

WYNIKI BADAŃ TEKTONICZNYCH I SEDYMENTOLOGICZNYCH

Sylwester SALWA

CHARAKTERYSTYKA TEKTONICZNA OTWORU WIERTNICZEGO WILKÓW 1

Otwór wiertniczy Wilków 1 przewiercił profil skał staropaleozoicznych do głębokości 957,8 m, od syluru górnego w stropie do kambru górnego w spągu. Rdzeń wiertniczy w wielu interwałach głębokościowych charakteryzuje się znacznym stopniem zdekompletowania wynikającym z wcześniejszego opróbowania oraz ze względu na niewielki stopień uzysku rdzenia.

W profilu otworu Wilków 1 nie stwierdzono warstw w położeniu odwróconym, a wartości kąta upadu mieszczą się przeważnie w przedziale 30–60°, niezależnie od wieku serii skalnych. Upady o mniejszej wartości stwierdzano sporadycznie i wyłącznie w sylurskiej części profilu, natomiast bardziej strome (do 80°) występują częściej, przy czym ich obecność również notowano jedynie w sylurskiej części profilu (fig. 15). Stromienie warstw wyraźnie jest związane z obecnością uskoku, zwłaszcza o dominującej składowej zrzutowej.

W rdzeniu wiertniczym z otworu Wilków 1 stwierdzono liczne spękania tworzące zasadniczo dwa systemy: romboidalny i ortogonalny. Pierwszy z nich wydaje się być starszy, a tworzące go spękania są niekatetalne i przeważnie zmineralizowane białym, romboedrycznym kalcytem występującym w formie cienkich (rzadko przekraczających 1 mm grubości) żył V_1 (fig. 16A). Pokrój kryształów kalcytu wskazuje na formowanie się tego minerału w warunkach dominującej ekstensji.

System ortogonalny tworzą zespoły spękań pionowych i prawie pionowych, niekatetalnych względem warstw. Podobnie jak w systemie romboidalnym, spękania są zabliźnione żyłami białego kalcytu V_2 , których grubość często przekracza 0,5 cm, a budujące je kryształy również charakteryzują się pokrojem romboedrycznym i powstały w warunkach ogólnej ekstensji. Żyły te przecinają wcześniej opisane i na tej podstawie określono ich następstwo (fig. 16B). Nie można jednak wykluczyć, że kolejność powstania spękań była odwrotna, ponieważ przecinanie się żył określa jedynie kolejność otwierania szczelin, a nie kolejność formowania samych spękań. Część spękań została także wtórnie uruchomiona w trakcie późniejszych ruchów tektonicznych jako uskoki przesuw-

cze. Wskazuje na to częsta obecność poziomych i prawie poziomych rys tektonicznych na ich powierzchniach.

W analizowanym profilu wiertniczym stwierdzono obecność licznych struktur tektonicznych oraz związanych z nimi przejawów mineralizacji żyłowej. Zaliczono je do trzech zasadniczych grup struktur scharakteryzowanych poniżej.

Za najstarsze przejawy aktywności tektonicznej, zapisane w skałach z otworu Wilków 1, uznano spotykane sporadycznie struktury kompresyjne. Reprezentują je uskoki nasuwce, głównie niewielkie, niskokątowe (upad powierzchni uskoku w zakresie 25–40°) względem warstwowania sedymentacyjnego. Zwrot przemieszczenia wzdłuż powierzchni uskoku dobrze dokumentuje obecność włóknistej mineralizacji kalcytowej ułożonej w cieniach ciśnienia. Widoczne na powierzchniach luster tektonicznych rysy są najczęściej zgodne lub prawie zgodne z upadem warstw. Sporadycznie stwierdzano także obecność niewielkich fałdek załomowych o amplitudach nieprzekraczających 1–2 cm, poziomych osiach i prawie pionowych powierzchniach osiowych. Mimo szczegółowych poszukiwań nie udało się w sposób jednoznaczny określić relacji przestrzenno-wiekowych między opisanymi strukturami kompresyjnymi a pozostałymi przejawami aktywności tektonicznej w otworze Wilków 1.

Młodszy etap aktywności tektonicznej dokumentują licznie występujące w analizowanym profilu uskoki przesuwce lub z dominującą składową przesuwczą. Początek formowania się tych nieciągłości dokumentuje obecność kalcytowych żył zabliźniających pionowe i strome spękania kulisowe (fig. 16C). Kalcyt w żyłach charakteryzuje się romboedrycznym pokrojem kryształów, co wskazuje na mineralizowanie uprzednio otwartych szczelin bez udziału ciśnienia fluidów. Powierzchnie w pełni uformowanych uskoku charakteryzują się stromym upadem (50–80°) z wyraźnie widocznymi poziomymi lub prawie poziomymi rysami tektonicznymi na ich powierzchniach. Większe tektoglify występują sporadycznie. Opisującym uskoku towarzyszy mineralizacja żyłowa ułożona w ich skrzydłach tensyjnych. W jej składzie dominuje kal-

cyt, a rzadziej pojawia się także dolomit i kwarc. Wszystkie żyły mają charakter tensyjny, na co wskazuje romboidalny pokrój minerałów w żyłach i częste występowanie druz z prawidłowo wykształconymi kryształami. Świadczy to o otwieraniu szczelin bez udziału ciśnienia

fluidów, które wykorzystywały otwarte już szczeliny jako drogi migracji oraz miejsca krystalizacji. Od tego schematu odbiegają żyły typu ścięciowego (fig. 16D) zbudowane z kryształów o pokroju włóknistym. Taki pokrój jest efektem współudziału występujących pod ciśnieniem roztworów przy otwieraniu szczelin

w trakcie postępu przemieszczenia wzdłuż powierzchni uskoku. Uskok o dominującej składowej przesuwowej występuje na granicy skał ordowickich i sylurskich, oddzielając je od siebie. W jego pobliżu występuje szeroka na ponad 4 m strefa intensywnie zbrekcjonowana i liczne żyły węglanowe.

Przyjmując wskazywaną przez mapy geologiczne niemal równoleżnikową rozciągłość warstw skalnych, należy przyjąć, że powierzchnie tych nieciągłości upadają najczęściej ku E do SE.

Młodszy strukturami tektonicznymi zapisanymi w profilu otworu Wilków 1 są powszechnie występujące uskoki normalno-zrutowe, które posiadają jasne relacje czasowo-przestrzenne z uskoki przesuwczymi. Dzięki przecinaniu się tych struktur udało się jednoznacznie stwierdzić, że uskoki przesuwcze są starsze (fig. 16E). Na ich powierzchniach powszechnie występują wskaźniki kinematyczne, pozwalające jednoznacznie zdefiniować zwrot przemieszczenia. Są to przeważnie rysy tektoniczne, spękania R i R' wcinane w skrzydła wiszące uskoku oraz mineralizacja włóknistym kalcytem ułożona w cieniach ciśnienia, które pojawiają się najczęściej tam, gdzie uskoki przecinają starsze żyły kalcytowe i kalcyto-wo-kwarcowe, a rzadziej kalcyto-wo-kwarcowo-dolomitowe. Niekiedy uskoki tego typu wtórnie uruchamiają starsze uskoki przesuwcze (fig. 16E). W kilku przypadkach stwierdzano także obecność listrycznych, szuflowych zakończeń uskoku normalno-zrutowych płynnie przechodzących w poślizgi międzylawicowe. Dokumentacją strukturalną takich przemieszczeń w płaszczyźnie warstw są często występujące żyły typu ścięciowego, zbudowa-

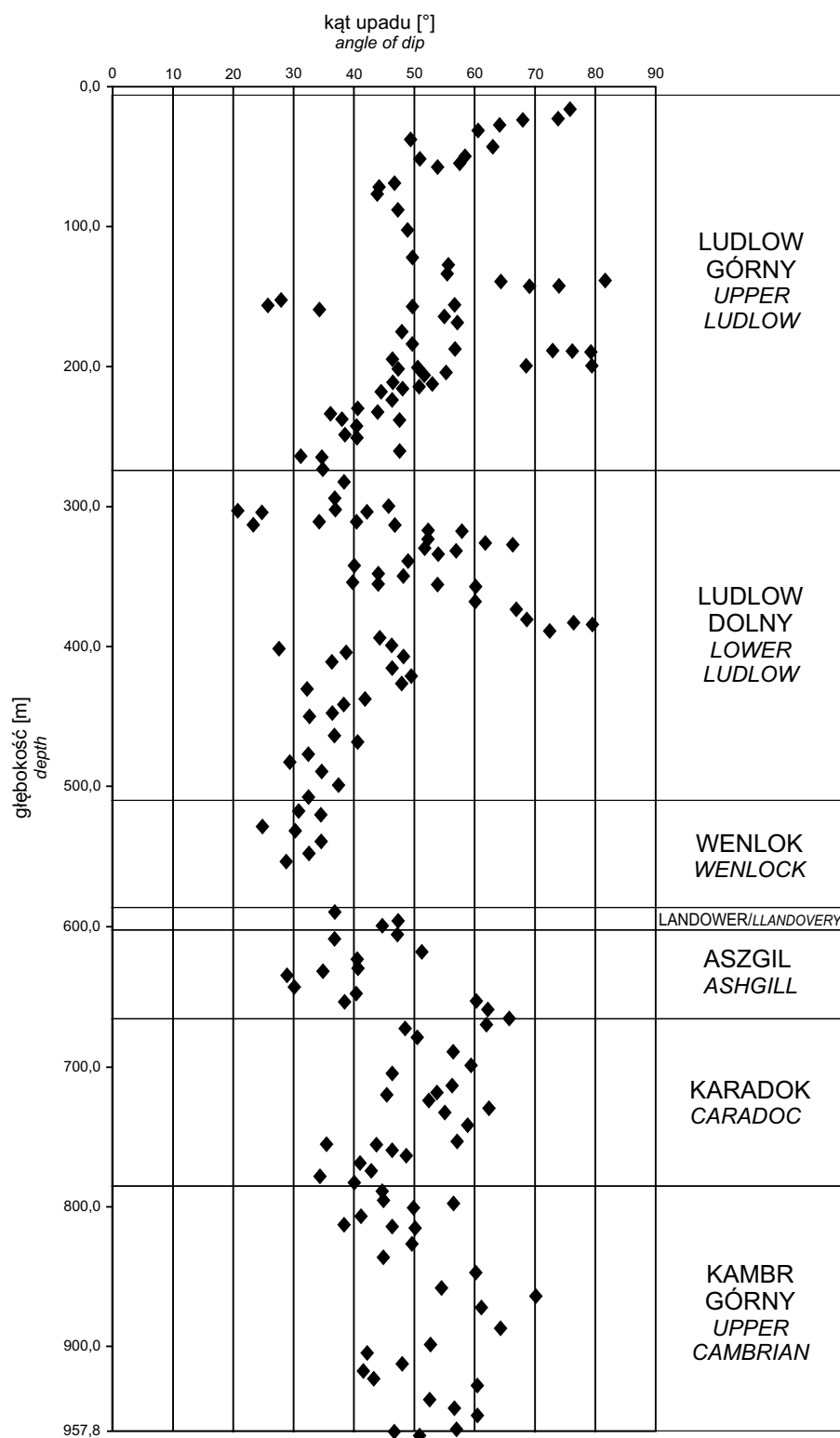


Fig. 15. Zmienność kąta upadu warstw w otworze Wilków 1

Variability of dip angles of bedding in the Wilków 1 borehole

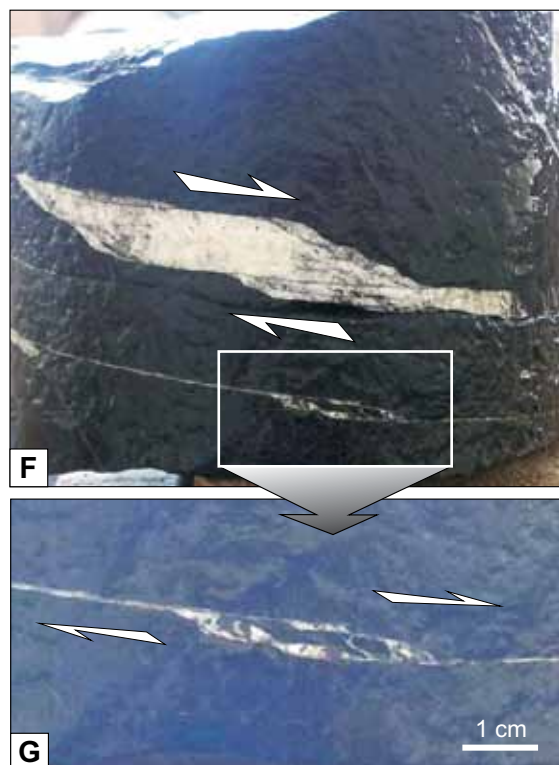
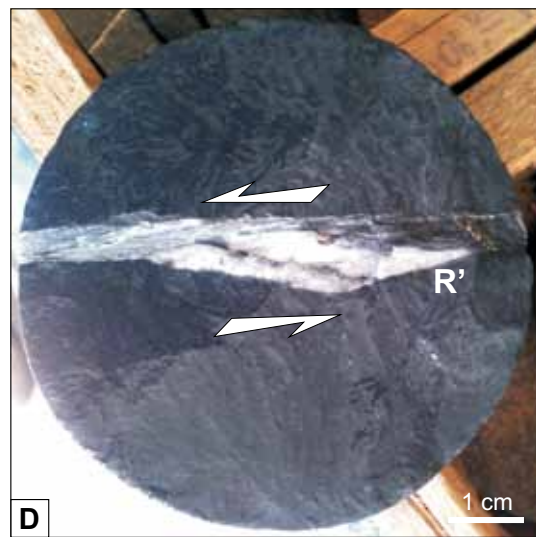
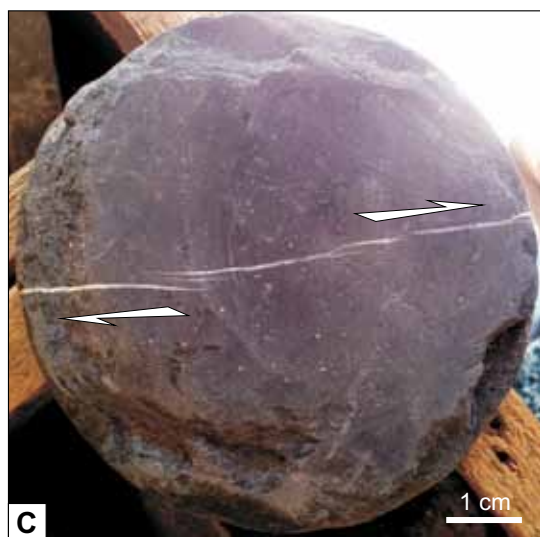
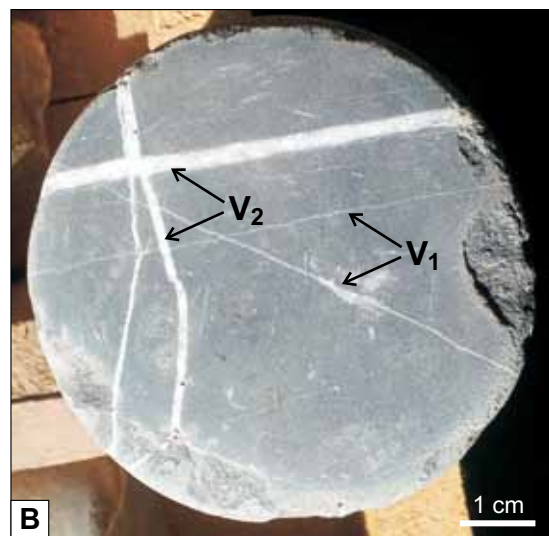


Fig. 16. Struktury tektoniczne z otworu Wilków 1

A. Zmineralizowane kalcytem romboedrycznym V_1 spękania systemu romboidalnego w szarogłazach sylurskich, otwór Wilków 1, głęb. 151,1 m. **B.** Superpozycja dwóch generacji żył kalcytowych i kalcyto-dolomitowych zblizniających system spękań romboidalnych (V_1) oraz system ortogonalny (V_2) w szarogłazach sylurskich, otwór Wilków 1, głęb. 416,5 m. **C.** Zespół kulisowych żył kalcytowych w szarogłazach sylurskich, dokumentujących początek tworzenia się uskoku przesuwczego. Strzałki jednostronne oznaczają zwrot przemieszczenia, otwór Wilków 1, głęb. 459,6 m. **D.** Włókniście żyły kalcytowe typu domino w uskoku przesuwczym z iłowców sylurskich. R' – spękania przyuskokowe, pozostałe objaśnienia j.w., otwór Wilków 1, głęb. 454,3 m. **E.** Superpozycja uskoku normalno-zrzutowego nałożonego na starszy uskoku przesuwczy w iłowcach sylurskich. S_0 – warstwowanie sedymentacyjne, otwór Wilków 1, głęb. 497,8 m. **F.** Żyła typu domino dokumentujące normalno-zrzutowe przemieszczenia w płaszczyźnie warstw sylurskich iłowców, otwór Wilków 1, głęb. 580,3 m. **G.** Dupleks ekstensyjny dokumentujący przemieszczenia normalno-zrzutowe w płaszczyźnie warstw iłowców sylurskich – szczegół z fot. F. Objaśnienia j.w., otwór Wilków 1, głęb. 580,3 m.

