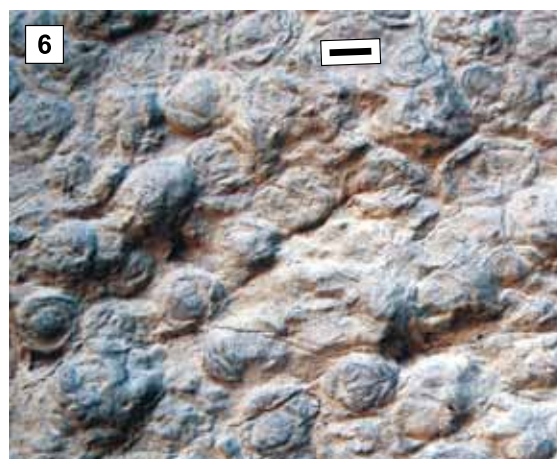
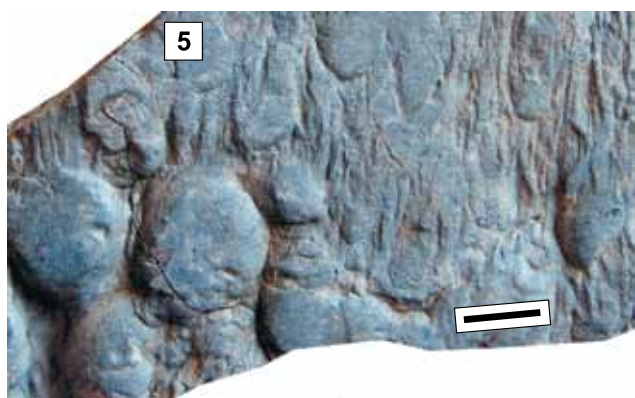
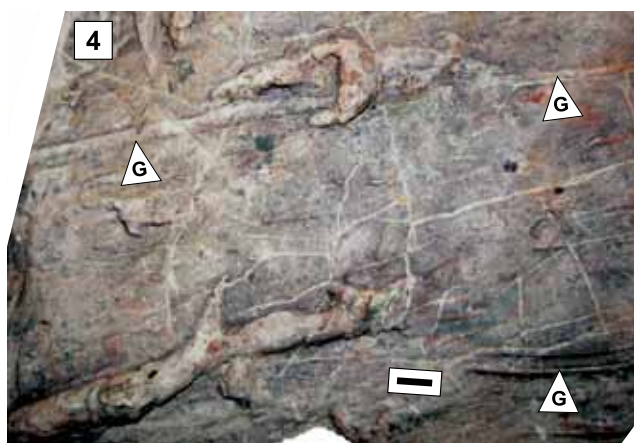
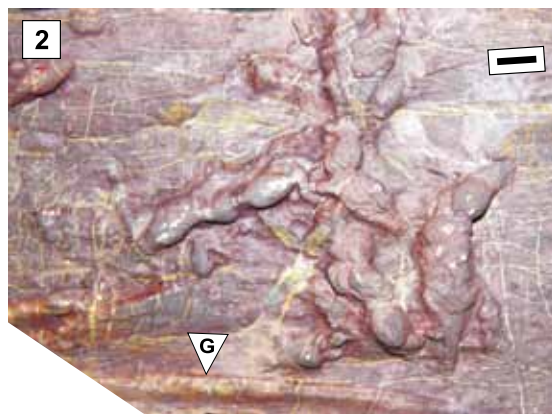
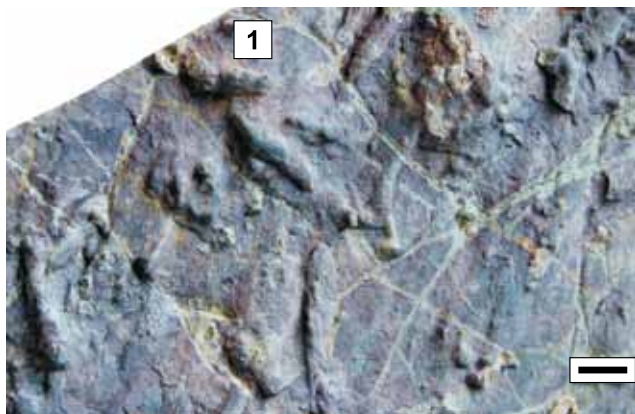
- Fig. 1. Mułowce laminowane z cienkimi, nieciągłymi laminami pyłowcowo-piaskowcowymi w dolnej części (s) oraz interwałem z małymi litoklastami iłowcowymi (l) i cienką warstewką mułowców żażelazionych o brunatnej barwie w części stropowej (z). Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 8
- Laminated siltstones with thin, discontinuous silty-sandy laminae in the lower part (s) and an interval of small clay lithoclasts (l) and a thin layer of ferruginous siltstones of brown colour at the top (z). Wymysłów, outcrop 6, sample 8
- Fig. 2. Mułowce laminowane z zestawem złożonym z cienkich, nieciągłych lamin pyłowcowo-piaskowcowych (s) w dolnej części oraz z cienkim interwałem z udziałem małych litoklastów iłowcowych (l) i cienką warstewką mułowców żażelazionych (z) w części stropowej. Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 10a
- Laminated siltstones with a set of thin, discontinuous silty-sandy laminae in the lower part (s) and a thin interval composed of small clay lithoclasts (l) and a thin layer of ferruginous siltstones of brown colour at top (z). Wymysłów, outcrop 6, sample 10a
- Fig. 3. Mułowce laminowane, złożone z cienkich warstewek z udziałem małych litoklastów iłowcowych (l), rozdzielonych cienkimi laminami pyłowcowymi o szarobeżowej barwie. Świętomarz, odsłonięcie 3
- Laminated siltstones composed of thin interbeds of small clay lithoclasts (l), separated with grey-beige thin silty laminae. Świętomarz, outcrop 3
- Fig. 4. Mułowce laminowane z udziałem małych litoklastów iłowcowych (l) w części środkowej i cienką warstewką mułowców żażelazionych o brunatnej barwie w części stropowej (z). Świętomarz, odsłonięcie 3
- Laminated siltstones with an admixture of small clay lithoclasts in the middle part (l) and a thin layer of brown ferruginous siltstones at the top (z). Świętomarz, outcrop 3
- Fig. 5. Mułowce z udziałem cienkich lamin pyłowcowo-piaskowcowych (s). Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 9
- Siltstones with an admixture of thin silty-sandy laminae (s). Wymysłów, outcrop 6, sample 9
- Fig. 6. Mułowce z cienkimi, nieciągłymi laminami pyłowcowo-piaskowcowymi (s) w części spągowej, wyżej – laminowane poziomo i faliście z udziałem cienkich lamin pyłowcowych. Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 26
- Siltstones with thin, discontinuous silty-sandy laminae in the lower part (s), passing upward into horizontally and wavy laminated siltstones with thin silty laminae (z). Wymysłów, outcrop 6, sample 26
- Fig. 7. Mułowce laminowane z kolistymi strukturami należącymi prawdopodobnie do ukwiałów *Bergaueria perata* Prantl. Śniadka, odsłonięcie 29, próbka 1
- Laminated siltstones with circular structures assigned presumably to sea anemones *Bergaueria perata* Prantl. Śniadka, outcrop 29, sample 1
- Fig. 8. Szczątki roślinne na powierzchni mułowców laminowanych. Świętomarz, odsłonięcie 3
- Plant remnants at the surface of laminated siltstones. Świętomarz, outcrop 3



