

Joanna DADLEZ, Ryszard DADLEZ

Facje neokomu między Mogilnem a Kołem

Wyróżniono 8 głównych litofacji i 5 subfacji skał klastycznych, ułożonych przeważnie w cykle odwrócone. Sekwencję tę zinterpretowano jako wynik kilkakrotnej progradacji przybrzeża płytszego na głębsze w zbiorniku bezpływowym, z możliwością występowania pływów w wyższej części profilu. Wyraźniejsze transgresje występują w późnym riazaniu i wczesnym apcie. Zwrócono uwagę na niejednoznaczności podziału litostratygraficznego w tego typu sekwencjach.

WSTĘP

Przedmiotem artykułu są profile niższej dolnej kredy w otworach wiertniczych Dobrów IGH 1, Wilczyn IGH 1, Ślesin IGH 1 i Wrząca Wielka IGH 1 (fig. 1). Za profil odniesienia posłużył otwór Dobrów IGH 1 w pełni rdzeniowany na całej długości i z bardzo dobrym uzyskiem rdzenia. Korelację geofizyczną profilów i ich stratyografię podano na fig. 2. Uwagi na ten temat zamieszczone będą na końcu artykułu.

Profil kredy dolnej jest niemal wyłącznie piaskowcowo-ilasty. Zupełnie podrzędną rolę grają skały żelaziste: getytowe, szamozytowe i syderytowe. Wyróżnienia zasadniczych typów skał dokonano w piaskowcach na podstawie wielkości ziarna, a w bardzo pospolitych skałach mieszanych, piaskowcowo-ilastych – na podstawie półilościowych proporcji między składnikami piaszczystymi i ilastymi. Zastosowano przy tym podział uproszczony na skały o przewadze piasku (heterolity piaszczyste), względnej równowadze obu składników (heterolity równoskładnikowe) i przewadze ilu (heterolity ilaste). Termin heterolit przyjęto dla tych skał z literatury anglojęzycznej. Polski odpowiednik przekładaniec daje się stosować – zgodnie z potocznym rozumieniem jego znaczenia – raczej dla skał o widocznym warstwowaniu, podczas gdy ogólniejszy termin heterolit jest dogodny także dla osadów o warstwowaniu silnie zaburzonym lub całkiem zniszczonym przez procesy bioturbacyjne. Ta odmiana, powszechna w badanych profilach, bywała na ogół określana w polskich pracach jako mułowiec lub piaskowiec mułowcowy mierzwisty. W odmianach niezaburzonych heterolity piaszczyste charakteryzują się przeważnie

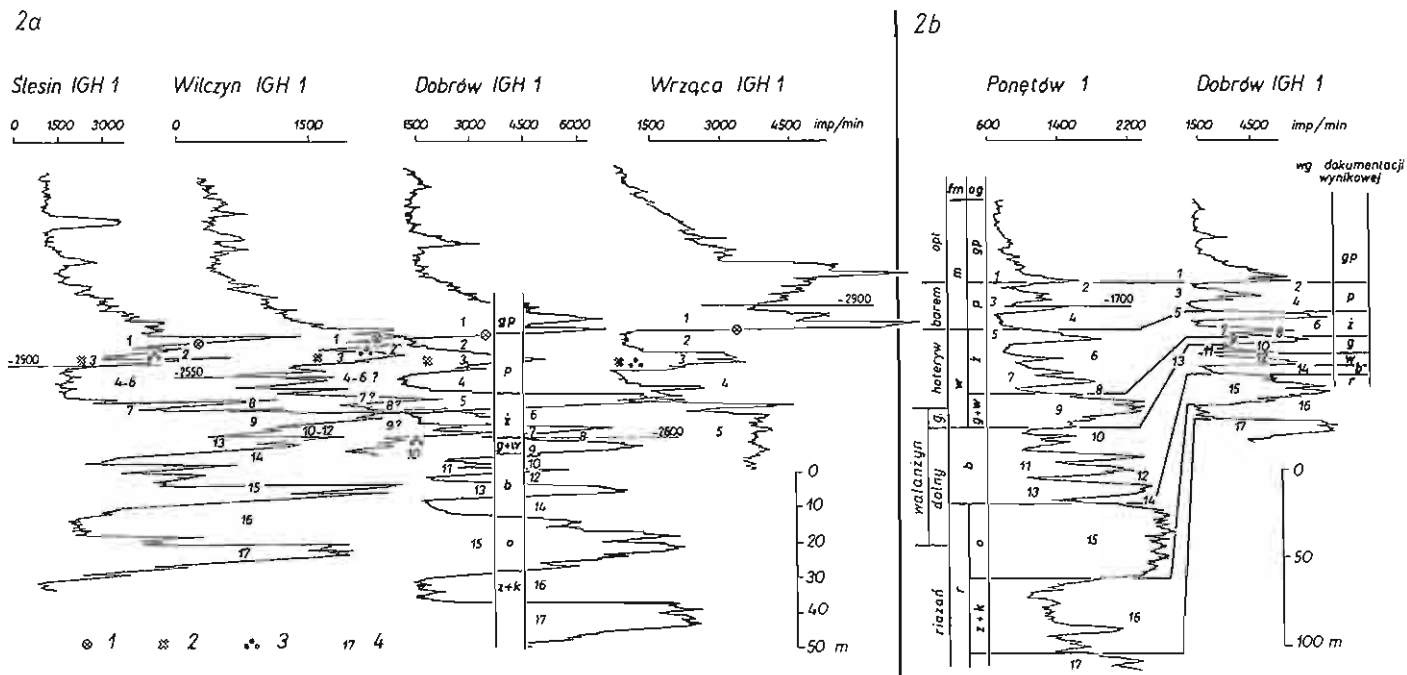


Fig. 2. Korelacja profili geofizycznych (promieniowania naturalnego PG) dolnej kredy
Correlation of the lowermost Cretaceous geophysical logs (gamma ray)

Litologiczne poziomy korelacyjne: 1 – spąg heterolitów facji D1; 2 – heterolity facji C1; 3 – piaskowce facji A1; 4 – symbole pakietów litologicznych jak na fig. 3–6; fm – formacja: m – mogileńska, w – wrocławska, b – bodzanowska, r – rogoźniańska; og – ogniwo: gp – goplańskie, p – pagórczańskie, ż – żychlińskie, g – gniewkowskie, w – wierzchosławickie, o – Opoczek, z – zakrzewskie, k – kajetanowskie

Lithologic markers: 1 – base of the facies D1 heteroliths, 2 – facies C1 heteroliths, 3 – facies A1 sandstones; 4 – numbers of lithostratigraphic units, as in Figs. 3–6; fm – Formation: m – Mogilno, w – Wrocławek, b – Bodzanów, r – Rogoźno; og – Member: gp – Gopto, p – Pagórki, ż – Żychlin, g – Gniewkowo, w – Wierzchosławice, o – Opoczki, z – Zakrzew, k – Kajetanów

teru kontaktów, gdy nie są one zachowane w jednym kawałku rdzenia. Nakłada to duże ograniczenia na swobodę wnioskowania.