Tectonic structures from the Wilków 1 borehole

A. Diagonal joint system mineralized by romboedric calcite veins V_1 in Silurian graywackes. The Wilków 1 borehole, depth 151.1 m. **B.** Superposition of two generations of calcite and calcite-dolomite veins overgrowing diagonal (V_1) and orthogonal (V_2) joint system in Silurian graywackes. The Wilków 1 borehole, depth 416.5 m. **C.** Shear arrays of en echelon fractures documenting the beginning of formation of the strike-slip fault. Arrow – sense of shearing. The Wilków 1 borehole, depth 459.6 m. **D.** Fibre, calcite shear veins into strike-slip fault from Silurian claystones. R' – Riedel shears, other explanations as above. The Wilków 1 borehole. **E.** Superposition of the normal-slip fault and the strike-slip fault in Silurian claystones. S_0 – bedding. The Wilków 1 borehole, depth 497.8 m. **F.** Calcite shear vein documenting normal-slip displacement along Silurian claystones layers. The Wilków 1, depth 580.3 m. **G.** Extensional duplex documenting normal-slip movement along Silurian claystones layers. The Wilków 1, depth 580.3 m.

ne z włóknistego kalcytu (fig. 16F) oraz rzadziej notowane niewielkie duplekсы ekstensyjne (fig. 16G).

Za najmłodsze struktury w profilu otworu Wilków 1 należy uznać niewielkie i rzadko występujące uskoki nasuwcze. Ich powierzchnie przecinają pod niewielkim kątem (ok. 30°) wychylone już warstwy skalne. Przyjmując w przybliżeniu równoleżnikowy bieg warstw, należy uznać, że nieciągłości te upadają w tym samym kierunku co warstwy, czyli generalnie ku północy. Niewyrównane powierzchnie uskokowe wskazują również na niewielkie amplitudy przemieszczeń.

Profil skał paleozoicznych z otworu wiertniczego Wilków 1 charakteryzuje się jednolitym zapisem struk-

turalnym niezależnie od wieku skał, choć jest widoczne zmniejszanie się wartości kąta upadu ku spągowi otworu. Brak skał młodszych od syluru w opisywanym profilu pozwala jedynie stwierdzić, że zidentyfikowane w trakcie profilowania tektoniczne deformacje miały miejsce po sylurze. Podobnie nie można jednoznacznie określić, czy opisane deformacje są wynikiem jednorazowej, progresywnej aktywizacji tektonicznej o przebiegu: nasuwczość → transpresja → przesuwczość → uskokowanie normalno-zrzutowe → nasuwczość, czy może jest efektem kilku nakładających się na siebie niezależnych i różnowiekowych faz deformacji tektonicznych.

Sylwester SALWA

CHARAKTERYSTYKA TEKTONICZNA OTWORU WIERTNICZEGO DAROMIN IG 1

W otworze wiertniczym Daromin IG 1 pod osadami neogenu przewiercono skały syluru i ordowiku, a w części spągowej otworu nawiercono utwory kambru górnego (furonu). W trakcie profilowania stwierdzono wyłącznie normalne zaleganie warstw. Pomierzone upady wykazują zmienność w niewielkim zakresie od 0 do ok. 25° (sporadycznie do 65°) i najczęściej charakteryzują się zbliżonymi wartościami w obrębie znacznych interwałów głębokościowych, niezależnie od wieku skał (fig. 17). Sugeruje to niewielki stopień skomplikowania budowy geologicznej, jednak szczegółowe profilowanie tektoniczne przeczy takiemu wnioskowi.

W skałach paleozoicznych otworu Daromin IG 1 stwierdzono obecność licznych spękań tworzących system ortogonalny (fig. 18A). W jego skład wchodzi dwa zespoły spękań pionowych i prawie pionowych, niekatetalnych wzglę-

dem warstw. Spękania te często są zbliznione żyłami białego kalcytu o pokroju romboedrycznym, co wskazuje na ich powstanie w warunkach ogólnej ekstensji. Często jest także notowana obecność spękań niskokątowych względem warstwowania sedymentacyjnego (fig. 18B, C). Są to spękania R i R' dokumentujące najprawdopodobniej przemieszczenia normalno-zrzutowe w płaszczyźnie warstw.

Stwierdzone w trakcie profilowania tektonicznego drobne struktury tektoniczne podzielono na kilku grup scharakteryzowanych poniżej.

Za najstarsze struktury uznano uskoki odwrócone oraz uskoki nasuwcze i transpresyjne. Pierwsze z wymienionych występują rzadko i charakteryzują się stromo upadającymi powierzchniami uskokowymi, wzdłuż których zachodziły niewielkie przemieszczenia o charakterze odwró-

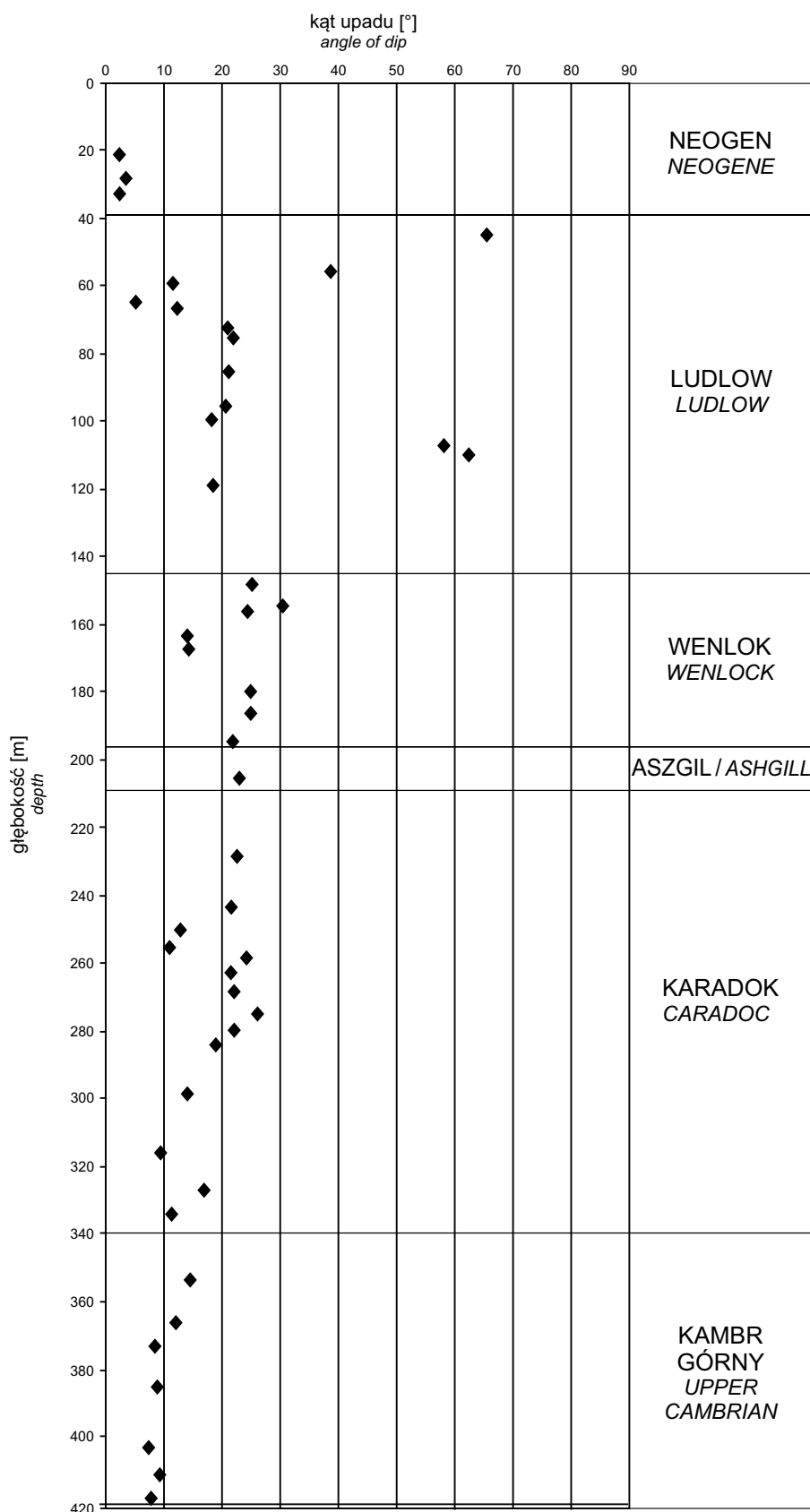


Fig. 17. Zmienność kąta upadu warstw w otworze Daromin IG 1

Variability of dip angles of bedding in the Daromin IG 1 borehole

conym. Procesowi temu towarzyszyło powstawanie synkinematycznych żył kalcytowych w warstwach kompetentnych mułowców i piaskowców szarogłazowych (fig. 18D).

Uskok i nasuwce i transpresyjne są reprezentowane zarówno przez szerokie strefy ścinania, jak i pojedyncze lustra tektoniczne. Strefy uskokowe są często ulokowane w płaszczyźnie warstw, ale przyjmują również formę ściąg niskokątowych względem warstwowania sedimentacyjnego. Największa tego typu struktura tektoniczna występuje w obrębie skał syluru górnego z interwału głębokościowego od 39,1 do ok. 145,5 m. Przesunięcie wewnątrz niej odbywało się wzdłuż bardzo licznych powierzchni uskokowych (fig. 18E), które rozpatrywane pojedynczo charakteryzują się najczęściej niewielkim przesunięciem, ale jego sumaryczna wartość daje znaczną amplitudę całkowitego przesunięcia. Na powierzchniach tych nieciągłości brak jest wskaźników kinematycznych poza rysami tektonicznymi. Zwrot przesunięcia ustalono na podstawie asymetryczności niewielkich i rzadko występujących fałdek ciągniętych oraz wcinania spękań R i R' w skrzydła uskoków.

W obrębie opisywanej strefy indywidualizują się wyraźniej dwie strefy dyslokacyjne: stropowa i spągowa. W obu lustra tektoniczne są tak liczne, że można je uznać za penetrujące. Pierwsza ze stref występuje w interwale 39,1–59,3 m, przy czym należy zaznaczyć, że najprawdopodobniej nie jest to jej całko-

wita miąższość pozorna, gdyż jej górna granica jest jednocześnie granicą erozyjną z osadami neogenu. W strefie dyslokacyjnej łupki ilaste są całkowicie zniszczone, natomiast w obrębie osadów węglanowych, wystromionych do około 65°, rozwinęło się intensywne rozpuszczanie pod ciśnieniem. Jego przejawem jest obecność szwów stylolitowych o lineacji stylolitowej zatartej przez poślizgi tektoniczne uformowane na powierzchniach szwów w czasie najprawdopodobniej późno-syndeformacyjnych przemieszczeń o charakterze transpresyjnym.

Druga strefa jest ulokowana w interwale 142,7–145,5 m, a w jej obrębie występują także budiny piaskowców i mułowców szarogłazowych opływanych przez zniszczone tektonicznie iłowce. We wnętrzu budin powszechnie występuje intensywna, syndeformacyjna mineralizacja żyłowa białym, częściowo włóknistym kalcytem. Dolna granica strefy deformacji jest jednocześnie granicą między łupkami graptolitowymi syluru dolnego i skałami ilasto-szarogłazowymi syluru górnego. Same łupki graptolitowe charakteryzują się niskim stopniem zaangażowania tektonicznego.

W skałach ordowickich zidentyfikowano strefę ścinania w interwale głębokościowym 219,0–224,4 m. Nie posiada ona jednej, nadrzędnej powierzchni uskokowej, a przemieszczenie w jej obrębie ma charakter rozproszony i odbywa się wzdłuż licznych, anastomozujących powierzchni złustrowania. Ich nasilenie w niemal całym opisywanym interwale wydaje się mieć charakter penetratywny. W strefie tej stwierdzono obecność jedynie dwóch syndeformacyjnych, antytaksjalnych i włóknistych żyłek białego kalcytu występujących w płaszczyźnie uławicenia. Osiągają one maksymalnie do 0,5 cm grubości i są zafałdowane. Obecne na powierzchniach luster tektonicznych rysy (od upadowych do skośnych) oraz cienie krystalizacji wskazują na charakter transpresyjny opisywanej strefy uskokowej. Nie można jednak wykluczyć, że pierwotnie była to strefa czysto nasuwczą, a dopiero w efekcie propagacji deformacji w rotującym podczas odkształcenia, lokalnym polu naprężeń, zmieniła się jej kinematyka na transpresyjną w związku z pojawieniem się składowej przesuwczej przemieszczenia.

W skałach kambryjskich występują pojedyncze strefy ścinania nasuwczego, w obrębie których stwierdzono obecność dupleksów kontrakcyjnych przy braku jakiegokolwiek mineralizacji żyłowej.

Opisane powyżej deformacje można określić jako podatno-krucho i krucho-podatne, a kwestia proporcji między kruchością i podatnością jest ściśle związana z litologią odkształcanych skał. Kruchość procesów tektonicznych jest dodatkowo podkreślona przez obecność mineralizacji żyłowej o charakterze ekstensyjnym. Zbliżnia ona spękania typu R i R' uformowane podczas procesu nasuwania w kompetentnych mułowcach i piaskowcach. W warunkach podatnych były natomiast formowane budiny z włóknistą mineralizacją żyłową o charakterze synkinematycznym.

Młodsze od uskoków nasuwczych i transpresyjnych są uskoki przesuwcze, które występują w profilu otworu Da-

romin IG 1 dość często. Ich powierzchnie charakteryzują się stromym upadem – od 60–70° do prawie pionowego. Poziome lub prawie poziome rysy na ich powierzchniach, współwystępujące z mineralizacją w cieniach krystalizacji, pozwalają określić dominujący zwrot przemieszczenia jako lewoprzesuwczy. Jest on dodatkowo podkreślony przez obecność ekstensyjnej mineralizacji romboedrycznym, białym i różowym kalcytem w obrębie ich skrzydeł tensyjnych. Żyły te zblizniają spękania typu R i R', otwierane podczas ruchu wzdłuż powierzchni uskokowych.

Sporadyczne uskoki o przemieszczeniu prawoprzesuwczym charakteryzują się znacznie mniejszą czytelnością wskaźników kinematycznych, ograniczonych głównie do słabo wykształconych cieni krystalizacji z włóknistym kalcytem. Wskazuje to na wyraźnie mniejszą amplitudę przemieszczeń wzdłuż ich powierzchni niż to ma miejsce w przypadku uskoków lewoprzesuwczych. Nie można wykluczyć, że oba typy kinematyczne uskoków tworzą system komplementarny.

Najmłodszymi strukturami tektonicznymi w opracowywanym profilu są uskoki normalno-zrzutowe. Ich obecność stwierdzono w całym profilu otworu i można je podzielić na dwie grupy. Do pierwszej zaliczono występujące w obrębie skał ordowickich (interwał: 197,0–200,6 m) uskoki o niewielkiej amplitudzie przemieszczenia i niejednoznacznej genezie. Festonowe wyginanie ławic w ich bezpośrednim sąsiedztwie sugeruje ich wczesnodiaogenetyczny charakter. Także relacje kątowe względem uławicenia (ok. 60–70°) wydają się wskazywać na ich powstanie w warstwach leżących poziomo, przed ich wychyleniem.

Drugą grupę stanowią uskoki o wyraźnie tektonicznej genezie. Na ich stromych powierzchniach występują rysy upadowe lub strome, a towarzyszące im cienie krystalizacji określają dominujący zwrot przemieszczenia jako zrzutowy. W przypadku niektórych stref dodatkowym podkreśleniem takiego zwrotu jest obecność żyłowej mineralizacji kalcytowej w obrębie skrzydła wiszącego. Zbliżniają one spękania pierzaste, niekiedy o charakterze szeregow eksten-syjnych. Występujący tu kalcyt biały i różowy, niekiedy z siarczkami miedzi i żelaza, charakteryzuje się pokrojem romboedrycznym, a w przypadku druz – także słupkowym. Pokrój kryształów, podobnie jak występowanie druz, świadczy o krystalizacji w warunkach ogólnej ekstensji po wcześniejszym otwarciu spękań.