skala / scale 1 cm

TABLICA VII

- Fig. 1. Odlewy skamieniałości śladowych na spągowej powierzchni piaskowców cienkoławicowych. Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 23
Trace fossil moulds at the bottom surface of thin-bedded sandstones. Wymysłów, outcrop 6, sample 23
- Fig. 2. Odlewy skamieniałości śladowych i wyżłobień (G) na spągowej powierzchni piaskowców cienkoławicowych. Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 22
Trace fossil moulds and grooves (G) at the bottom surface of thin-bedded sandstones. Wymysłów, outcrop 6, sample 22
- Fig. 3. Odlewy skamieniałości śladowych na spągowej powierzchni piaskowców cienkoławicowych (*Rusophycus* i inne). Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 22
Trace fossil moulds at the bottom surface of thin-bedded sandstones (*Rusophycus* and others). Wymysłów, outcrop 6, sample 22
- Fig. 4. Odlewy skamieniałości śladowych i wyżłobień (G) na spągowej powierzchni piaskowców cienkoławicowych. Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 20
Trace fossil moulds and grooves (G) at the bottom surface of thin-bedded sandstones. Wymysłów, outcrop 6, sample 20
- Fig. 5. Odlewy jamek wirowych i ukwiałów *Bergaueria perata* Prantl na spągowej powierzchni piaskowców cienkoławicowych. Pokrzywianka, odsłonięcie 1, próbka 27a
Moulds vortex holes and grooves and of sea anemones *Bergaueria perata* Prantl at the bottom surface of thin-bedded sandstones. Pokrzywianka, outcrop 1, sample 27a
- Fig. 6. Odlewy zagłębień utworzonych przez ukwiały *Bergaueria perata* Prantl. Wymysłów, odsłonięcie 6, próbka 2
Moulds of burrows formed by sea anemones *Bergaueria perata* Prantl. Wymysłów, outcrop 6, sample 2



skala / scale 1 cm