Autorzy dziękują pracownikom Zakładu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Instytutu Geologicznego oraz prof. drowi hab. S. Markowi za udostępnienie materiałów, drowi G. Pieńkowskiemu – za dyskusję niektórych problemów interpretacyjnych, wreszcie J. Turczynowiczowi – za wykreślenie rysunków, a J. Modrzejewskiej i R. Ufnal – za pomoc w przygotowaniu fotografii.

OPIS FACJI

FACJA A i A1

Piaskowce tych facji występują wyłącznie w górnych częściach profilów, w dwóch poziomach w obrębie pakietów skalnych 2, 3 i 10 (fig. 3–6). Żelazista facja A1 jest najlepiej rozwinięta w Wilczynie (fig. 5). W pozostałych profilach górny poziom jest wykształcony w nieżelazistej facji A, przy czym w Dobrowie (fig. 4) w formie szczątkowej.

F a c j a A są to piaskowce szare, szarozółte i szarobrazowe, różnoziarniste, niekiedy z przewagą ziarn grubych, kiedy indziej średnich, na ogół jednak źle wysortowane, bez wyraźnej dominacji jakiegś frakcji. Czasem obserwuje się bimodalność składu, gdy najczęstsze ziarna skupiają się w dwóch frakcjach: drobnej i grubej. Największe ziarna kwarcu sięgają frakcji psefitowej, dochodząc do 5 mm średnicy. Ziarna kwarcu są na ogół półobtoczone. Z rzadka są one ciasniej upakowane i lepiej wysegregowane, przeważnie spaja je obfita i nierównomiernie rozłożona ilasta masa wypełniająca; są to zatem częściej waki niż arenity kwarcowe. Tekstura skały jest bądź bezładna (tabl. I, fig. 8), bądź też występuje regularne warstwowanie równoległe (tabl. I, fig. 9). Sporadycznie spotyka się w skale szczątki roślin i bardzo zniszczone fragmenty skorup fauny.

F a c j a A1. Ogólny pokrój skał, ich dojrzałość, stopień wysortowania materiału klastycznego, typ uławicenia i zawartość szczątków organicznych są tu podobne jak w facji A. Odmiana A1 różni się od poprzedniej występowaniem minerałów żelazistych, zarówno w materiale ziarnowym, jak i w masie wypełniającej oraz spoiwie. W materiale ziarnowym pojawiają się oolity szamozytowe i getytowe, w tym także powierzchniowe (powłoki getytowe na ziarnach kwarcu). W masie wypełniającej obok materiału ilastego występuje szamozyt, getyt rzadziej syderyt, ankeryt i kalcyt impregnowany wodorotlenkami żelaza. Skała przybiera barwy brunatne, żółto-brązowe, zielonawe i czerwone.

Między obydwoma odmianami obserwuje się niekiedy przejścia ciągłe w pionie w obrębie jednej warstwy, częstsze są jednak warstwy jednolite, należące do jednej bądź drugiej odmiany. Oprócz warstw grubych, dochodzących do 3,5 m miąższości, notowane są także cieńsze warstewki tego typu skał, rzędu 1 cm miąższości i mniej (tabl. I, fig. 10), jak również izolowane skupienia ziarn grubszych lub nawet pojedyncze ziarna w skałach sąsiadujących. Uziarnienie we wszystkich tych typach wystąpień jest zawsze ostro skonstrastowane w stosunku do otoczenia. Granice warstw, zarówno dolne, jak i górne, są zawsze ostre, równe bądź nierówne (tabl. I, fig. 11 i 12).

FACJA B i B1

Skały tej facji występują na całej długości profilu. W Dobrowie (fig. 4) budują one 8 pakietów skalnych o miąższości od 2 do 8 m. Piaskowce facji B dominują w górnej i najniższej części profilu, zaś piaskowce facji B1 – w części środkowej.

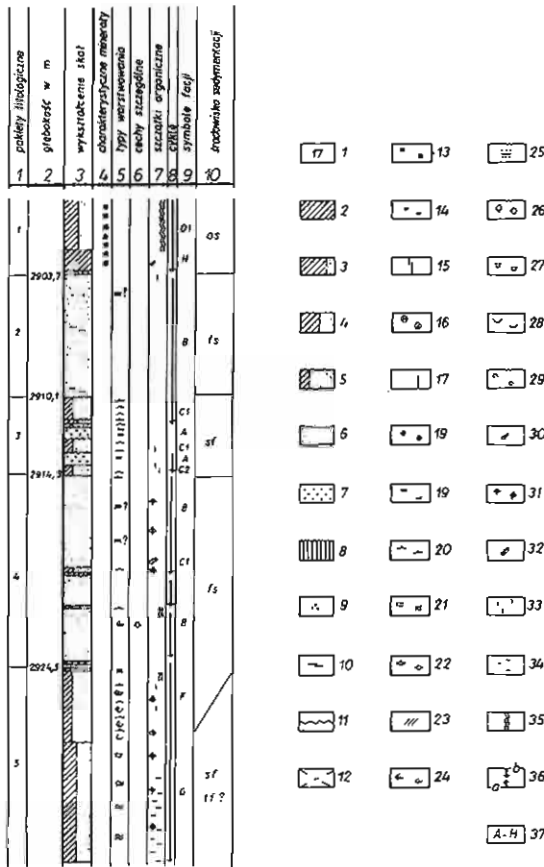


Fig. 3. Profil wiertniczy Wzrąca Wielka IG H 1
Wzrąca Wielka IG H 1 borehole sequence

1 – symbole pakietów litologicznych; 2 – łupki ilaste; 3 – heterolity ilaste; 4 – heterolity równoskładnikowe; 5 – heterolity piaszczyste; 6 – piaszczowce pyłaste i drobnoziarniste; 7 – piaszczowce średnio- i różnoziarniste; 8 – żelaziak ilasty; 9 – średnie i grube ziarna kwarcu w rozproszeniu lub cienkich smugach; 10 – cienkie smugi ilaste; 11 – powierzchnie erozyjne; 12 – brak rdzenia; 13 – glaukonit; 14 – sferosyderyty; 15 – syderytyzacja spoiwa; 16 – oolity szamozytowe i getytowe; 17 – szamozyt i getyt w spoiwie; 18 – piryt; 19 – warstwowanie równoległe; 20 – warstwowanie smużyste; 21 – warstwowanie faliste; 22 – warstwowanie soczewkowe; 23 – warstwowanie przekątne dużej skali; 24 – warstwowanie przekątne małej skali; 25 – warstwowanie frakcyjne; 26 – klasty ilaste; 27 – pogrąży; 28 – ślady wysychania; 29 – małże; 30 – otwornice; 31 – szczątki roślinne; 32 – fragmenty drewna; 33 – pionowe i subwertykalne jamki organizmów; 34 – poziome i subhoryzontalne jamki organizmów; 35 – silna bioturbacja; 36 – cykle sedymentacyjne: a – proste, b – odwrócone; 37 – symbole wyróżnionych facji; os – zbiornik otwarty; sf – przybrzeże głębsze; fs – przybrzeże płytsze; lf? – równia pływowa?