Profil skał paleozoicznych z otworu wiertniczego Daromin IG 1 charakteryzuje się wyraźną dwudzielnością pod względem stopnia zaangażowania tektonicznego. Jego górna część, do głębokości 145,5 m jest bardzo silnie zdeformowana tektonicznie, a głównym procesem tektonicznym było tu ścinanie nasuwcze/ transpresyjne, niekiedy o znacznej intensywności (fig. 18E). Dolna część profilu (poniżej 145,5 m) wykazuje wyraźnie słabszy stopień zaangażowania, ale o podobnym charakterze kinematycznym, jak w jego górnej części. Występujące w najwyższej partii otworu (do głębokości 39,1 m) skały neogenu charakteryzują się brakiem jakiegokolwiek zaangażowania tektonicznego.

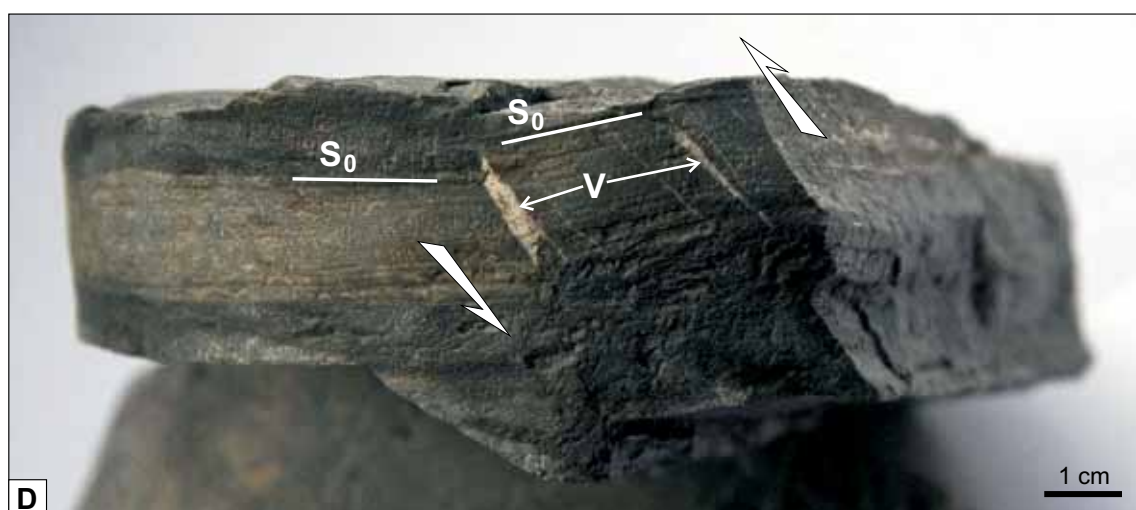
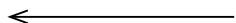


Fig. 18. Struktury tektoniczne z otworu Daromin IG 1

A. Niekatetalne, pionowe spękania ortogonalne w skałach sylurskich. S_0 – warstwowanie sedymentacyjne, otwór Daromin IG 1, głęb. 69,7 m. **B, C.** Niskokątowe, słabo zmineralizowane spękania R dokumentujące normalno-zrzutowe przemieszczenia w płaszczyźnie warstw sylurskich. B – widok pod kątem, C – widok prostopadły. Pozostałe objaśnienia j.w., otwór Daromin IG 1, głęb. 212,5 m. **D.** Stromy uskok odwrócony z synkinematyczną mineralizacją kalcytową (V). Strzałki jednostronne oznaczają zwrot przemieszczenia względnego, pozostałe objaśnienia j.w., otwór Daromin IG 1, głęb. 56,8 m. **E.** Silnie zlustrowane w strefie uskoku transpresyjnego iłowce i mułowce sylurskie, ze słabo czytelnym warstwowaniem sedymentacyjnym S_0 . Pozostałe objaśnienia j.w., otwór Daromin IG 1, głęb. 45,7 m.

Tectonic structures from the Daromin IG 1 borehole

A. Nonkathetal, vertical and orthogonal fractures in Silurian rocks. S_0 – bedding. The Daromin IG 1 borehole, depth 69.7 m. **B, C.** Low-angle, weak mineralized R fractures documenting normal-slip movement along Silurian bedding. B – oblique view, C – plan. Other explanations as above. The Daromin IG 1 borehole, depth 212.5 m. **D.** High-angle reverse fault with synkinematic calcite veins (V). Arrows – sense of shearing, other explanations as above. The Daromin 1 borehole, depth 56.8 m. **E.** Strongly tectonized silurian claystones and mudstones with weak visible bedding S_0 inside transpressional fault zone. The Daromin 1 borehole, depth 45.7 m.



Wielu problemów nastręcza sprecyzowanie wieku opisanych deformacji. Brak skał młodopaleozoicznych i mezozoicznych w opisywanym profilu pozwala jedynie na stwierdzenie, że są to deformacje posylurskie. Nie można również w sposób zdecydowany stwierdzić, czy opisane de-

formacje są wynikiem jednorazowej, progresywnej aktywizacji tektonicznej o przebiegu: nasuwczość → transpresja → przesuwczość → uskokowanie normalno-zrzutowe, czy też jest wynikiem kilku nakładających się na siebie faz deformacji różnego wieku.

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA I ŚRODOWISKA DEPOZYCYJNE

Wiesław TRELA, Jan MALEC

KAMBR

W profilu kambru otworu Wilków 1 i Daromin IG 1 wyróżniono trzy litofacje:

- ciemnych iłowców i mułowców,
- mułowcowo-piaskowcową,
- piaskowców laminowanych poziomo.

Litofacja ciemnych iłowców i mułowców

Facja ta jest reprezentowana przez ciemnoszare i czarne iłowce z wkładkami mułowców, które niekiedy wykazują delikatną laminacją poziomą, podkreśloną przez alternację lamin ilastych i lamin złożonych z ziaren kwarcu frakcji pyłowej. Niektóre warstwy iłowcowo-mułowcowe są wzbogacone w drobne, ale obficie występujące łyszczyki, zawierają także liczne małe agregaty pirytu. W profilu osadów omawianej facji występują fragmenty trylobitów i szczątki ramienionogów bezzawiasowych.

Występowanie. W otworze Wilków 1 litofacja ta występuje na głębokości 782,0–891,0 m, a w otworze Daromin IG 1 – na głębokości 340,0–385,6 m. Tworzy formację z Brzezinek furongu (fig. 3, 4).

Interpretacja. Wykształcenie tej litofacji wskazuje na depozycję mułu z zawiesiny oraz pyłu kwarcowego przy udziale słabych prądów trakcyjnych. Sedymentacja osadu odbywała się w strefie głębszego szelfu, gdzie docierały tylko słabe prądy wzbudzone przez wyjątkowo silne sztormy, które akumulowały cienkie laminy i soczewki mułowe, sporadycznie piaszczyste (Jaworowski, Sikorska, 2006). Zdaniem Malca (2004) istotną rolę w sedymentacji osadów tej litofacji odgrywały rozrzedzone prądy zawiesinowe, dostarczające drobny materiał terygeniczny do głębokowodnego basenu sedymentacyjnego.

Litofacja mułowcowo-piaskowcowa

W tej litofacji dominują mułowce i iłowce ciemnoszare, które są przewarstwiane przez nieliczne cienkie wkładki piaskowców o grubości ok. 2–3 cm, sporadycznie 12 cm. Granice między warstwami piaskowców oraz iłowców i mułowców są przeważnie ostre i erozyjne. Miejscami w profilu są widoczne heterolity piaskowcowo-iłowcowo-mułowcowe. Ławice piaskowca są na ogół poziomo laminowane,

choć niektóre warstwy wykazują w dolnej części obecność uziarnienia frakcjonalnego i warstwowania przekątnego małej skali w partii stropowej. Należą one do arenitów kwarcowych i są złożone z nieobtoczonych lub słabo obtoczonych ziaren kwarcu o średnicy od 0,12 do 0,30 mm. Na powierzchni cienkoławicowych piaskowców występują horyzontalnie rozmieszczone skamieniałości śladowe, reprezentowane przez ichnotaksony *Planolites* i *Treptichnus*, które są częstym elementem heterolitów piaskowcowo-iłowo-mułowcowych. Udokumentowano ponadto nieliczne małe ślady spoczynku trylobitów – *Rusophycus* ichsp.

Występowanie. Litofacja ta tworzy warstwy mączociłkie furongu. W otworze Wilków 1 występuje na głębokości 891,0–957,8 m, a Daromin IG 1 w interwale 385,6–421,0 m (fig. 3, 4).

Interpretacja. Cechy sedimentologiczne wskazują, że litofacja ta powstała w rezultacie depozycji mułu z zawiesziny, na przemian z sedimentacją grubszego materiału silikoklastycznego przez prądy trakcyjne o genezie sztormowej. Jej akumulacja odbywała się w strefie przejściowej od pływowych piasków brzeżnych lub pływowych piasków

szelfu do mułów szelfu (Jaworowski, Sikorska, 2006). Warstwy piaskowcowe reprezentują sztormowe warstwy piaszczyste i/lub wypełnienia kanałów pływowych. Odmienną interpretację tej facji podał Malec (2004), wskazując na jej głębokowodny charakter i udział prądów zawieszinowych w depozycji warstw piaskowcowych.

Litofacja piaskowców laminowanych

Litofacja ta jest złożona z piaskowców kwarcytowych o ciemnoszarej barwie, które tworzą warstwy o miąższości od 10 do 22 cm. Na ogół są poziomo laminowane (fig. 19A), sporadycznie jest także dostrzegalne uziarnienie frakcjonalne, warstwowanie przekątne oraz falisto-soczewkowate (fig. 19B). Piaskowce wykazują obecność skamieniałości śladowych (fig. 19C), reprezentowanych przez ichnotakson *Planolites*, które niekiedy dość dobrze zachowały się na spągowych powierzchniach warstw. Obecne są ponadto pojedyncze ślady spoczynku trylobitów. Dominujący udział słabo obtoczonych lub nieobto-

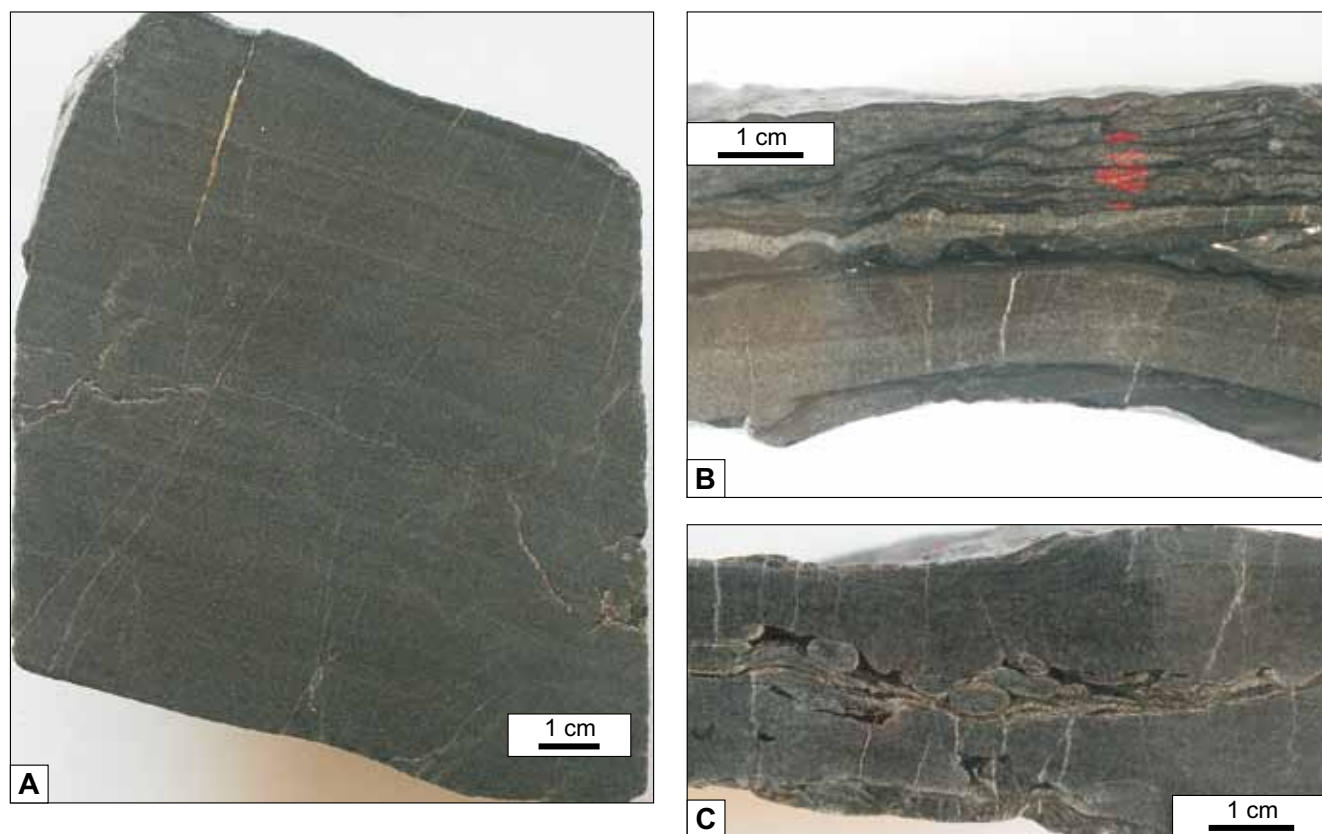


Figura 19. Litofacja piaskowców laminowanych furongu (kambr górny) w otworze Daromin IG 1

A. Piaskowiec kwarcytowy poziomo laminowany; głęb. 415,8 m. **B.** Piaskowiec kwarcytowy z laminacją poziomą w części dolnej i warstwowaniem falisto-soczewkowatym w części górnej, głęb. 405,0 m. **C.** Piaskowiec kwarcytowy zbioturbowany, głęb. 401,5 m.

Lithofacies of laminated sandstones, Furongian (Upper Cambrian) in the Daromin IG 1 borehole

A. Quartzitic sandstone with horizontal lamination, depth 415.8 m. **B.** Horizontal lamination (lower part) and wavy-lenticular bedding (upper part) in quartzitic sandstone, depth 405.0 m. **C.** Bioturbated sandstone, depth 401.5 m.

czonych ziaren kwarcu, o średnicy ok. 0,12 mm (maks. 0,26 mm), pozwala zaliczyć piaskowce tej litofacji do arenitów kwarcowych.

Występowanie. Litofacja piaskowców laminowanych występuje w warstwach mąchocickich furongu, w których jest rozdzielona czarnymi iłowcami i mułowcami. W otworze Wilków 1 udokumentowano ją na głębokości 891,0–957,8 m, a w otworze Daromin IG 1 – na głębokości 385,6–

421,0 m (w interwale 408,0–421,0 dominuje w zapisie facjalnym warstw mąchocickich) – fig. 2, 9.

Interpretacja. Litofacja ta wykazuje cechy osadu depozytowanego przy dominującym udziale prądów trącyjnych w warunkach górnego i dolnego reżimu przepływu. Okresowo odbywała się akumulacja materiału mułowo-iłowego z zawiesiny. Facja ta reprezentuje piaski brzeżne i/lub pływowe piaski szelfu (Jaworowski, Sikorska, 2006).

Wiesław TRELA

ORDOWIK

Litofacja węglanowo-fosforytowa

Litofację tę tworzą ciemnoszare i czarne wapienie syderytowe i fosforyty (fig. 20), w obrębie których są obecne oznaki erozji osadu, w postaci klastów węglanowych i fosforytowych oraz powierzchni erozyjnych (fig. 21A). Fosforyty są na ogół masywne i mają charakter mikrytów/ mudstonów fosforanowych (pierwotne fosforyty – pristine phosphate *sensu* Föllmi i in., 1991). W ich tle występują rozproszone drobne bioklasty, a także ziarna pyłu kwarcowego, który czasami tworzy nagromadzenia w zagłębieniach erozyjnych. W facji tej są także obecne pozostałości mat mikrobialnych tworzące cienkie warstwy i soczewki zbudowane z kalcytu, z zachowanymi śladami struktur mikroorganicznych. Na powierzchniach nieciągłości sedimentacyjnych spoczywają ooidy fosforanowe, otoczone niekiedy obwódką pirytową (fig. 21B). Część z nich nosi ślady deformacji, a niektóre są skalcytyzowane.

Występowanie. Litofacja węglanowo-fosforytowa obecna jest tylko w otworze Daromin IG 1 na głębokości 339,0–340,0 m (fig. 4). W regionie łysogórskim tworzy formację z Bukowian reprezentującą pogranicze darriwilu i sandbu (Trela, 2006).

Interpretacja. Facja ta dokumentuje wczesnodia-genetyczną autigenezę fosforanową w warunkach zwolnionego tempa sedimentacji lub jego całkowitego zatrzymania (Föllmi i in., 1991; Craig i in., 1994). Wytrącanie fosforanu wapnia może być związane z cyklem pompy żelazowej (iron pumping) w wodach porowych osadu dennego, degradacją bakteryjną materii organicznej oraz rozwojem bentonicznych zespołów mikrobialnych tworzących maty i regulujących warunki redoks w podścielającym osadzie (Craig i in., 1994; Krajewski i in., 1994). Istotną rolę w procesie fosfatogenezy odgrywa degradacja spągowych partii mat mikrobialnych i uwalnianie fosforu do wód porowych w warunkach środowiska anoksycznego (Krajewski i in., 1994; Soudry, 2000). Częściowo zdiagenezowany pierwotny fosforyt podlegał erozji w czasie epizodów wysokoenergetycznych.

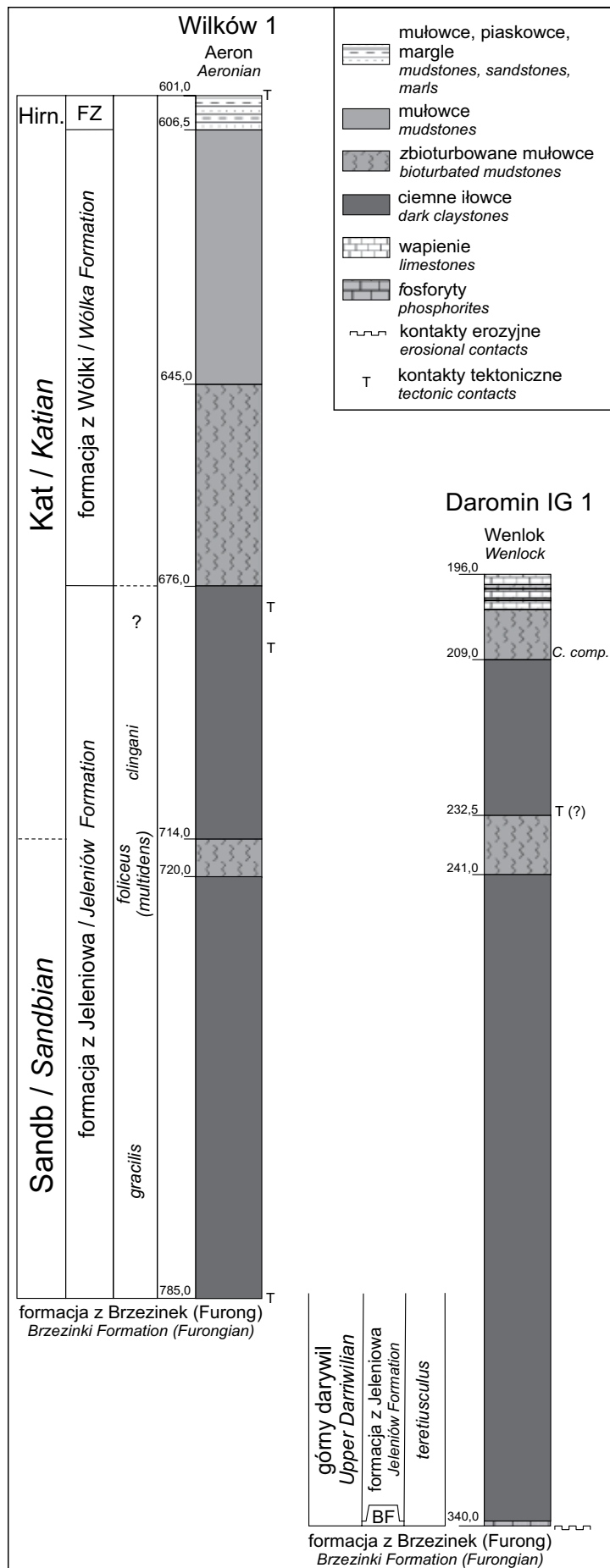
Litofacja ciemnych iłowców

Litofację tę tworzą ciemnoszare, częściowo czarne iłowce wapniste (miejscami złupkowaczone), przeważnie bezstrukturalne (masywne), chociaż lokalnie występują partie osadu z subtelną laminacją poziomą (fig. 21C). Podrzednie zdarzają się małe (do 3 cm średnicy) konkretne fosforanowe. Miejscami jest widoczna słabo dostrzegalna bioturbacja (fig. 21D), a sporadycznie na powierzchniach wartw skamieniałości śladowe reprezentowane są przez ichnotakson *Chondrites* oraz ślady z meniskowym układem lamin przyrostowymi typu *backfill*. Charakterystyczną cechą tej facji jest brak fauny bentonicznej poza małymi brachiopodami z rodzaju *Paterula* i fragmentami trylobitów (Tomczykowa, Tomczyk, 2000).

Powszechnym składnikiem tej litofacji jest piryty tworzący agregaty i soczewki dostrzegalne makroskopowo (fig. 21E), przeważnie występuje jednak w postaci frambooidalnej. Średnica framboidów koncentruje się w dwóch przedziałach, poniżej 5 μm oraz od 5 do 20 μm , chociaż zdarzają się również formy większe (maks. do 50 μm). Framboidy są chaotycznie rozmieszczone w tle skalnym lub tworzą nieciągłe mikrolaminy i mikrosoczewki.

Badania mikroskopowe ujawniły ponadto obecność cienkich, nieciągłych lamin lub soczewek węglanowych złożonych z fragmentów ramienionogów, małżoraczków oraz pojedynczych szkarłupni i trylobitów, które miejscami rozproszone w tle skalnym tworzą dość istotny składnik osadu. Występują również rozproszone słabo obtoczone i ostrokrawędziste ziarna kwarcu frakcji pyłowej, niekiedy dość licznie reprezentowane. Pojawia się ponadto materia organiczna, tworząca charakterystyczne struktury nitkowe.

Istotnym składnikiem litofacji ciemnych iłowców są owalne i spłaszczone (soczewkowate) oraz zdeformowane struktury (fig. 21F, G). Średnica form owalnych wynosi ok. 200 μm , natomiast elementy soczewkowate osiągają długość do 700 μm i grubość ok. 80 μm . Ich ścianki są zbudowane z pyłu kwarcowego i kryptokrystalicznej krzemionki, a wewnątrz występuje materiał osadowy lub nie-



kiedy piryt framboidalny (fig. 21F, G). Podobne struktury, opisane przez Schiebera (2009) z czarnych łupków dewonu i karbonu, są interpretowane jako skorupki aglutynujących otwornic bentonicznych.

Występowanie. Litofacja ciemnych iłowców tworzy formację z Jeleniowa, która w regionie łysogórskim reprezentuje sandb i kat dolny (Trela, 2006). W otworze Wilków 1 jest obecna na głębokości 676–782 m, a w otworze Daromin IG 1 – na głębokości 207–339 m (fig. 3, 4, 20).

Interpretacja. Ogólne wykształcenie facji, a zwłaszcza obecność subtelnej laminacji poziomej oraz pirytu framboidalnego o średnicy <5 µm, może sugerować warunki deficytu tlenowego (anoksja/ dysoksja), co potwierdzają wyniki badań geochemii nieorganicznej (Zhang i in., 2011). Względnie duży udział framboidów o średnicy ponad 5 µm wskazuje jednak na ich powstanie w osadzie dennym przy dysoksydacyjnym charakterze wód w nadległej kolumnie wody (por. Wilkin i in., 1996; Wignall, Newton, 1998). Dodatkową przesłanką o przynajmniej okresowym wzroście zawartości tlenu w wodach przydennych są dostrzeżalne niekiedy ślady delikatnej bioturbacji oraz obecność bentonicznych otwornic aglutynujących. Istotną rolę przy rekonstrukcji warunków paleoekologicznych w czasie depozycji facji ciemnych iłowców odgrywają pojedyncze wystąpienia ichnotaksonu *Chondrites*, który jest powszechnie łączony z warunkami dysoksji lub nawet anoksji na granicy woda–osad denny (Sailacher, 1990; Savrda i in., 1991; Bromley, 1996). Przyjmuje się także, że organizmy, które utworzyły *Chondrites* mogły żerować w niedotlenionym (lub nawet pozbawionym tlenu) osadzie dennym dzięki systemowi kanałów umożliwiających im łączność z lepiej natlenionymi wodami (Bromley, Ekdale, 1984; Ekdale, Mason, 1988). Czynnikiem odpowiedzialnym za wzrost natlenienia przydennej strefy kolumny wody mogło być sezonowe mieszanie się wód i/lub udział słabych prądów trakcyjnych o genezie sztormowej (por. Schieber, 1994), przerywających spokojną depozycję mułu z zawiesiny, a które w zapisie

←

Fig. 20. Korelacja profili litologiczno-stratygraficznych ordowiku otworów Wilków 1 i Daromin IG 1

Hirn. – Hirnantian, FZ – Formacja z Zalesia, BF – Formacja z Bukowian, C. comp. – *Dicellograptus aff. complanatus*

Correlation of lithologic-stratigraphical sections of Ordovician between the Wilków 1 and Daromin IG 1 boreholes

Hirn. – Hirnantian, FZ – Zalesie Formation, BF – Bukowiany Formation, C. comp. – *Dicellograptus aff. complanatus*

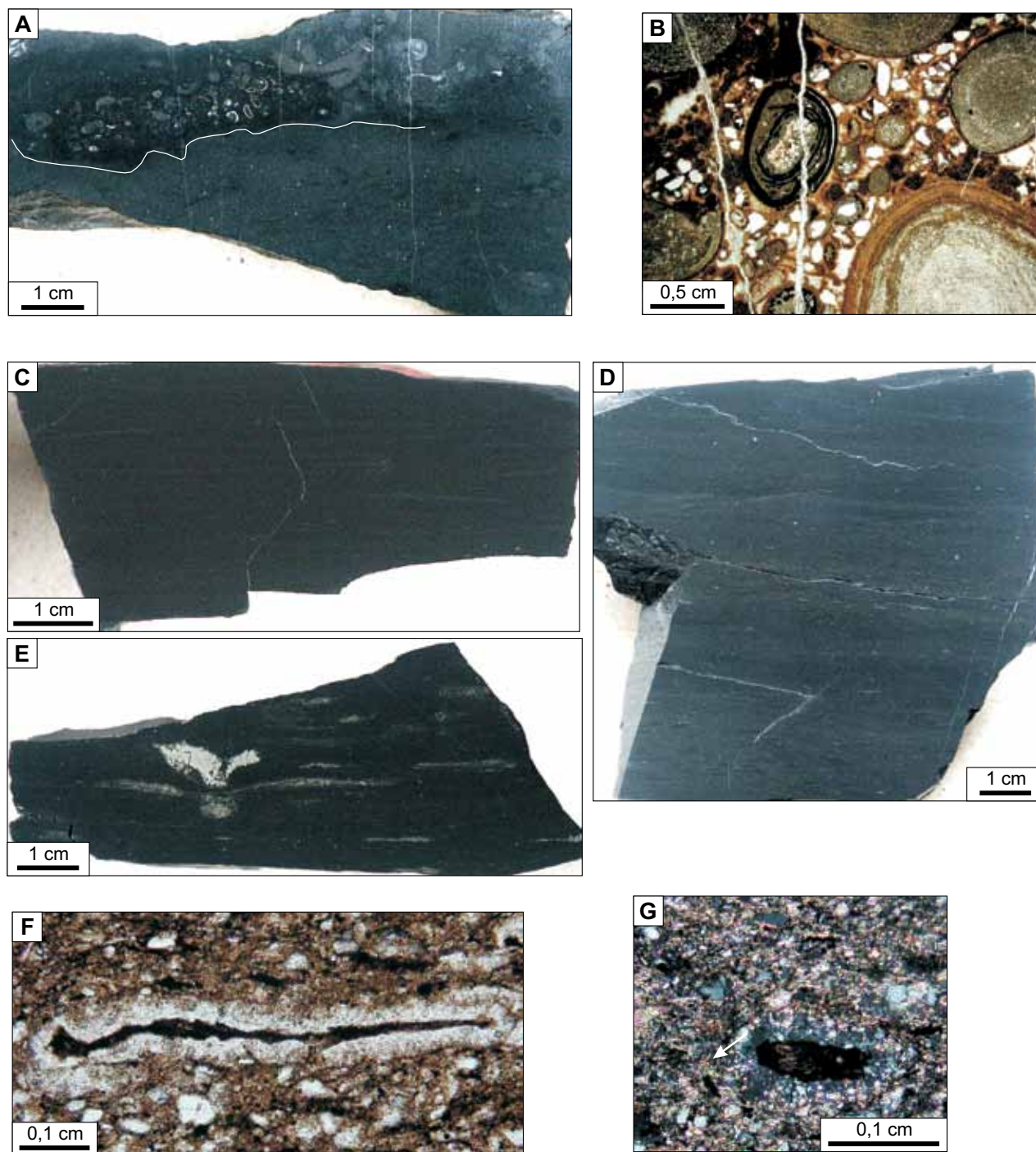


Fig. 21. Litofacie węglanowo-fosforytowa (A, B) oraz ciemnych ilowców (C–G) ordowiku w otworach Daromin IG 1 i Wilków 1

A. Powierzchnia erozyjna rozcinająca ciemne wapienie syderytowe, powyżej której występują nagromadzenia ooidów fosforanowych. Otwór Daromin IG 1, głęb. 339,0 m, formacja z Bukowian. **B.** Obraz mikroskopowy ooidów fosforanowych z widocznymi śladami kalcytyzacji. **C.** Ciemny ilowiec z delikatną laminacją poziomą. Otwór Wilków 1, głęb. 775,0 m, sandb, formacja z Jeleniowa. **D.** Ciemny zbiorutbowany ilowiec. Otwór Daromin IG 1, głęb. 309,5 m, najwyższy darriwil, formacja z Jeleniowa. **E.** Czarny ilowiec z soczewkami pirytu. Otwór Daromin IG 1, głęb. 334,7 m, darriwil/ sandb, formacja z Jeleniowa. **F, G.** Skorupki bentonicznych otwornic aglutynujących, zbudowane z pyłu kwarcowego i krzemionki kryptokrystalicznej. Otwór Daromin IG 1, głęb. 309,5 m, najwyższy darriwil, formacja z Jeleniowa.

Ordovician carbonate-phosphoritic lithofacies (A, B) and dark claystones (C–G) in oft he Daromin IG 1 i Wilków 1 boreholes

A. Erosional surface truncating dark sideritic limestones covered by phosphate ooids. Daromin IG 1 borehole, depth 339.0 m, the Bukowiany Formation. **B.** Details of phosphate ooids presented on Fig. 25A, note their calcification. **C.** Dark claystone with discrete plane lamination. The Wilków 1, depth 775.0 m, Sandbian, the Jeleniów Formation. **D.** Discretely bioturbated dark claystone. The Daromin IG-1 well, depth 309.5 m, uppermost Darriwilian, the Jeleniów Formation. **E.** Pyritic lenses in dark claystone. The Daromin IG 1 well, depth 334.7 m, uppermost Darriwilian, the Jeleniów Formation. **F, G.** Tests of benthic agglutinated foraminifera consisting of fine-grained quartz silt and cryptocrystalline quartz. The Daromin IG 1 borehole, depth 309.5 m, uppermost Darriwilian, the Jeleniów Formation.

sedymencie omawianej facji pozostawiły cienkie laminy i soczewki węglanowe złożone z materiału bioklastycznego. Obecność fragmentarycznie zachowanych mat mikrobialnych wskazuje, że okresowo mogły one odegrać dość istotną rolę w stabilizacji granicy redoks między niedotlenionym środowiskiem wód porowych osadu dennego a wzbogaconymi w tlen wodami dennymi.