1 – numbers of lithostratigraphic units; 2 – shales; 3 – shaly heteroliths; 4 – equicomponent heteroliths; 5 – sandy heteroliths; 6 – very fine-grained and fine-grained sandstones; 7 – medium- and coarse-grained sandstones; 8 – ironstone; 9 – medium and coarse quartz grains dispersed or in fine laminac; 10 – fine clayey laminae; 11 – erosional surfaces; 12 – non-cored intervals; 13 – glauconite; 14 – sphaerosiderites; 15 – sideritization of matrix; 16 – chamositic and goethite oolites; 17 – chamosite and goethite in the matrix; 18 – pyrite; 19 – horizontal bedding; 20 – flaser bedding; 21 – wavy bedding; 22 – lenticular bedding; 23 – large scale cross bedding; 24 – small scale cross bedding; 25 – graded bedding; 26 – mud clasts; 27 – load casts; 28 – mud cracks; 29 – bivalves; 30 – foraminifers; 31 – plant remnants; 32 – wood fragments; 33 – vertical and subvertical burrows; 34 – horizontal and subhorizontal burrows; 35 – strong bioturbation; 36 – sedimentary cycles: a – simple, b – reversed; 37 – facies symbols; os – offshore; sf – shoreface; fs – foreshore; lf? – tidal flat?

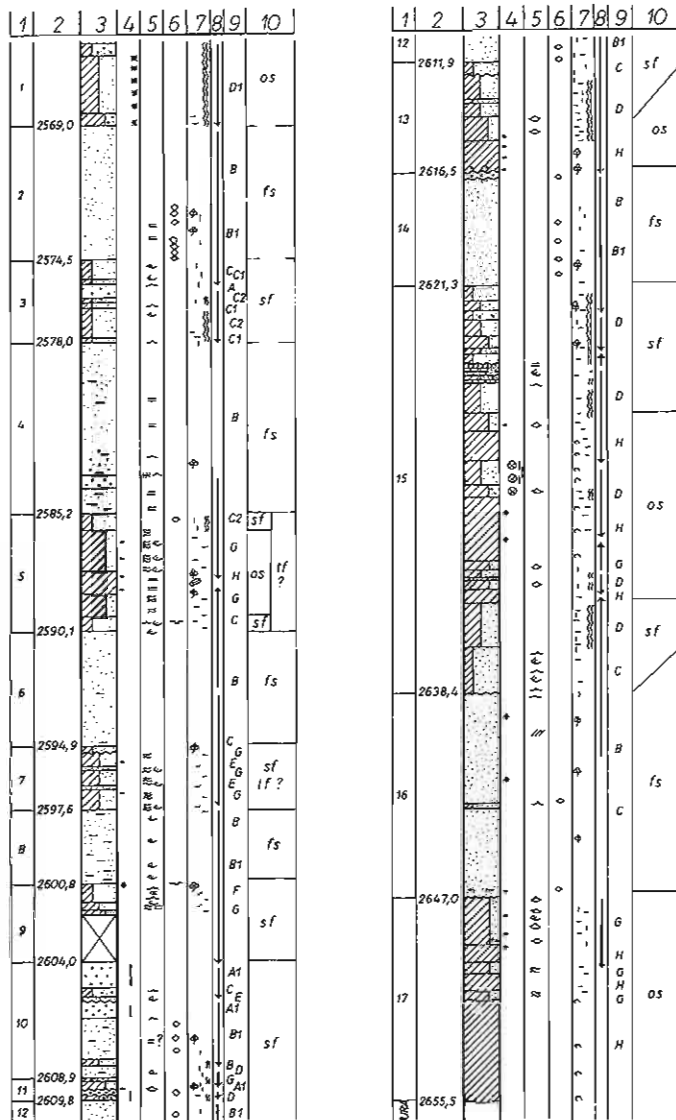


Fig. 4. Profil wiertniczy Dobrów IGH 1
Dobrów IGH 1 borehole sequence

Objaśnienia przy fig. 3
Explanations as in Fig. 3

F a c j a B. Piaskowce facji B są pylaste lub drobnoziarniste, rzadko z domieszką ziarn średnich, ale zawsze ze stopniowymi przejściami między różnymi frakcjami. Są dobrze lub umiarkowanie wysortowane, ze skąpym spoiwem ilastym – są to zatem arenity kwarcowe. Na powierzchniach warstw występują rozsiiane blaszki muskowitu oraz niezbyt liczny pył i siczka roślinna. Piaskowce są barwy od białej

do jasnoszarej i szarobrazowej. Są one albo pozbawione widocznych struktur sedymentacyjnych, albo też wykazują słabe warstwowanie poziome (tabl. I, fig. 13). Sporadycznie występuje warstwowanie przekątne dużej skali. Zupełnie wyjątkowo pojawiają się dobrze wysortowane i dojrzałe piaskowce średnioziarniste i wówczas notuje się odwrócone uziarnienie frakcjonalne.

F a c j a B1. Z chwilą, gdy w piaskowcach o identycznym pokroju, uziarnieniu i uławiceniu, jak w facji B, pojawiają się klasty ilaste, bardzo cienkie, poprzerywane i nieregularnie rozmieszczone smugi ilaste oraz nieliczne ślady działalności organizmów (tabl. I, fig. 15), następuje przejście do facji B1. Klasty ilaste są na ogół nieostro zarysowane, rozmieszczone bezładnie, czasem tylko ułożone równolegle do uławicenia, a zupełnie sporadycznie – półzwinięte lub zwinięte na kształt zwitek błotnych. Towarzyszą im nieregularne partie piaskowca jasnobrązowego o spoiwie wzbogaconym w substancję ilastą.