Litofacja zbioturbowanych iłowców i mułowców

Iłowce i mułowce ilaste tej facji są szare i zielonoszare oraz intensywnie zbioturbowane (fig. 22). Struktury bioturbacyjne są dobrze widoczne dzięki kontrastowi między ciemnoszarymi śladami pochodzenia organicznego a otaczającym zielonoszarym tłem skalnym. W mułowcach dominuje bezładna bioturbacja z trudno rozpoznawalnymi skamieniałościami śladowymi o nieregularnych zarysach i często nieostrych, rozmytych granicach – biodeformacje. W przekroju poprzecznym ślady bioturbacji tworzą cienkie, nieciągłe laminy i soczewki ułożone równolegle do powierzchni warstwowania (fig. 22A). Dość licznie występują jednak skamieniałości śladowe, reprezentowane przez ichnotakson *Chondrites*, tworzące gałązkowe i owalne ślady o średnicy od 1 do 4 mm (fig. 22B, C). Bardzo charakterystyczną skamieniałością śladową zidentyfikowaną w opisywanej facji są prostolinijne ślady, obserwowane na dolnych i górnych powierzchniach warstw, z meniskowym układem lamin przyrostowymi typu backfill (fig. 22C, D). Brak widocznej granicy („ścianki”), oddzielającej je od otaczającego osadu, pozwala zaliczyć je do ichnorodzaju *Taenidium* (D’Alessandro, Bromley, 1987; Keighley, Pickerill, 1994; Bromley i in., 2000). W przekroju poprzecznym wykazują jednak strukturę typu spreiten typową dla ichnotaksonu *Teichichnus* (fig. 22E). Rozpoznano ponadto skamieniałości śladowe zaliczone do *Planolites* ichnosp. i *Paleophycus* ichnosp., które jednak nie są powszechnie reprezentowane.

Partie zbioturbowanych mułowców miejscami są rozdzielane przez ciemnoszare lub szarozielone iłowce tworzą-

ce cienkie wkładki o miąższości do 5 cm. Dosyć częstym, dostrzegalnym makroskopowo, składnikiem opisywanej facji są skupienia pirytu krystalicznego, niejednokrotnie występujące w obrębie ichnośladów. W obrazie mikroskopowym, w obrębie skamieniałości śladowych i struktur biodeformacyjnych zaznacza się większy udział słabo obtoczonego pyłu kwarcowego, a miejscami nawet bardzo drobnych klastów mułowcowych.

Występowanie. Litofacja zbioturbowanych iłowców tworzy głównie dolną część formacji z Wólki, reprezentującą w regionie łysogórskim kat górny (Trela, 2006). W otworze Wilków 1 występuje na głębokości 645,0–676,0 m, a w otworze Daromin IG 1 – w interwale 200,0–207,0 m (fig. 3, 4, 20). Ponadto tworzy horyzont rozdzielający ciemne iłowce formacji z Jeleniowa na dwa interwały (fig. 20).

Interpretacja. Ogólne wykształcenie osadów tworzących tę fację wskazuje na powolną depozycję mułu z zawiesziny, chociaż nie można wykluczyć udziału słabych prądów trakcyjnych dostarczających grubszy materiał. Osad kolonizowany był przez liczną, ale mało urozmaiconą populację oportunistycznych organizmów, o czym świadczy obecność infauny reprezentowanej przez małe formy: *Chondrites*, *Teichichnus*, *Planolites* i *Paleophycus*. Zaliczany do agrichnia ichnotakson *Chondrites* jest utożsamiany ze środowiskiem niedoboru tlenu w osadzie dennym lub strefie przydennej kolumny wody (Bromley, Ekdale, 1984; Bromley, 1996). Organizmy będące twórcami tych śladów są także uznawane za pionierów w kolonizacji środowisk deficytu tlenowego po wzroście natlenienia w strefie przydennej kolumny wody (Savrda, Bottjer, 1986).

Interpretacja behawioryzmu twórców śladów z meniskowymi laminami przyrostowymi (*Taenidium*/ *Teichichnus*) w badanych osadach nie jest jednoznaczna. Biorąc pod uwagę ich wygląd na powierzchni warstw, można je zakwalifikować do fodinichnia (osadożerców) (Keighley, Pickerill, 1994; Bromley, 1996). Cechy morfologiczne tych śladów obserwowane w przekroju poprzecznym (spreiten) sugerują jednak „ciągłą” migrację organizmu ku górze (wraz z przyrostem osadu) dążącego do utrzymania kon-

Fig. 22. Litofacja zbioturbowanych iłowców i mułowców (A–E) oraz litofacja zbioturbowanych wapieni (F) ordowiku w otworach Wilków 1 i Daromin IG 1

A. Przekrój poprzeczny przez warstwę zbioturbowanego iłowca ze śladami bioturbacji układającymi się równolegle do powierzchni uławicenia. Otwór Daromin IG 1, głęb. 204,6 m, formacja z Wólki. B. Małe formy reprezentantów ichnotaksonu *Chondrites* na powierzchni szarozielonego iłowca. Otwór Wilków 1, głęb. 642,0 m, formacja z Wólki. C, D. Duże formy ichnotaksonu *Chondrites* oraz skamieniałości śladowe z meniskowymi laminami przyrostowymi typu backfill na powierzchni warstwy mułowca ilastego. Otwór Daromin IG 1, głęb. 206,8 m, formacja z Wólki. E. Przekrój poprzeczny skamieniałości śladowej z meniskowymi laminami przyrostowymi (?*Teichichnus*), formacja z Wólki. F. Warstwa zbioturbowanego wapienia. Otwór Daromin IG 1, głęb. 200,0 m, formacja z Wólki. Ch – *Chondrites* ichnsp., Pa – ?*Paleophycus* ichnsp., s – ichnoślad ze strukturą spreiten charakterystyczną dla *Teichichnus* ichnsp.

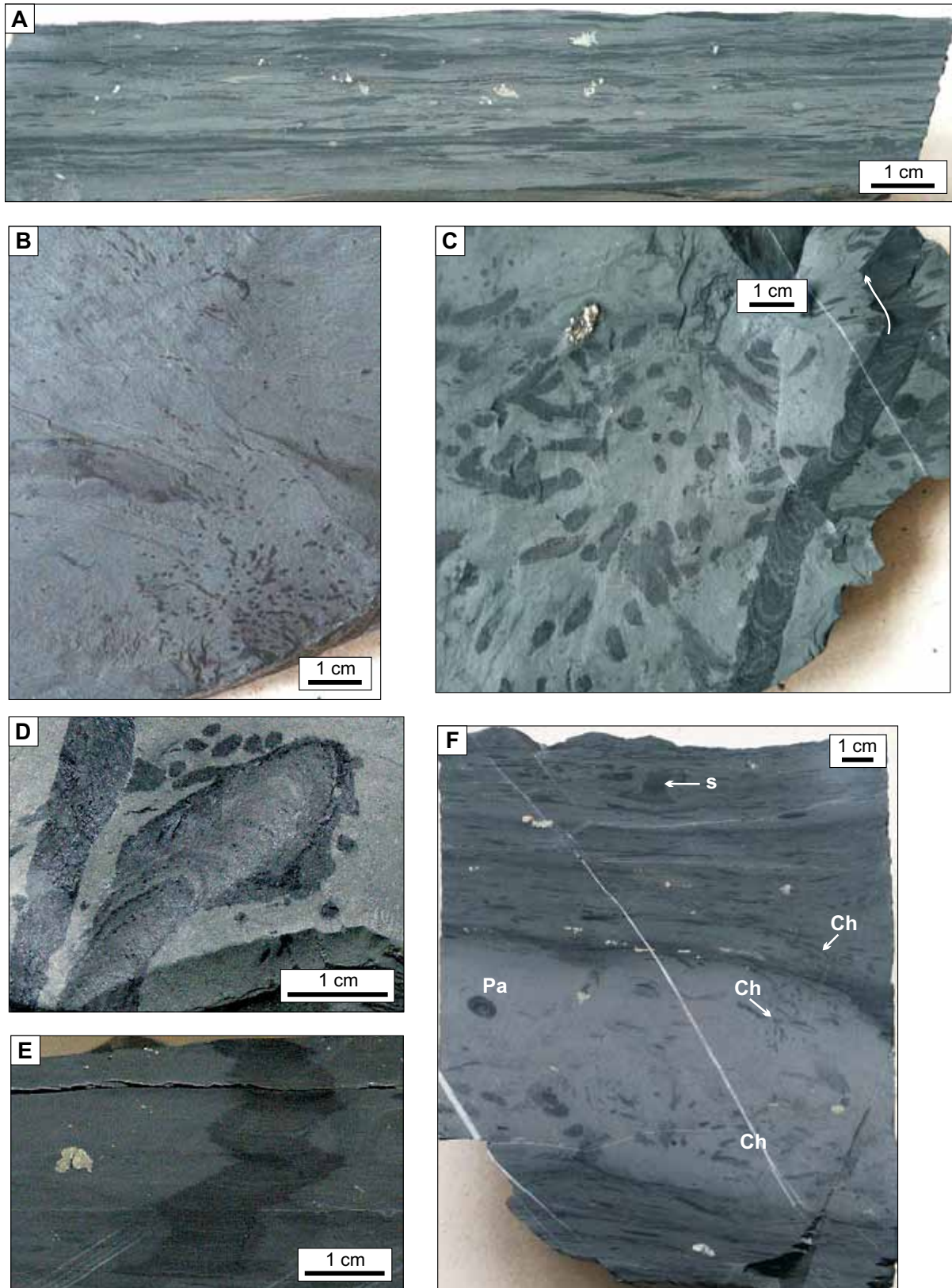
Lithofacies of Ordovician bioturbated mudstones (A–E) and bioturbated limestones (F) in the Wilków 1 and Daromin IG 1 boreholes

A. Cross section of the bioturbated mudstone showing sub-parallel to slightly oblique orientation of burrows. The Daromin IG 1 borehole, depth 204.6 m, the Wólka Formation. B. Small *Chondrites* on bedding plane of homogenous greenish grey claystone. The Wilków 1 borehole, depth 642.0 m, the Wólka Formation. C, D. Large *Chondrites* and a meniscate backfill structure on claystone bedding plane. The Daromin IG 1 borehole, depth 206.8 m, the Wólka Formation. E. Cross section of the meniscate backfill structure (*Teichichnus*?), the Wólka Formation. F. Bioturbated limestone bed. The Daromin IG 1 borehole, depth 200.0 m, the Wólka Formation. Ch – *Chondrites*, Pa – ?*Paleophycus*, s – spreiten structure of *Teichichnus* type.

taktu z powierzchnią zbiornika sedimentacyjnego. Można zatem przypuszczać, że w klasyfikacji Bromleya (1996) ślady te reprezentują *equilibrichnia*.

Aktywność osadożerców, tworzących jamki żerowiskowe, dokumentują ichnotaksony *Planolites* i *Palaeophy-*

cus, natomiast nierozpoznawalne bioturbacje o nieregularnych i nieostrych zarysach mogły powstać w rezultacie aktywności organizmów na powierzchni osadu lub pod nią (epifauna i/lub przypowierzchniowa infauna).



Litofacja masywnych zielonych mułowców i margli

Ta monotonna litologicznie facja jest zdominowana przez zielone mułowce marglisto-ilaste oraz margle nie wykazujące obecności struktur sedimentacyjnych. Sporadycznie zachowały się pojedyncze biodeformacje oraz słabo dostrzegalna laminacja pozioma. W tle skalnym dość często można dostrzec skupienia pirytu krystalicznego. W obrazie mikroskopowym są widoczne nieobtoczone ziarna pyłu kwarcowego, pojedyncze fragmenty ramienionogów, małżoraczków i otwornice aglutynujące, które tkwią w marglistym lub iłowcowo-marglistym tle skalnym. Skorupki otwornic są zbudowane z kryptokrystalicznej krzemionki, tworzącej ciekłą obwódkę wypełnioną osadem.

Występowanie. Litofacja masywnych zielonych mułowców i margli dominuje w górnej części formacji z Wólki, która należy do katu wyższego (Trela, 2006). W otworze Wilków 1 występuje na głębokości 606,5–645,0 m (fig. 3, 20).

Interpretacja. Masywny charakter litofacji może być rezultatem bioturbacji osadu, o czym świadczą pojedyncze ślady działalności infauny. Subtelne oznaki laminacji poziomej wskazują, że pierwotnie depozycja osadu odbywała się przy pewnym udziale prądów trakcyjnych, a domieszka rozproszonych ziaren kwarcu oraz fragmentów szkieletowych ramienionogów i małżoraczków jest oznaką epizodów depozycyjnych charakteryzujących się większą energią środowiska sedimentacji. Nie można wykluczyć, że pył kwarcowy był dostraczony w wyniku powolnego opadania z toni wodnej.

Litofacja zbioturbowanych wapieni

Litofacja ta jest reprezentowana przez szare wapienie dolomityczne, które tworzą na ogół warstwy o ostrych dolnych i górnych granicach oraz miąższości od 5 do 10 cm (fig. 22F), sporadycznie nawet 20 cm. Dolna granica niektórych warstw wykazuje ślady erozji podkreślonej obecnością małych klastów mułowcowych. Część warstw węglanowych jest intensywnie zbioturbowana, a wśród skamieniałości śladowych dominuje ichnotakson *Chondrites* (fig. 22F). Przeważnie jednak występują nieoznaczalne struktury biogeniczne. W obrazie mikroskopowym mają charakter dość jednolitych mikrytów, miejscami mikrosparytów, w których tkwią sporadycznie rozproszone fragmenty ramienionogów i małżoraczków oraz pojedyncze okrągłe skupienia kalcytu sparytowego, będące prawdopodobnie pozostałościami po kalcisferach.

Występowanie. Litofacja zbioturbowanych wapieni jest obecna tylko w otworze Daromin IG 1 na głębokości 196,0–200,0 m (fig. 4, 20), gdzie tworzy stop formacji z Wólki górnego katu (Trela, 2006, 2007). Warstwy wapieni są tu rozdzielone zbioturbowanymi iłowcami.

Interpretacja. Ogólne wykształcenie tej litofacji przemawia za jej pelagicznym charakterem i depozycją mułu węglanowego w warunkach niskiej energii środowiska.

Sygnalizuje ona okresy zatrzymania dostawy materiału terygenicznego do basenu sedimentacyjnego, co sprzyjało rozwojowi sedimentacji węglanowej. Liczne przejawy bioturbacji, z dość dobrze zachowanymi reprezentantami ichnotaksonu *Chondrites*, wskazują na powolne tempo depozycji. Obecne w spągu niektórych warstw klasty mułowcowe wskazują natomiast na epizody erozyjne poprzedzające akumulację materiału węglanowego.

Litofacja mułowców piaszczystych i piaszkowców

Litofację tę tworzą szare lub szarozielone mułowce piaszczyste, czasami margliste, przeławicane zielonymi iłowcami marglistymi, marglami lub wapieniami, ale także piaszkowcami drobno- lub gruboziarnistymi z obfitym udziałem mułowej masy wypełniającej (fig. 23). W piaszkowcach tkwią rozproszone klasty mułowców i iłowców marglitych o długości od 0,2 do 1,0 cm, maks. 3 cm (fig. 23A). Niekiedy wykazują nieregularną laminację poziomą (fig. 23B). Na granicy między piaszkowcami/ mułowcami i iłowcami można obserwować niewielkie pograży materiału piaszczystego w osadzie ilastym. Sporadycznie pojawiają się również cienkie warstwy brekcji złożone z nieobtoczonych, często rozartych, klastów mułowców, margli i piaszkowców (fig. 23C).

Szkielet ziarnowy mułowców i piaszkowców jest na ogół słabo wysortowany, przeważnie rozproszony, a miejscami nawet zwarty, co można obserwować w obrębie pojedynczych płytek cienkich (fig. 23D). Tworzą go słabo obtoczone i obtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego o średnicy 0,04–0,30 mm. Towarzyszą im nieliczne większe i dobrze obtoczone ziarna polimorficzne o cechach nisko- i średniometamorficznego kwarcu o średnicy 0,8–2,0 mm, niekiedy nawet 4 mm. Poza kwarcem występują nieliczne słabo obtoczone lub ostrokrawędziste, wspomniane wcześniej, klasty mułowców i iłowców marglistych oraz sporadycznie małe i nieobtoczone ziarna plagioklazów. Lokalnie pojawiają się także węglanowe fragmenty ramienionogów, krynoidów oraz drobne, rozproszone ziarna glaukonitu. Spoiwo jest przeważnie typu ilasto-węglanowego lub ilastego z małymi nieregularnymi skupieniami pirytu, a także lokalnie z większym nagromadzeniem blaszek łuszczyków. W piaszkowcach spoiwo stanowi ponad 15% objętości skały, co pozwala zakwalifikować je do wak kwarcowych (Trela, Szczepanik, 2009).

Występowanie. Litofacja mułowców piaszczystych i piaszkowców występuje w otworze Wilków 1 na głębokości 601,0–606,5 m (fig. 3, 20), gdzie tworzy formację z Zalesia hirnantu (Trela, 2006).

Interpretacja. Złe wysortowanie i masywny charakter osadu sugerują dość szybką i chaotyczną depozycję materiału osadowego oraz jego redepozycję, natomiast ślady laminacji poziomej wskazują na udział wód płynących w akumulacji osadu. Obecność dużych i dobrze obtoczonych ziaren kwarcu w masie mułowo-piaszczystej świadczy o inwersji teksturalnej i wymieszaniu osadów pochodzących z różnych środowisk. Epizody erozyjne są

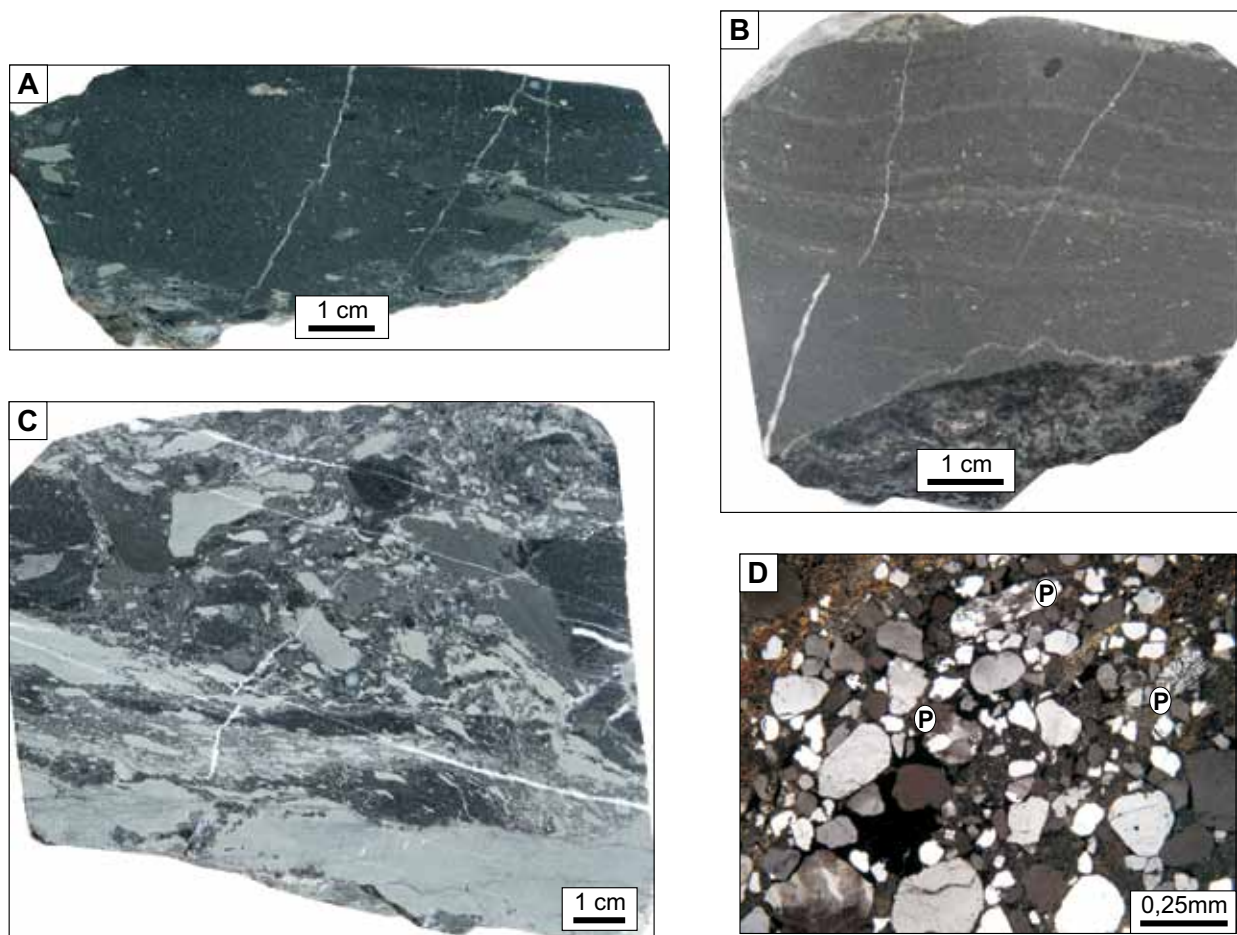


Fig. 23. Litofacja mułowców piaszczystych ordowiku z otworu Wilków 1; formacja z Zalesia

A. Mułowiec piaszczysty z klastami mułowców i iłowców, głęb. 604,2 m. **B.** Nieregularnie laminowany piaskowiec z rozproszonymi drobnymi klastami; głęb. 603,2 m. **C.** Brekcja złożona z fragmentów mułowców, iłowców marglistych i piaskowców wyrwanych z podłoża; głęb. 604,9 m. **D.** Obraz mikroskopowy słabo wysortowanego piaskowca przedstawionego na figurze 23B, zbudowanego z kwarcu monokrystalicznego, któremu towarzyszą ziarna polikrystaliczne (P). Nikole skrzyżowane.

Lithofacies of Ordovician sandy mudstones in the Wilków 1 borehole, the Zalesie Formation

A. Sandy madstone with mudstone and claystone rip-up clasts, depth 603.2 m. **B.** Irregular lamination in sandstone bed with tiny clasts, depth 603.2 m. **C.** Breccia consisting of mudstone, claystone and sandstone rip-up clasts, depth 604.9 m. **D.** Details of poorly sorted sandstone illustrated on Fig. 23B, composed of monocrystalline quartz accompanied by polycrystalline grains (P). XPL.

dokumentowane przez klasty mułowców i iłowców tkwiące w masie mułowej lub tworzące cienie nagromadzenia o charakterze brekcji. W przerwach między epizodami

wysokoenergetycznymi odbywała się powolna akumulacja materiału ilastego w warunkach niskiej energii wód środowiska sedymentacji.

Wiesław TRELA, Jan MALEC

SYLUR

W profilu syluru otworów Wilków 1 i Daromin IG 1 można wyróżnić trzy podstawowe litofacje:

- iłowców i łupków graptolitowych,
- heterolitów mułowcowo-piaskowcowo-iłowcowych,
- szarogłazową.

Litofacja iłowców i łupków graptolitowych

Litofację tę tworzą głównie iłowce i łupki szare oraz ciemnoszare, niekiedy także czarne, które miejscami są

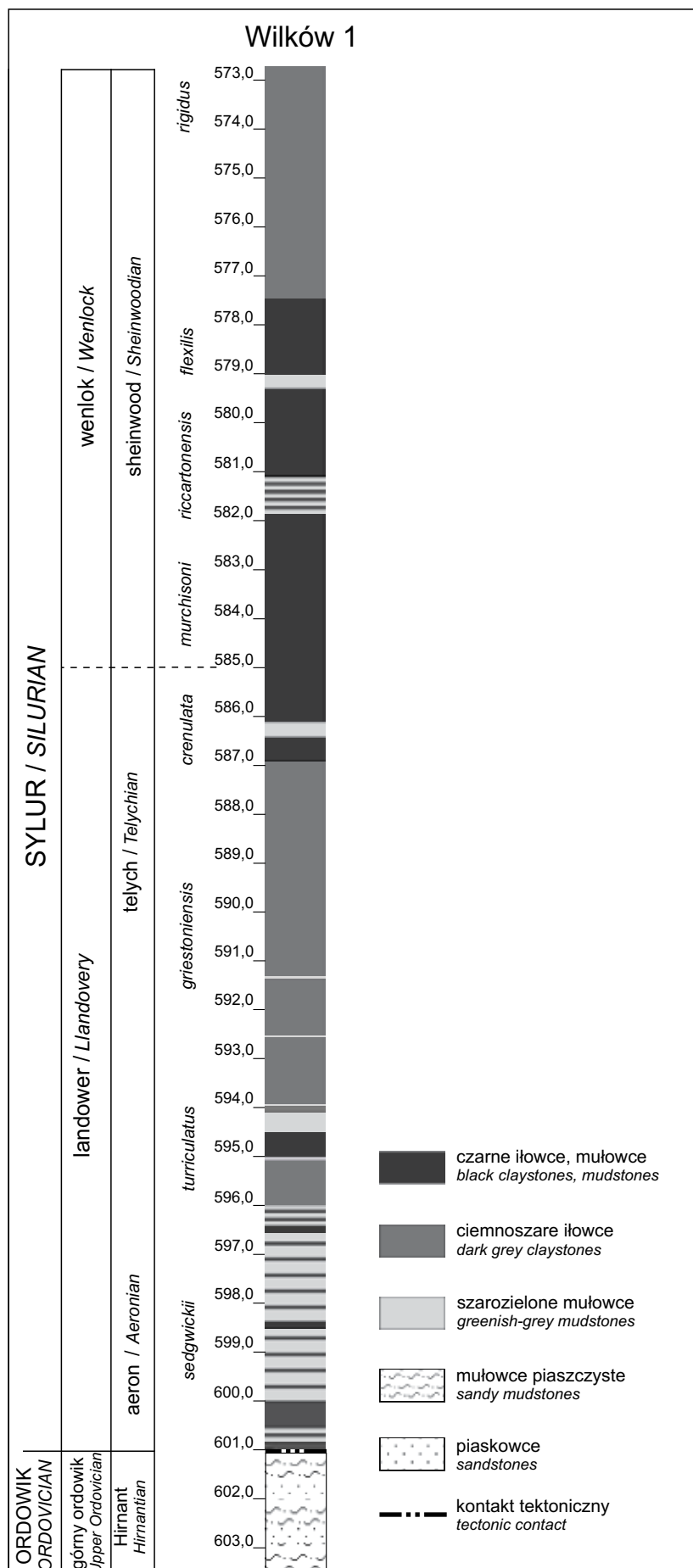


Fig. 24. Profil litologiczno-stratygraficzny iłowców landoweru i dolnego wenlocku w otworze Wilków 1

Lithology and stratigraphy of Llandovery and Lower Wenlock mudrock succession from the Wilków 1 borehole

przewarstwiane przez jasnoszare i zielonoszare mułowce ilaste (fig. 24).

Obecność fauny graptolitowej pozwala dość precyzyjnie określić pozycję stratygraficzną czarnych łupków. W dolnym sheinwoodzie tworzą gruby interwał o miąższości kilku metrów (poziomy graptolitowe *murchisoni-riccartonensis-flexilis*), natomiast w aeronie i telychu zarejestrowano cieńsze horyzonty o miąższości od kilku do kiludziesięciu cm (fig. 24). Łupki te wykazują mniej lub bardziej widoczną laminację poziomą podkreśloną przez naprzemienne powtarzające się ciemne i jasne laminy o grubości 1–3 mm (fig. 25 A, B). Ciemne laminy są wzbogacone w materię organiczną występującą w formie krótkich włókien, między którymi jest obecny pył kwarcowy i węglanowy, łyszczki oraz piryt występujący w formie framboidalnej. Miejscami piryt tworzy także niewielkie konkracje (fig. 25C) i nieciągłe laminy. Jasne laminy są zbudowane z mułowców ilastych zawierających rozproszony pył kwarcowy i węglanowy (fig. 25D). Na ogół są masywne, chociaż niektóre wykazują obecność subtelnego uziarnienia frakcyjnego i śladów bioturbacji (fig. 26A–C). W obrębie horyzontów czarnych iłowców zarejestrowano ponadto oznaki erozji osadu w postaci powierzchni erozyjnych, klastów mułowych wyrwanych z podłoża oraz nagromadzeń jasnych owalnych mikroklastów o średnicy ok. 0,5 mm tkwiących w ciemnym ilastym spoiwie (fig. 26C–E). W obrazie mikroskopowym można także dostrzec spłaszczone skorupki otwornic aglutynujących zbudowanych z kryptokrystalicznej krzemionki.

Szare i ciemnoszare iłowce i mułowce ilaste charakteryzują się obecnością delikatnych lamin i smug pyłu silikoklastycznego i węglanowego, a także soczewek riplemarkowych (fig. 26F). Miejscami zdarzają się interwały

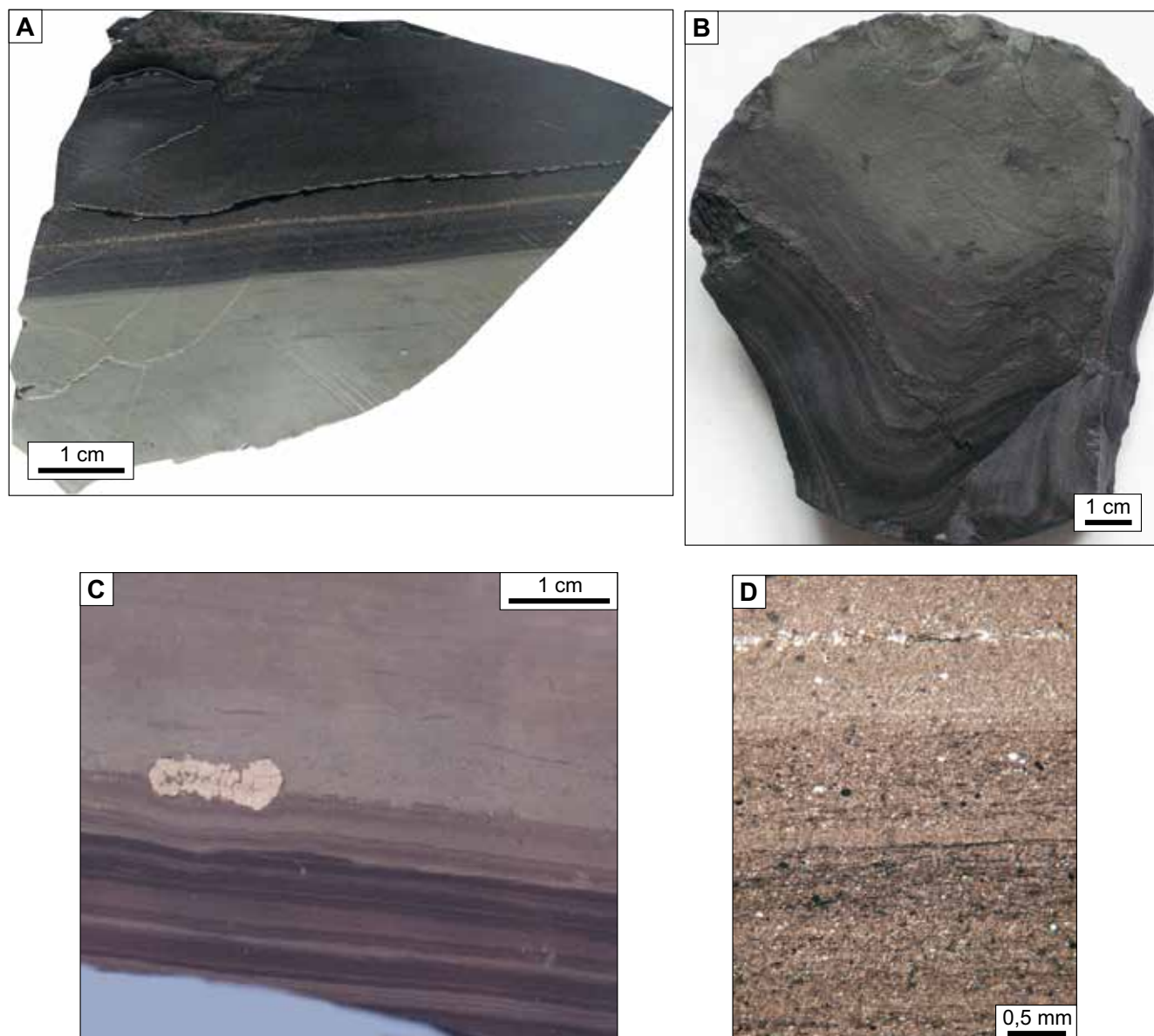


Fig. 25. Litofacja iłowców i łupków graptolitowych landoweru w otworze Wilków 1

A, B. Kontakt zielonoszarych, zbioturbowanych iłowców z ciemnymi łupkami laminowanymi poziomo; głęb. 599,1 m (A) i 598,2 m (B). **C.** Kontakt ciemnego iłowca poziomo laminowanego z szarzielonym słabo zbioturbowanym mułowcem, głęb. 596,5 m. Na granicy widoczna konkrekcja perytowa. **D.** Obraz mikroskopowy kontaktu między ciemnym iłowcem a szarzielonym mułowcem ilastym, w którym jest widoczna lamina pyłu kwarcowego.