Bioturbacje obejmują dwa rodzaje śladów: małej, milimetrowej średnicy, na ogół proste i dość długie (do kilku centymetrów) jamki, prostopadłe lub nieco skośne do uławicenia (tabl. I, fig. 15), oraz – znacznie rzadziej – większe jamki o przekroju owalnym i średnicy do 1 cm, leżące w płaszczyźnie uławicenia (tabl. I, fig. 14). Wszystkie te ślady ogólnie nie są liczne.

FACJA C

Osady tej facji występują w całym profilu, nie odgrywają jednak większej roli, tworząc niekiedy niewielkiej miąższości warstwy przejściowe między skałami facji B lub B1 a skałami facji szeregu F – G. Są to piaskowce typu facji B i B1, w których laminy ilaste występują gęściej i regularniej tak, że skała przechodzi w heterolit piaszczysty (tabl. I, fig. 16). Laminy te mogą być jeszcze poprzerywane i dość niestałe, ale także bardziej regularne. Mogą one być wyraźnie skonstrastowane z piaszczystym tłem, ale także może to być bardzo delikatna laminacja, rzędu ułamków milimetra, słabiej skonstrastowana, ciemnobrązowa. W warstewkach piaszczystych, dzielących laminy ilaste, bardzo sporadycznie można zauważyć laminację przekątną małej skali; przeważnie są one pozbawione wyraźnych struktur sedymentacyjnych. Równie rzadkie są struktury pogrążowe. Nieliczne ślady działalności organizmów w postaci krótkich i drobnych rurek poziomych zdarzają się tylko w miejscach zagęszczenia smug ilastych. Na powierzchniach lamin ilastych pospolity jest pył węglisty i muskowit.

FACJA C1 i C2

Warstwy tej facji są równie nieliczne jak facji C, ale stanowią element swoisty o znaczeniu przewodnim, ponieważ występują prawie wyłącznie w pakiecie 3 – zostały w nim stwierdzone we wszystkich czterech profilach (fig. 3–6). Ich identyfikację umożliwia charakterystyczny pasiasty deseń w trzech barwach: białej i brązowej lub szarozółtej (piaskowce) oraz ciemnoszarej (laminy ilaste). Trójbarwność, wyraźnie widoczna w odmianie smugowej (C1), nie ulega zanikowi również w odmianie silnie bioturbowanej (C2).

Są to heterolity piaszczyste z cienkimi (od ułamków milimetra do 2 mm) i dość rytmicznie rozmieszczonymi, ale nieregularnymi, laminami ciemnoszarego i ciemnobrunatnego iłu. Bardzo sporadycznie laminy ilaste stają się grubsze i gęstsze, skała przechodzi wówczas w heterolit równoskładnikowy. Leżące między laminami ilastymi warstewki piaszczyste, o miąższości przeważnie nie przekraczającej 2 cm, niekiedy ujawniają laminację przekątną małej skali oraz z reguły wspomnianą

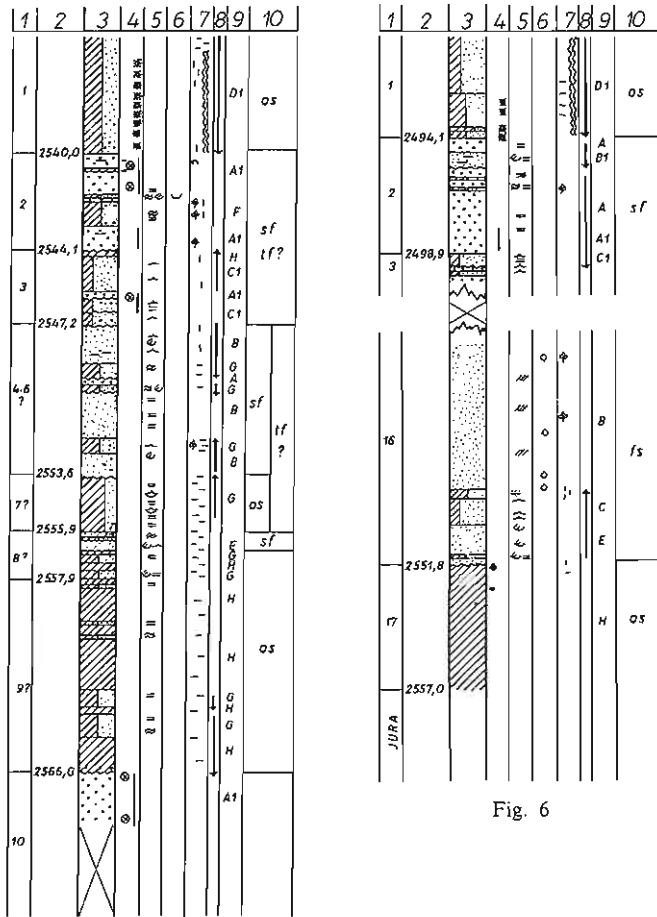


Fig. 6

Fig. 5

Fig. 5. Profil wiertniczy Wilczyn IGH 1
 Wilczyn IGH 1 borehole sequence

Objaśnienia przy fig. 3
 Explanations as in Fig. 3

Fig. 6. Profil wiertniczy Ślesin IGH 1
 Ślesin IGH 1 borehole sequence

Objaśnienia przy fig. 3
 Explanations as in Fig. 3

różnicę w barwie. Granice między piaskowcami różnej barwy są z reguły ostre, bądź naśladujące przebieg lamin ilastych, bądź też prostolinijne i niezależne zarówno od nich (tabl. II, fig. 17, 18), jak i od laminacji przekątnej. Proporcje między piaskowcami różnej barwy w skale są zróżnicowane, od znacznej przewagi piaskowców białych (tabl. II, fig. 19), przez względną równowagę, do dużej przewagi piaskowców brązowych lub żółtawych.

W obrazie mikroskopowym piaskowce brązowe i żółtawe różnią się od białych jedynie obfitym spoiwem ilastym podstawowym, w świetle spolaryzowanym – izo-

tropowym. Nie zauważono regularnych różnic w uziarnieniu; jeśli bowiem z rzadka pojawia się domieszka ziarn średnich, to może ona wystąpić zarówno w jednych, jak i w drugich.

Ślady działalności organizmów nie są w tych skałach częste. Jeśli występują, są to cienkie i niezbyt długie (parę centymetrów), stosunkowo prostolinijne jamki, prostopadłe lub skośne do warstwowania, rzadziej – skupienia drobnych jamek, różnie zorientowanych. Na powierzchniach lamin ilastych rozproszone blaszki muskowitu różnej wielkości są zazwyczaj liczne, detryt roślinny spotykany jest rzadziej.

Podobne do poprzednich trójbarwne heterolity piaszczyste o wyraźnie zaburzonym warstwowaniu (tabl. II, fig. 20, 21) zostały uznane za bioturbowaną odmianę facji C1 (facja C2), chociaż wyraźne ślady działalności organizmów są w nich rzadkie i trudne do identyfikacji. Przejścia między odmianą C1 i C2 są stopniowe, ale dość szybkie.

FACJA D

Skały tej facji występują w dolnej części profilu Dobrowa (fig. 4). Pierwotne warstwowanie osadów zostało w nich prawie zupełnie zatarte wskutek działalności organizmów. Jednak zachowane tu i ówdzie jego relikty (tabl. II, fig. 22) pozwalają stwierdzić jego pierwotną strukturę. Były to heterolity piaszczyste lub równoskładnikowe o warstwowaniu smużystym lub falistym, czasem regularniejszym, cienkim i dość gęstym. Niekiedy widać, że grubsze warstewki ilaste niezgodnie ścinają delikatną laminację dzielących warstewek piaszczystych.

Jak świadczy dolny kontakt najstarszej warstwy tej facji (tabl. II, fig. 24), początek intensywnych procesów bioturbacyjnych był gwałtowny, ale sedymentacja nie uległa wówczas zasadniczej zmianie. Bioturbacji podlegała najpewniej taka sama skała jak w dolnej części zdjęcia (co potwierdzają także wspomniane relikty), a więc skała facji C. Przejścia między odmianami o przewodzie piasku i o równowadze między piaskiem a łem są z reguły ciągłe, a granice – umowne. Frakcja materiału piaszczystego jest przeważnie drobna, chociaż zdarza się czasem domieszka ziarn średnich, a nawet grubych. Liczba i rozmiary blaszek muskowitu są zmienne.

Ślady działania organizmów – zresztą wobec silnej bioturbacji trudne nieraz do zidentyfikowania – mają różne rozmiary i kształty. Zazwyczaj przeważają ślady o dużej średnicy 0,5–1 cm, a nawet do 2 cm, przestrzennie zróżnicowane, od pionowych, przez skośne, do poziomych. W niektórych partiach pojawiają się liczniejsze jamki małośrednicowe, poziome (tabl. II, fig. 23). Bioturbacji jest ogólnie więcej w silnie ilastych partiach osadu. Szczątki roślinne w skałach tej facji są na ogół nieliczne, czasem spirytyzowane.

FACJA D1

Została ona zanotowana wyłącznie w najwyższej części badanego profilu, tzn. w ogniwie goplańskim (pakiet 1). Ze względu na stałość położenia i wykształcenia pakiet ten można uważać za poziom przewodni, a jego dolną granicę najprawdopodobniej za izochroniczną.

Wygląd skał jest tu podobny do skał poprzednio opisanej facji D. Różnicę stanowi rzucający się w oczy, powszechny glaukonit, który w najniższej części pakietu jest szczególnie liczny i miejscami przepelnia skałę. Obserwowana w płytkach cienkich jego ilość dochodzi do 40–50%. Pierwotna struktura skały – która w procesie sedymentacji powstała zapewne z na przemian odkładanych warstewek łu i piasku – jest kompletnie zniszczona przez procesy bioturbacyjne; tym razem

nie zachowały się żadne relikty tekstur pierwotnych. Identyfikacja poszczególnych form ichtnofauny jest przeważnie niemożliwa, rzadko spotyka się partie z obfitym nagromadzeniem cienkich, rzędu paru milimetrów średnicy, rurek równoległych do uławicenia (tabl. II, fig. 25), a jeszcze rzadziej – długie (nawet do kilkunastu centymetrów) i nieco grubsze jamki prostopadłe lub lekko skośne do uławicenia.

W najniższej części ogniwa goplańskiego skały tej facji są najsilniej ilaste, tuż ponad jego spągiem pojawiła się nawet w profilu Wrzącej Wielkiej cienka wkładka skał ilastych facji H (tabl. III, fig. 26, część górna), zawierających odciski małżów. Równocześnie w tejże najniższej części obecna jest prawie z reguły domieszka ziarn kwarcu frakcji średniej i grubej (tabl. III, fig. 27, 26, część środkowa) oraz najobfitszy glaukonit. Ku górze profilu udział piasku w skale stopniowo i powoli rośnie, a glaukonitu maleje. Skała przechodzi w bioturbowane heterolity piaszczyste, a wreszcie w piaskowce.

FACJA E

Skały tej facji rzadko występują samoistnie w grubszych warstwach. Najgrubsza z nich (niecałe 2 m miąższości) została zanotowana w dolnej części profilu Ślesina (fig. 6). Cieńsze warstwy kilkudziesięciocentymetrowe rozproszone są w profilach Dobrowa i Wilczyna w kontaktach z facją A lub G. Wreszcie cienkie warstewki rzędu kilku centymetrów, charakteryzujące się podobną laminacją, wchodzą w skład heterolitów facji F i zostaną omówione niżej.

Osady te są piaskowcami, rzadziej heterolitami piaszczystymi, o warstwowaniu przekątnym małej skali, podkreślonym albo delikatnymi smugami ilastymi o miąższości rzędu ułamków milimetra, ale nigdy nie przekraczającej 2 mm, albo też w piaskowcach – laminami wzbogaconymi w substancję ilastą (tabl. III, fig. 28–32). Warstwowanie jest często rynnowe, przetykane niekiedy zestawami o laminacji poziomej. Zestawy lamin przekątnych są niegrube, przeważnie 1–2 cm miąższości. Na powierzchniach warstw, jak i w pozostałych facjach, występuje siewczka roślinna i muskowitz.

FACJA F

Występuje ona na całej długości profilu, ale nie jest zbyt pospolita. Prawie z reguły jest związana wzajemnymi przejściami z facją G; granice między nimi są umowne, dyktowane grubością wkładek piaszczystych i frekwencją bioturbacji. Facja ta rzadko tworzy samodzielne grubsze warstwy.

Są to heterolity piaszczyste lub równoskładnikowe o warstwowaniu smuzystym lub falistym, a we wkładkach piaszczystych – przekątnym małej skali. Ich głównym wyróżnikiem w stosunku do facji G – obok mniej licznych śladów ichtnofauny – są właśnie grubsze ławiczki piaskowca (do 2–3 cm miąższości) warstwowane przekątnie często rynnowo (tabl. III, fig. 33, 34; tabl. IV, fig. 35). Lamin w zestawach przekątnych, podobnie jak w skałach facji E, dochodzą pod ostrym kątem do dolnej powierzchni zestawów.