Lithofacies of Llandovery graptolitic claystones and shales in the Wilków 1 borehole

A, B. Contact of greenish grey mudstone mudstones with dark laminated shales, depth 599.1 m (A) and 598.2 m (B). **C.** Contact of dark laminated claystone with discretely bioturbated mudstone, depth 596.5 m. Note small pyrite concretion in contact zone. **D.** Photomicrograph showing contact between dark claystone and greenish grey clayey mudstone showing subtle lamina of fine quartz silt.

pozbawione struktur sedimentacyjnych. Licznie jest reprezentowana fauna graptolitowa.

Przewarstwienia zielonoszarych mułowców ilastych są przeważnie masywne i tworzą warstwy o miąższości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, które lokalnie wykazują obecność bioturbacji odpowiedzialnych za homogenizację zapisu osadowego (fig. 25A, 26A, C). Miejs-

cami zachowały się ślady laminacji, małe riplemarki prądowe, struktury pograżowe, a także oznaki erozji w postaci drobnych wrywanych z podłoża klastów. Monotonie szarych i ciemnoszarych iłowców przerywają pojedyncze cienkie jasnoszare warstewki węglanowe o grubości do 1,5 cm, które są zbudowane z gęsto upakowanych kulistych agregatów węglanowych o średnicy

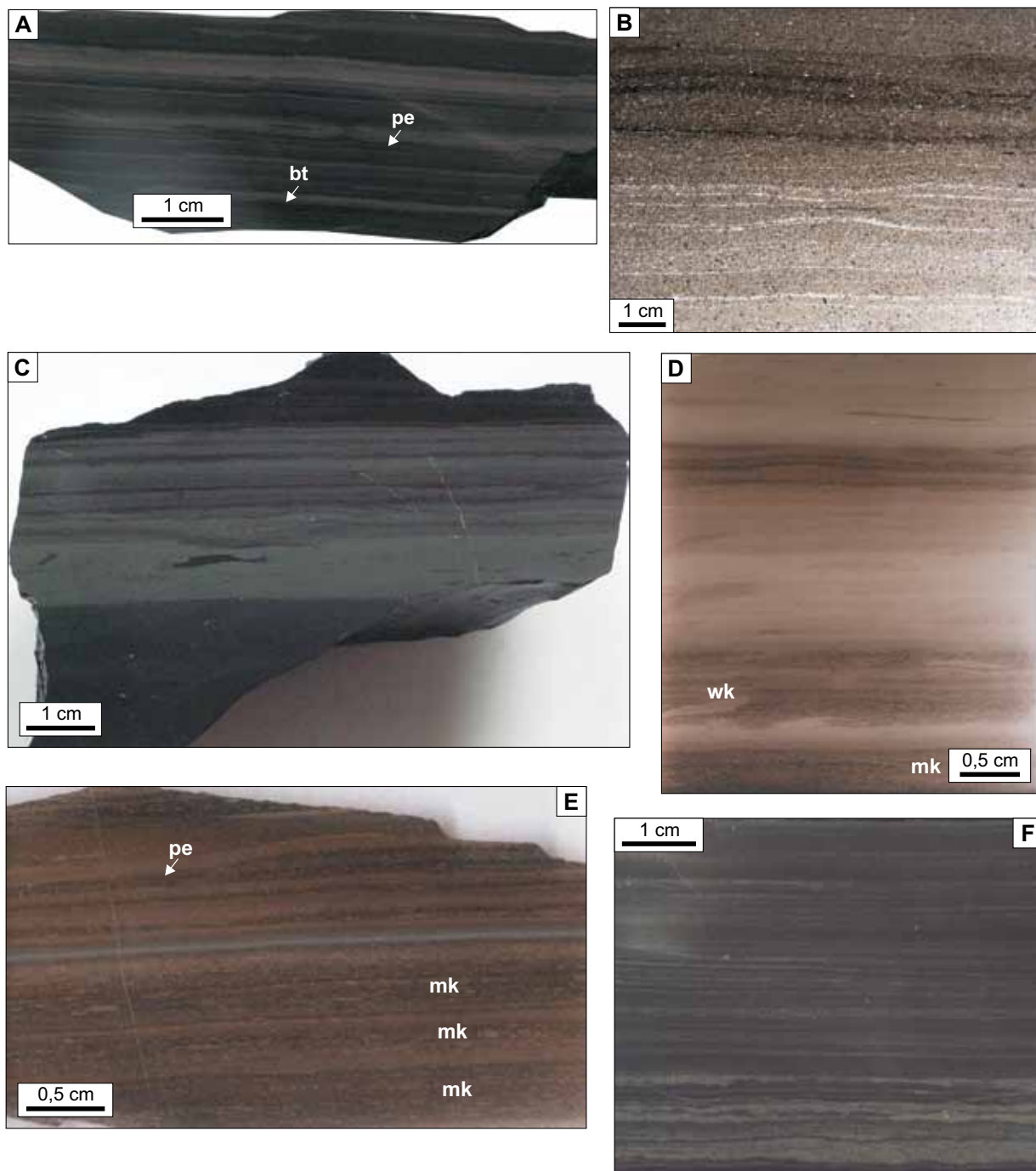


Fig. 26. Litofacja ilowców i lupków graptolitowych wenloku i ludlowu dolnego w otworze Wilków 1

A. Iłowiec laminowany poziomo z widoczną powierzchnią erozyjną (pe). W jasnych laminach mułowcowych można dostrzec subtelne ślady bioturbacji (bt), głęb. 585,0 m. **B.** Laminy pyłu kwarcowego na granicy między jasnym i ciemnym ilowcem, głęb. 588,2 m. Nikole równoległe. **C.** Cienka warstwa szarzielonego mułowca ilastego między warstwami ciemnych ilowców, głęb. 581,4 m. Widoczne oznaki subtelnej bioturbacji osadu. **D.** Mułowiec ilasty z wyrwanymi klastami ilowców (wk) oraz nagromadzeniem drobnych mikroklastów (mk) w dolnej części, głęb. 581,6 m. **E.** Ciemny ilowiec poziomo laminowany z cienką laminą bentonitową w części środkowej. Widoczna powierzchnia erozyjna (pe), a w części dolnej nagromadzenia mikroklastów ilowych (mk). **F.** Laminy i drobne soczewki riplemarkowe złożone z pyłu kwarcowego z niewielkimi pogrążami w partiach spągowych, głęb. 468,9 m.

Lithofacies of Wenlock and Lower Ludlow graptolitic claystone and shales in the Wilków 1 borehole

A. Laminated dark claystone with erosional surface (pe). Note discrete bioturbation in light laminae (bt), depth 585.0 m m. PPL. **B.** Laminae of fine quartz silt in the boundary zone between light and dark claystones, depth 588.2 m. **C.** Thin bed of greenish grey clayey mudstone between dark claystone beds with discrete bioturbation, depth 581.4 m. **D.** Clayey mudstone with claystone rip-up clasts (wk) and tiny mudstone clasts of submillimeter size (mk) in the lower part, depth 581.6 m. **E.** Dark laminated claystone with bentonite lamina. Note erosional surface (pe) in the upper part and submillimeter mudstone clasts (mk). **F.** Laminae and tiny ripple lenses consisting of quartz silt with subtle load-casted bases, depth 468.9 m.

0,5–0,8 mm, będących prawdopodobnie pseudomorfozami po krzemionkowych szkieletach radiolarii. Sporadycznie zarejestrowano cienkie warstewki bentonitów o grubości poniżej 1 cm.

Występowanie. Litofacja iłowców i łupków graptolitytowych występuje w otworze Wilków 1 na głębokości 417,0–601,0 m (fig. 3), a w otworze Daromin IG 1 w interwale 145,6–196,0 m (fig. 4). W regionie łysogórskim należą one do łupków ciekockich i wilkowskich (Tomczykowa, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969), które w badanych otworach obejmują interwał stratygraficzny od landoweru górnego (aeronu górnego) do ludłowu dolnego (gorst).

Interpretacja. Cechy sedimentologiczne opisywanej facji pozwalają sądzić, że jej depozycja odbywała się przy dominującym udziale swobodnego opadania najdrobniejszego materiału z zawiesiny, któremu towarzyszyło oddziaływanie słabych prądów trakcyjnych o genezie sztormowej (por. O'Brien, 1996). Krótkie epizody sztormowe były odpowiedzialne za dostawę drobnego materiału silikoklastycznego (pył kwarcowy) oraz erozję i akumulację mikroklastów mułowych, tworzących nagromadzenia w obrębie czarnych łupków (por. Schieber i in., 2010). Przerwy w dostawie materiału klastycznego sprzyjały koncentracji materii organicznej w postaci czarnych i ciemnoszarych iłowców/ łupków oraz umożliwiały rozwój cienkich mat mikrobialnych.

Litofacja heterolitów mułowcowo-piaskowcowo-iłowcowych

Litofację tę tworzą naprzemianległe mułowce i iłowce z przewarstwieniami piaskowców o miąższości 5–20 cm (sporadycznie 30 cm). Mułowce i iłowce wykazują obecność subtelnej laminacji poziomej, a w niektórych warstwach mułowcowych udokumentowano słabo zaznaczające się uziarnienie frakcjonalne. Piaskowce są na ogół laminowane poziomo, chociaż zdarzają się także warstwy z laminacją przekątną w małej skali. Są złożone z dobrze wysortowanych, nieobtoczonych lub słabo obtoczonych ziaren kwarcu o średnicy 0,08–0,15 mm (maks. 0,28 mm), które tworzą ponad połowę objętości skały. Pozostałą część stanowi spoiwo ilasto-mułowcowe z udziałem materiału węglanowego, a także mniej liczne łuszczyki i minerały ciężkie.

Występowanie. Litofacja heterolitów mułowcowo-piaskowcowo-iłowcowych tworzy wspólnie z piaskowcami szarogłazowymi wartwy wydrysowskie, należące do ludłowu górnego. W otworze Wilków 1 występuje na głębokości 6,0–417,0 m (fig. 3), a w otworze Daromin IG 1 na głębokości 39,1–141,2 m (fig. 4).

Interpretacja. Wykształcenie litologiczne i cechy sedimentologiczne tej facji wskazują na depozycję z zawiesiny najdrobniejszego materiału terygenicznego (mułowego) na przemian z sedimentacją grubszego osadu

przez prądy trakcyjne. Zdaniem Malca (2006) litofacja ta została zdeponowana w głębokowodnym środowisku przy udziale prądów zawieszinowych o różnej gęstości. Biorąc jednak pod uwagę zestaw struktur sedimentacyjnych i ogólny charakter litologiczny tej litofacji, można sądzić o jej związku ze strefą głębokiego szelfu.

Litofacja szarogłazowa (piaskowcowo-mułowcowa)

Litofację tę tworzą piaskowce i mułowce szarogłazowe, które charakteryzują się obecnością licznych struktur sedimentacyjnych: uziarnienia frakcjonalnego, laminacji poziomej, warstwowania przekątnego i konwolutnego (fig. 27A–D). Miąższość warstw piaskowców i mułowców zmienia się od kilku do 30 cm. Dolna granica ławic szarogłazowych ma charakter erozyjny, a w obrębie partii uziarnionych frakcjonalnie są obecne litoklasty iłowców i mułowców o długości 2–6, a nawet 15 cm. Na spągowych powierzchniach ławic piaskowcowych, często są spotykane odlewy hieroglifów prądowych w postaci podłużnych rowków erozyjnych lub odlewy hieroglifów uderzeniowych. Te ostatnie zostały utworzone także przy udziale widocznych trochitów liliowców. Lokalnie w obrębie tej litofacji występują cienkie przewarstwienia szarobrunatnych margli i wapieni marglistych, w których niekiedy są obecne nagromadzenia bioklastów (krynoidów i ramienionogów).

Piaskowce reprezentują słabo wysortowane, średnioziarniste szarogłazy arkozowo-lityczne z okruchami skał magmowych typu granitoidów i trachitów, skał osadowych (łupki ilaste, łupki kwarcowe) oraz ziaren skaleni, kwarcu, łuszczyków i minerałów ciężkich (fig. 27E, F). Większe okruchy i ziarna są dobrze i bardzo dobrze obtoczone, mniejsze – słabo obtoczone lub nieobtoczone. Przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi około 0,2 mm, największe osiągają 0,8–1,0 mm. Spoiwo szarogłazów jest ilasto-żelaziste, częściowo węglanowe. W ich obrębie obserwuje się różny stopień kalcytyzacji ziaren skaleni.

Występowanie. Litofacja szarogłazowa tworzy grube kompleksy w obrębie warstw wydrysowskich ludłowu górnego. W otworze Wilków 1 występuje na głębokościach: 87,7–109,0; 136,5–175,5; 183,9–272,2; 343,8–363,7 i 383,3–417,0 m (fig. 3), a w otworze Daromin IG 1 – na głębokości 141,2–142,5 m (fig. 4).

Interpretacja. Ławice piaskowcowo-mułowcowe wykazują struktury sedimentacyjne charakterystyczne dla osadów zdeponowanych przy udziale prądów zawieszinowych o różnej gęstości (Malec, 2000, 2006). Genezę fliszopodobną omawianej facji potwierdzają hieroglify prądowe i mechaniczne występujące na dolnej powierzchni ławic. Zdaniem Malca (2006) kompleks szarogłazowy reprezentuje środowisko głębokowodnych podmorskich stożków.

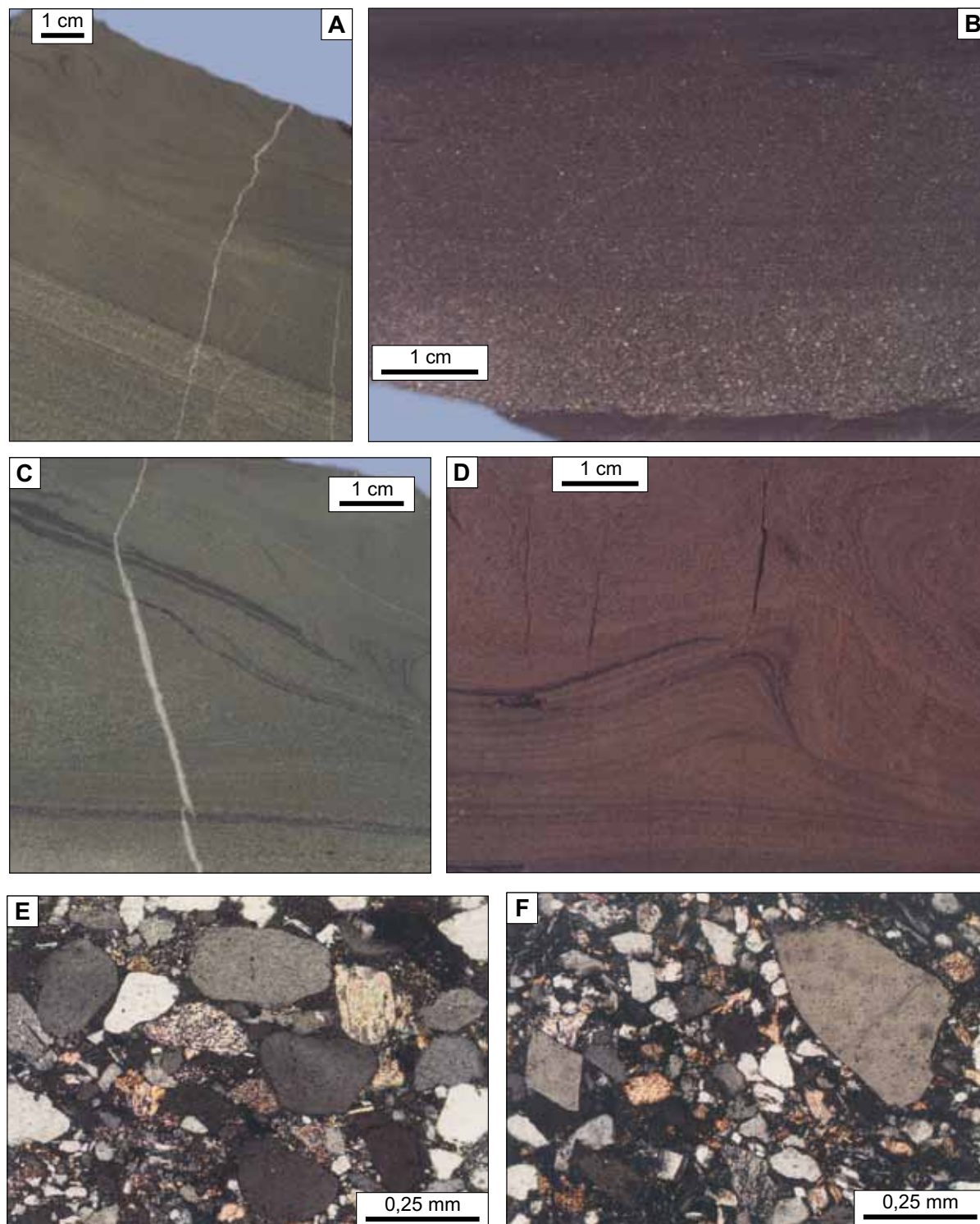


Fig. 27. Litofacja szarogłazowa ludlowu górnego w otworze Wilków 1

A. Warstwa piaskowca szarogłazowego, średnioziarnistego z laminacją poziomą w spągu i konwolutną w stropie, głęb. 398,7 m. **B.** Cienkoławicowy piaskowiec szarogłazowy średnio/ drobnoziarnisty z uziarnieniem frakcyjnym, głęb. 27,4 m. **C, D.** Laminacja pozioma (spąg) i konwolutna (strop) w piaskowcach szarogłazowych, głęb. 232,4 (C) i 108,5 m (D). **E, F.** Obraz mikroskopowy piaskowców szarogłazowych (szarogłazy lityczno-arkozowe), głęb. 399,2 (E) i 234,0 m (F).