Najgrubsze z lamin ilastych, kilkumilimetrowe, są od ławiczek piaszczystych znacznie cieńsze. Charakter granic lamin ilastych i ich stosunek do warstewek sąsiednich (obserwowane niezgodne ścięcia) pozwala nieraz wyróżnić drobne, centymetrowe i cieńsze mikrocykle odwrócone. Kiedy indziej rytmika sedymentacji jest symetryczna.

Na powierzchniach lamin występuje na ogół obfity pył muskowitzowy i węglisty, a także siewczka roślinna. Ślady działalności organizmów obejmują niezbyt liczne

jamki małosrednicowe, krótkie, poziome lub połoego skośne w stosunku do warstwowania, całkiem sporadycznie również pionowe.

pozycję przejściową w stosunku do facji G zajmuje odmiana, w której brak już grubszych warstwek piaskowca, a ślady ichnofauny są jeszcze nieliczne (tabl. IV, fig. 36 i 37). Laminacja w warstewkach piaszczystych, nie przekraczających 1 cm grubości, jest zazwyczaj falista.

FACJA G

Występuje powszechnie w profilu, głównie jednak w jego środkowej i dolnej części. Na fację tę składają się heterolity równoskładnikowe lub ilaste, w których – w przeciwieństwie do facji F – naprzemianległe warstewki piaszczyste i ilaste są na ogół regularniejsze i cieńsze. Brak grubszych warstwek piaskowca; najgrubsze z nich nie osiągają 1 cm miąższości i są obocznie niestałe. Piasek jest drobnoziarnisty lub pylasty, warstwowanie osadów faliste lub soczewkowe, niekiedy poziome, zwłaszcza tam, gdzie laminy ilaste są zagęszczone. Te ostatnie układają się czasem w zestawy o grubości do 1 cm (tabl. IV, fig. 39). Wyjątkowo tylko można się dopatrzeć w układach il-piasek – podobnie jak w facji F – odwróconych mikrocyklów. Warstwowanie przekątne małej skali w piaskowcach jest zupełnie wyjątkowe, m.in. w strukturach typu odosobnionych ripplemarków (tabl. IV, fig. 38).

W tej facji, podobnie jak i w poprzedniej, istnieje cała gama przejść od odmian silniej piaszczystych (tabl. IV, fig. 38) do odmian ilastych (tabl. IV, fig. 40–42), które z kolei w skrajnych przypadkach stanowią naturalne przejście do osadów facji H. Ciemnoszare warstewki ilaste o laminacji falistej lub poziomej dochodzą w tych przypadkach do 2 cm grubości. W tej ostatniej odmianie znajduje się z rzadka problematyczne odciski małżów. Pył węglisty i drobny detryt roślinny oraz drobnołuseczkowy pył muskowitzowy występują powszechnie na powierzchni warstw.

Wspólną cechą tej facji są dość liczne ślady działalności organizmów z dominującymi jamkami małej średnicy, rzędu jednego lub kilku milimetrów, krótkimi, ułożonymi zgodnie z warstwowaniem lub połoego skośnie względem niego (tabl. IV, fig. 39, 41). Wyjątkowo występują rurki poziome większej średnicy.

FACJA H

Występuje ona w środkowej i dolnej części profilu jako jądro pakietów piaszczysto-ilastych i ilastych, rozdzielających pakiety piaskowcowe facji B i B1 (fig. 4). Facja ta buduje albo ich środkową część, albo też część najniższą. Są to łupki ilaste ciemnoszare, chude, mułowcowe, z licznym pyłem muskowitzowym, tylko gdzieś tam gdzieś w nich niewielkie (1–2 cm średnicy), płaskie sferosyderyty, sporadycznie – wkładki żelaziaka ilastego oraz zrostki piritowe. Występuje detryt roślinny, po części spirytyzowany, gdzieś tam okruszki drewna i fragmenty liści, a w pakietach 1, 15 i 17 także szczątki małżów. W niektórych partiach skały widoczne są bioturbacje w postaci małosrednicowych poziomych jamek.

NASTĘPSTWO PIONOWE WARSTW I RYTMIKA SEDYMENTACJI

Statystycznie niewielka liczba danych oraz fakt, że tylko jeden profil dostarczył pełnego materiału z całego analizowanego odcinka, uniemożliwiły analizę ilościową kontaktów i następstwa pionowego. Dlatego poniższe uwagi mają charakter jakościowy.

Obserwowane ciągłe przejścia między facjami piaszczystymi a heterolitowymi są przeważnie następujące: B-B1-C, B-C, B-B1-D, B1-F lub B-F i wreszcie B-G. W obrębie facji heterolitowych i ilastych przejścia te są następujące: C-D, D-G, D-H, E-F, F-G i na koniec G-H. Idealny, naturalny szereg facji, od piaszczystych do łupków powinien być: B-B1-C z odmianami i/lub D-E-F-G-H. Takiego kompletnego szeregu nie napotkano nigdzie, najpełniejsze są, od góry do dołu, a więc w następstwie odwróconym, sekwencje: B-C2-G-H (pakiety 4 i 5, fig. 4) oraz B1-C-D-H (pakiety 12 i 13), a także w następstwie prostym: H-D-C-B (pakiety 15 i 16) oraz H-G-C-B (pakiety 5 i 6).

Zupełnie odrębną pozycję zajmują facje A i A1. Mimo że teoretycznie powinny zajmować miejsce na początku wspomnianego kompletnego szeregu, ponieważ mają najgrubszą frakcję ziarn, w praktyce okazuje się, że kontaktują one niemal z każdą z pozostałych facji. Stanowią zatem element obcy, nie związany ze wspomnianym szeregiem.

W badanym materiale zdecydowanie przeważają cykle odwrócone o frakcji ziarn rosnącej ku górze. Wyjwszy proste, transgresyjne następstwo o frakcji malejącej ku górze na przejściach od pakietu 16 do 15 i od 6 do 5, reszta profilu Dobrowa składa się z cykli odwróconych (fig. 4); bardzo wyraźnie występuje ta cecha np. w zespole pakietów 13-12. Są to cykle niegrube, osiągające największą miąższość nieco ponad 8 m.

Powierzchnie erozyjne, zaznaczające przerwy w sedymentacji, są szczególnie liczne w profilu Wilczyna (fig. 5). W porównywalnym stratygraficznie odcinku pakietów 2-5 naliczono 6 tych powierzchni w profilu Wilczyna, 3 w profilu Wrzącej Wielkiej (fig. 3), a w profilu Dobrowa nie zauważono żadnej. Powierzchnie te występują zarówno na pograniczu piaszczystych (szczególnie facji A i A1) z heterolitami i łupkami, jak i wewnątrz heterolitów.

Specyficzne są ostre kontakty między piaszczystymi (w dole) a łupkami lub heterolitami (w górze), noszące znamiona dość raptownej transgresji, a jednocześnie stanowiące początek cyklu odwróconego, regresyjnego. Występują one przede wszystkim w spągu pakietu 13 i w spągu pakietu 1 (tabl. III, fig. 26), a zapewne także w spągu pakietów 11 i 9. Kontakty te cechuje pojawienie się grubszych ziarn kwarcu frakcji średniej lub grubej albo w partii przystropowej piaszczystych, albo też przy spągu łupków, a w przypadku pakietu 1 - także gwałtowne pojawienie się dużych ilości glaukonitu powyżej kontaktu. Te ostre transgresyjne przejścia różnią się swym wyrazem od wspomnianej sekwencji na pograniczu pakietu 16 i 15 o ziarnie malejącym ku górze, odzwierciedlającej stopniowy rozwój transgresji.

Inny rodzaj kontaktu pokazano na tabl. II, fig. 24. Jest on z pozoru ostry, a skała leżąca niżej jest rozżarta kanałami mułozeroń. Jednak opisane poprzednio relikty pierwotnej laminacji typu facji C (leżącej niżej) w skalach facji D (leżącej wyżej) świadczą, że w tym przypadku zmiana typu sedymentacji polegała na raptownym powstaniu warunków, sprzyjających bujnemu rozwojowi organizmów, przerabiających ten sam osad, który sedymentował wcześniej.

Tabela 1

Miąższości kredy dolnej i wybranych jej ogniw (m)

Jednostki stratygraficzne	Ślesin IGH 1	Wilczyn IGH 1	Dobrow IGH 1	Wrząca Wielka IGH 1
Kreda dolna	169,5		220,5	
Ogniwo kruszwickie i goplańskie	106,6	117,5	133,9	156,2
Ogniwo pagórczańskie		ok. 9	16,2	20,8
Ogniwo żychlińskie		ok. 9	15,6	
Jednostki kredy dolnej poniżej ogniwa goplańskiego	62,9		86,6	

Uwaga: miąższości podano z uwzględnieniem korekt litostratygraficznych, które zostaną omówione niżej

UWAGI O ZMIANACH LATERALNYCH I O MIĄSZSZOŚCI

Uwagi te są również ograniczone przez okoliczność, że dysponowano tylko jednym profilem pełnym. Spostrzeżenia co do lateralnych zmian facji mogą dotyczyć tylko górnego odcinka analizowanych profilów, tzn. ogniwa pagórczańskiego i żychlińskiego. Zmiany te są zauważalne, mimo że badane profile leżą wzdłuż linii NW–SE, w przybliżeniu równoległej do rozciągłości basenu i jego brzegów, a więc i do przypuszczalnego przebiegu stref facjalnych.

W warunkach zbiornika epikontynentalnego, w którym subsydencja jest kompensowana przez sedymentację, można sądzić, że miąższość poszczególnych pakietów dolnej kredy i jej miąższość ogólna jest miarą subsydencji i powinna wzrastać od brzegów basenu ku jego osi. Niektóre dane o miąższości zawiera tab. 1. Wszystkie te dane wskazują na prawdopodobne uszeregowanie profilów otworów w kierunku od brzegu do osi basenu: Ślesin–Wilczyn–Dobrow–Wrząca Wielka. Na tym tle warto zwrócić uwagę na następujące różnice w wykształceniu pakietów zapewne równowiekowych.

Gruboklastyczna facja A ma najmniejsze znaczenie w profilach Wrzącej Wielkiej i Dobrowa (fig. 3, 4), przy czym występuje ona tam w pakiecie 3 w odmianie beżżelazistej. Jest ona natomiast znacznie lepiej rozwinięta w profilach Ślesina i Wilczyna (fig. 5, 6), bliższych brzegowi zbiornika. W Ślesinie facja ta zastępuje prawie w całości piaskowce facji B w pakiecie 2, ale odmiana żelazista A1 gra jeszcze rolę podrzędną. W Wilczynie obydwie poziomy wykształcone są w odmianie żelazistej A1, przy czym w górze występuje ona w pakietach 2 i 3, a w dole – w pakiecie 10. Ponadto domieszki materiału grubiej klastycznego spotykane są często w całym profilu, tak w piaskowcach facji B, jak i w heterolitach.

Jednocześnie ten sam profil Wilczyna (fig. 5) wykazuje większe zróżnicowanie litologiczne niż reperowy profil Dobrowa (fig. 4). W pakietach 4–9 więcej jest w Wilczynie heterolitów, głównie facji G i łupków ilastych facji H, mniej zaś piaskowców facji B. Na miejscu tych ostatnich w pakietach 6 i 8 pojawiają się heterolity facji G, na miejscu równoskładnikowych heterolitów facji G w pakiecie 9 występują łupki ilaste facji H. Do tego trzeba dodać – o czym wspomniano – że profil Wilczyna charakteryzuje się licznymi przerwami sedymentacyjnymi.

Pakiet 5 w profilu Wrzącej Wielkiej (fig. 3) jest grubszy i bardziej piaszczysty niż w Dobrowie (fig. 4). O ile w tym ostatnim przeważają heterolity ilaste facji G,

a nawet pojawiają się łupki facji H, to we Wrzącej Wielkiej występują heterolity równoskładnikowe facji G, a dużą rolę grają też heterolity piaszczyste facji F. W tym przypadku zatem miąższość i piaszczystość wzrasta od brzegów ku osi basenu.

Na koniec rdzeniowany odcinek pakietu 16 w profilu Ślesina odznacza się w najniższej części występowaniem najgrubszej rozpoznanej warstwy facji E, o przekątnej małoskalowej laminacji, wyżej zaś – jedynym dobrze zdefiniowanym warstwowaniem przekątnym dużej skali w piaskowcach facji B.

INTERPRETACJA ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI

Regionalne rozpoznanie basenu dolnej kredy na Niżu Polskim (S. Marek, 1983; A. Raczyńska, 1979) pozwala stwierdzić, że był to wąski i płytki basen epikontynentalny o dominującej sedymentacji klastycznej, okresowo o dobrych połączeniach z sąsiednimi zbiornikami oceanicznymi, o czym świadczą amonity beriasu i walanżynu spotykane w formacji rogoźniańskiej oraz walanżynu i hoterywu – w formacji wrocławskiej. Na tym szerszym tle trzeba rozpatrywać badany materiał. Wspomniane poprzednio ograniczenia w obserwacji procesów sedymentacji na próbkach rdzeniowych wpływają jednak ujemnie na wiarygodność interpretacji środowiskowej. Badania sedymentologiczne porównywalnych wiekowo osadów w innych częściach basenu europejskiego (P. Allen, 1975; P. Gravesen, 1982) oparte były w dużej mierze na obserwacjach w odsłonięciach. Z tych przyczyn poniższe wnioski nie mają charakteru jednoznacznego i pozwalają na inne warianty interpretacji.