Lithofacies of Upper Ludlow graywackes in the Wilków 1 borehole

A. Bed of graywacke sandstone with horizontal lamination at base and convolute lamination at top, depth 398.7 m. **B.** Thin bedded graywacke sandstone showing normal grading, depth 27.4 m. **C, D.** Horizontal lamination (base) and convolute lamination (top) in graywacke sandstone, depth 232.4 (C) and 108.5 m (D). **E, F.** Photomicrograph of graywacke sandstones, depth 399.2 (E) and 234.0 m (F).

Wiesław TRELA

EWOLUCJA ŚRODOWISK DEPOZYCYJNYCH ORDOWIKU I SYLURU W OTWORACH WILKÓW 1 I DAROMIN IG 1

Zapis sedymentacyjny i dane stratygraficzne ordowiku w otworach Wilków 1 i Daromin IG 1 umożliwiają rekonstrukcję ewolucji środowisk depozycyjnych w późno-ordwickim basenie łysogórskim i ich korelację ze zmianami klimatyczno-eustatycznymi wczesnego paleozoiku. Cienki horyzont węglanowo-fosforytowy w śpągu sukcesji ordowickiej otworu Daromin IG 1 (fig. 20) wyznacza początek transgresji zainicjowanej pod koniec darriwilu oraz związane z nią znaczne ograniczenie dostawy materiału osadowego, a nawet jego chwilowe zatrzymanie. Transgresja ta pozostawiła w centralnej i wschodniej części regionu łysogórskiego oznaki kondensacji stratygraficznej i wczesnodiaogenetycznej fosfatytacji zapisane w formacji z Bukowian i śledzone w skali ponadregionalnej (Trela, 2009). Z fazą maksymalnego zalewu można łączyć ciemnoszare i czarne iłowce sandbu dolnego formacji z Jeleniowa (fig. 20), będące zapisem deficytu tlenowego w basenie łysogórskim (Trela, 2007; Zhang i in., 2011). Warunki te były jednak przerywane przez krótkie epizody wzrostu natlenienia umożliwiające ekspansję infauny (meiofauny) i otwornic bentonicznych. W późnym sandbie nastąpił krótkotrwały wzrost natlenienia przydennej strefy kolumny wody (w poziomie *foliaceus*) zapisany przez względnie cienki interwał zbioturbowanych mułowców ilastych (Trela, 2007), który wydaje się być zbieżny w czasie z niskim stanem morza zarejestrowanym na Bałtyce (Vollen Lowstand, zob. Nielsen, 2004). Ponowny powrót deficytu tlenowego i depozycja czarnych iłowców w późnym sandbie i wczesnym kacie zapisana w wyższej części formacji z Jeleniowa (Trela, 2007; Zhang i in., 2011) może być korelowana z epizodem transgresywnym Nakkholmen w poziomie *clingani* (Nielsen, 2004).

Zasadnicza zmiana natlenienia kolumny wody w basenie łysogórskim nastąpiła w połowie piętra kat, o czym świadczy raptowne pojawienie się w profilu szarych i zielonoszarych iłowców i mułowców formacji z Wólki, początkowo intensywnie zbioturbowanych (z małymi odmianami ichnotaksonów *Chondrites*, *Teichichnus*, *Planolites* i *Palaeophycus*), a wyżej masywnych (Trela, 2006) – fig. 20. Są one zapisem długotrwałego wzrostu natlenienia basenu łysogórskiego (Trela, 2007), które było zbieżne w czasie ze wzmożoną cyrkulacją termohalinową (Armstrong, Coe, 1997), generowaną przez stopniowo ochładzający się klimat późnego ordowiku (Pope, Read, 1998; Trotter i in., 2008). Litofacja zbioturbowanych wapieni w stropie formacji z Wólki, występująca w otworze Daromin IG 1 (fig. 20), dokumentuje moment zatrzymania dostawy materiału klastycznego do basenu łysogórskiego i zdaje się być zapisem kondensacji stratygraficznej związanej z kolejną fazą maksymalnego zalewu, która miała miejsce pod koniec piętra kat. Pozycja

stratygraficzna tego horyzontu węglanowego wydaje się być zbieżna w czasie ze zdarzeniem Boda, które zdaniem Forteya i Cocksa (2005) jest związane z ociepleniem klimatu ordowickiego, a według Cherns i Wheeley (2007) z ochłodzeniem i wzmożoną cyrkulacją oceaniczną sprzyjającą aktywizacji prądów wstępujących i rozwojowi węglanów chłodnowodnych oraz kopców mułowych w strefie dystalnego szelfu.

Finalna faza regresji światowej w hirnancie, związana z maksymalnym zasięgiem lądolodu na Gondwanie (Brenchley, 2004), pozostawiła w regionie łysogórskim litofację mułowców piaszczystych z cienkimi wkładkami wak kwarcowych i brekcji, tworzącą formację z Zalesia (Trela, 2007) – fig. 20. Osady te były deponowane prawdopodobnie w strefie przejściowej między piaskami brzeżnej części zbiornika a mułami szelfu, gdzie materiał terygeniczny mógł być dostarczany przez piaszczystą deltę stożkową (Trela, Szczepanik, 2009). Rozpatrując genezę tych osadów, nie można wykluczyć ich związku z pływającymi górami lodowymi docierającymi z Gondwany w rejon 30° półkuli południowej (inf. ustna M. Paszkowski). Taką interpretację dla równowiekowych utworów na kratonie wschodnioeuropejskim zaproponował Modliński (1982), a ostatnio także Porębski i in. (2013). Różnoziarnisty materiał wytapiany z kier lodowych mógł być następnie przemieszczany przez słabe prądy dennie wraz z osadem lokalnym. W tym kontekście warto zwrócić uwagę na skład zespołu mikroflory akritarchowej formacji z Zalesia w Górach Świętokrzyskich, w którym udokumentowano obecność taksonu *Frankea*, znanego z osadów ordowiku środkowego perygondwańskiej paleoprowincji akritarchowej (Trela, Szczepanik, 2009). Zdaniem cytowanych autorów źródłem tych egzotycznych dla regionu świętokrzyskiego palinomorf wydają się być skały ordowiku środkowego perygondwańskiego terranu Awalon, erodowane i redeponowane ze strefy kolizji z Baltiką. Alternatywą dla tej interpretacji może być transport środkowoordowickiej mikroflory gondwańskiej przez góry lodowe, które podczas erodowania płytszych stref szelfu, wrywały także lokalny materiał, co tłumaczy obecność taksonów typowych dla furongu i tremadoku w hirnancich osadach formacji z Zalesia (Trela, Szczepanik, 2009).

Sylur w otworach Wilków 1 i Daromin IG 1 wykazuje typową dla regionu świętokrzyskiego progradującą fację, będącą następstwem wzmożonej dostawy grubszego materiału klastycznego ze strefy orogenu kaledońskiego w późnym ludlowie (Kozłowski i in., 2004, 2014). W zapisie facjalnym landoweru, wenloku i ludlowu dolnego dominują iłowce i łupki graptolitowe, które wykazują różnicowanie cech litologicznych i sedymentologicznych

odzwierciedlające zmienne warunki ich depozycji i poziomu natlenienia kolumny wody. Niewiele można powiedzieć o wczesnolandowskim etapie ewolucji basenu łysogórskiego na podstawie badanych otworów z powodu kontaktu tektonicznego łupków aeronu górnego z mułowcami piaszczystymi hirnantu w otworze Wilków 1 oraz znacznej luki stratygraficznej w otworze Daromin IG 1 obejmującej hirnant i cały landower (Deczkowski, Tomczyk, 1969; Tomczykowa, Tomczyk, 2000). Etap ten został udokumentowany w centralnej części regionu łysogórskiego, gdzie typowe czarne łupki rudanu (poziomów: *acuminatus*, *vesiculosus* i *cyphus*) spoczywają w ciągłości sedimentacyjnej na mułowcach piaszczystych hirnantu (Czarnocki, 1950; Tomczyk, 1962; Trela, Szczepanik, 2009).

Istotną rolę przy rekonstrukcji sylurskiej ewolucji basenu łysogórskiego odgrywają czarne iłowce i łupki graptolitowe, które są ważnymi horyzontami korelacyjnymi o znaczeniu lokalnym i ponadregionalnym sygnalizującymi zasadniczą zmianę warunków klimatyczno-eustatycznych. W stratygrafii sekwencji zajmują one położenie w późnej fazie transgresyjnego ciągu systemowego, a nawet w początkowym etapie ciągu wysokostanowego (Wignall, Maynard, 1993). W otworze Wilków 1 gruby interwał czarnych łupków występuje w sheinwoodzie dolnym (poziomy graptolitów *murchisoni*–*riccartonensis*–*flexilis*), natomiast cieńsze horyzonty zarejestrowano w aeronie i telychu (fig. 24). Sygnalizują one okresy zwiększonej koncentracji materii organicznej w warunkach znacznego wzrostu pojemności akomodacyjnej i ograniczonej dostawy materiału klastycznego. Na ogół są wskaźnikiem deficytu tlenowego w przydennej strefie kolumny wody, rozwijającego się przy udziale zwiększonej pierwotnej produktywności w wodach powierzchniowych. Jednak zapis sedimentacyjny czarnych łupków aeronu i sheinwoodu z Wilkowa wskazuje, że warunki te były przerywane przez krótkie epizody sztormowe odpowiedzialne za depozycję lamin mułowcowych i pyłowych soczewek riplemarkowych oraz erozję częściowo skonsolidowanego osadu. Słabe prądy trakcyjne o genezie sztormowej odgrywają ważną rolę w wentylacji i natlenieniu przydennej, anoksycznej strefy kolumny wody (Schieber, 1994). Chwilowy wzrost natlenienia sprzyjał bioturbacji osadu i kolonizacji podłoża przez bentoniczne otwornice aglutynujące. Interwały szarych oraz szarozielonych iłowców i mułowców ilastych rozdzielające horyzonty czarnych łupków rejestrują natomiast okresy dłuższego wzrostu natlenienia przydennej kolumny wody, co znajduje swoje potwierdzenie w zapisie sedimentacyjnym (bioturbacja osadu) aeronu i telychu Wilkowa. Naprzemienne horyzonty czarnych łupków i szarozielonych mułowców w sylurze Walii i Szkocji są zdaniem Page'a i in. (2007) zapisem kopalnym zmian klimatycznych i eustatycznych uwarunkowanych aktywnością lądolodu gondwańskiego (Diaz-Martinez, Grahn, 2007; Lehnart i in., 2010), które znajdują swoje odzwierciedlenie na sylurskiej krzywej zmian poziomu morza (Loydell, 1998). Czarne łupki, z którymi jest związana największa koncentracja materii organicznej, odpowiadają w modelu Page'a i współautorów postglacjalnym pulsom transgresywnym, natomiast szaro-

zielone mułowce rejestrują wzmożoną wymianę oraz wentylację wód przy niskim stanie poziomu morza w okresach glacialnych. Zmienność zapisu sedimentacyjnego łupków i iłowców landoweru górnego i wenloku dolnego w otworach Wilków 1 i Daromin IG 1 pozwala przypuszczać, że klimatycznie uwarunkowany czynnik eustatyczny może mieć zastosowanie w interpretacji zapisu sedimentacyjnego syluru dolnego w regionie łysogórskim. Obecność fauny graptolitowej umożliwiła precyzyjne datowanie poziomów czarnych iłowców wenloku dolnego, które można korelować z trzema pulsami transgresywnymi – z wczesnej doby *murchisoni*, późnej doby *riccartonensis* oraz doby *fixilis* (Loydell, 1998; Loydell, Frýda, 2007) – rozdzielonymi epizodami niskiego stanu morza, udokumentowanymi przez zielonoszare mułowce ilaste (fig. 24). Na uwagę zasługują także cienkie przewarstwienia ciemnoszarych, niekiedy czarnych iłowców w zielonoszarych iłowcach poziomu *sedwickii* aeronu górnego (fig. 24). Ich obecność w tym interwale, charakteryzującym się niskim poziomem morza (Loydell, 1998; Page i in., 2007), można wytłumaczyć okresową stratyfikacją kolumny wody w następstwie sezonowego wzrostu pierwotnej produktywności w wodach powierzchniowych (zob. Tyson, Pearson, 1991).

W późnym wenloku i wczesnym ludlowie warunki depozycji w basenie łysogórskim uległy ujednoliceniu. Dominowała wówczas depozycja mułu z zawiesiny, przerywana przez słabe prądy trakcyjne o genezie sztormowej, które w zapisie osadowym pozostawiły laminy pyłu silikoklastycznego i węglanowego w szarych poziomo laminowanych iłowcach. Liczba i miąższość przewarstwień pyłowcowych wzrasta w wyższej części ludlowu dolnego.

Rekonstrukcja architektury depozycyjnej łupków syluru łysogórskiego powinna uwzględniać jego rozwój w basenie przedgórskim rozwiniętym na fleksualnie ugiętej SW krawędzi Baltiki (Narkiewicz, 2002). W tym kontekście sukcesja sylurska z północnej części Gór Świętokrzyskich wykazuje wiele analogii z modelem depozycji opracowanym dla basenów przedgórskich orogenu takonńskiego i akadyjskiego (Eoff, 2012), ostatnio diskutowanym także w odniesieniu do syluru platformy wschodnioeuropejskiej (Porębski i in., 2013). W modelu tym koncentracja materii organicznej i depozycja czarnych łupków w „wygłodzonym” basenie jest zbieżna z fazą maksymalnej subsydencji, chociaż pojawiły się także interpretacje wskazujące na ich powstanie w strefie płytszego szelfu (zob. przegląd poglądów w: Porębski i in., 2013).

W połowie piętra ludlow nastąpił wzrost dostawy gruboziarnistego osadu do basenu łysogórskiego przy udziale prądów turbidytowych (Malec, 2006), reprezentowanych w otworach Wilków 1 i Daromin IG 1 przez fację szarogłazów i heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych. W składzie szarogłazów obok ziaren kwarcu i skałeni udokumentowano okruchy skał magmowych, głównie wylewnych, ale także głębinowych (Kozłowski i in., 2004; Malec, 2006). Materiał klastyczny pochodził ze strefy szwu między kontynentem a łukiem wysp wulkanicznych położonym na południowy zachód i zachód od regionu świętokrzyskiego (Kozłowski i in., 2014). Sukcesja szarogłazowa

warstw wydryszkowskich stanowi wypełnienie dystalnej części kaledońskiego basenu przedpola Bałtyki, zwieńczone w przydołu rozwojem płytkowodnych facji węglanowych (Kozłowski, 2003). Analiza subsydencji wskazuje na wyraźny wzrost pogrążania basenu łyso-

górskiego w późnym ludlowie i przydołu (Narkiewicz, 2002), co przy dużym tempie dostawy materiału klastycznego zaowocowało depozycją około 1500 m sukcesji osadowej (Kozłowski, 2008).