Krańcowy człon sekwencji – łupki ilaste facji H ciemne z pirytem i sferosydytami, z fauną (choć nieliczną i ubogą) – wydaje się być osadem otwartego zbiornika głębszego szelfu o bardzo spokojnych wodach i redukcyjnych warunkach środowiska. W takich właśnie osadach w innych profilach środkowej Polski znajdowane były amonity.

Przy rozważaniu genezy pozostałych osadów najistotniejszy jest problem istnienia bądź nieistnienia pływów w basenie wczesnej kredy. W badanych profilach nie tylko osady heterolitowe (zwłaszcza facji G i F przez obecność charakterystycznej sekwencji warstwowań od soczewkowego przez faliste do smużystego), lecz także niektóre piaskowce facji B i B1, bardzo przypominają zarówno osady współczesnych równi pływowych (np. G. Evans, 1965; H.E. Reineck, I.B. Singh, 1975), jak i kopalne osady uznawane za utworzone w strefie pływów. Przykłady tych ostatnich z terenu Polski można znaleźć w pracach K. Jaworowskiego (1979) o kambrze oraz H. Łobanowskiego i T. Przybyłowicz (1979) o dolnym dewonie. Równowiekowe osady starszej dolnej kredy na Bornholmie uważane są także – przynajmniej po części – za powstające pod działaniem pływów (ogniwo Osterborg – P. Gravesen, 1982; P. Gravesen i in., 1982).

Istnienie pływów w zbiorniku dolnojurajskim Niżu Polskiego, a więc w zbiorniku o podobnych rozmiarach, kształcie i połączeniach z sąsiednimi basenami jak zbiornik dolnokredowy, jest jednak kwestionowane przez G. Pieńkowskiego (1983), chociaż niektóre osady dolnej jury na Bornholmie, a więc w północnym obrzeżeniu tego samego zbiornika, są interpretowane jako osady równi pływowej (ogniwo Galgelokken – B.W. Sellwood, 1972; P. Gravesen i in., 1982).

Kontrowersja sprowadza się do tego, czy w basenach niewielkich, o ograniczonych połączeniach z oceanem światowym, podobnych do dzisiejszego Bałtyku,

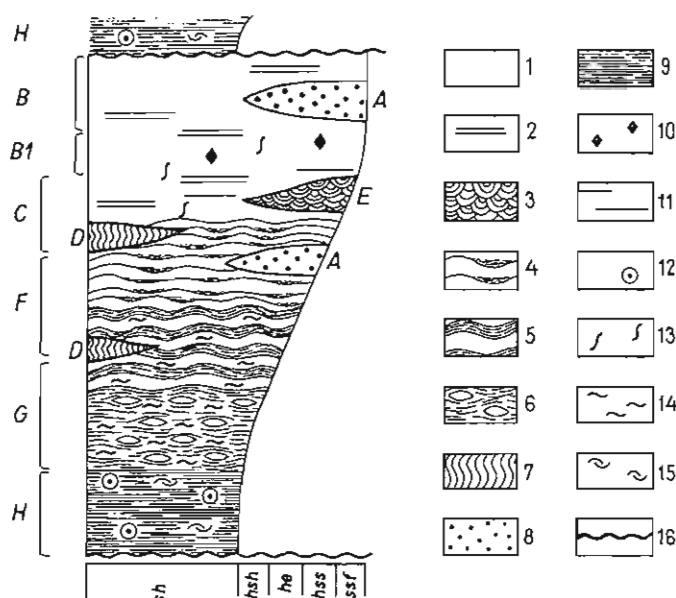


Fig. 7. Uproszczone następstwo facji
Simplified facies sequence

Piaskowce drobnoziarniste (ssf): 1 - bezstrukturalne, 2 - warstwowanie poziome, 3 - warstwowanie przekątne małej skali; heterolity (hss + he + hsh): 4 - warstwowanie smugowe, 5 - warstwowanie faliste, 6 - warstwowanie soczewkowe; 7 - silna bioturbacja; 8 - piaskowce nierównoziarniste; 9 - łupki ilaste (sh); 10 - klasty mułowe; 11 - laminy ilaste; 12 - sferysyderyty; jamki bioturbacyjne: 13 - pionowe i subwertykalne, 14 - poziome i subhoryzontalne; 15 - małże; 16 - powierzchnie erozyjne

Fine-grained sandstones (ssf): 1 - structureless, 2 - horizontal bedding, 3 - small-scale cross-stratification; heteroliths (hss + he + hsh): 4 - flaser bedding, 5 - wavy bedding, 6 - lenticular bedding; 7 - strong bioturbation; 8 - unequigranular sandstones; 9 - shales (sh); 10 - mud clasts; 11 - clay laminae; 12 - siderite nodules; burrows: 13 - vertical and subvertical, 14 - horizontal and subhorizontal; 15 - bivalves, 16 - erosional surfaces

plywy astronomiczne mogły w ogóle występować. Trzeba zauważyć, że w dolnej kredzie, szczególnie młodszej, prawdopodobieństwo ich występowania było jednak większe niż w dolnej jurze, ze względu na ówczesny rozrost północnego Atlantyku i postępującą eustatyczną transgresję u schyłku dolnej kredy.

Zauważone w badanych profilach, na linii Wrząca Wielka - Dobrów - Wilczyn, w pakietach 4 - 9, a przede wszystkim w pakiecie 5, przejście od skał bardziej piaszczystych (facji B i F) do skał bardziej ilastych (facji G i H) mogłoby być interpretowane jako przejście od równi piaszczystej do równi mułowej, zachodzące w obrębie równi pływowej ku brzegom zbiornika (G. Evans, 1965), zwłaszcza że w osadach ilastych tego odcinka nie znaleziono fauny.

W badanych osadach nie stwierdzono jednak niektórych cech sekwencji pływowych, takich jak: bimodalne warstwowanie przekątne, liczne przerwy sedymentacyjne i słaba regularność w pionowym następstwie osadów, wyrażająca częste zmiany w warunkach transportu osadów. Co do ostatniej cechy, to przeciwnie: w badanych profilach następstwo jest uporządkowane, dominuje cykliczność odwrócona, zarówno w skali makro-, jak i mikrocyklów. Oprócz tego piaskowce facji B i B1 są przeważnie warstwowane poziomo, a nie przekątne; w heterolitach facji C partie piaszczyste mają tylko sporadycznie przekątne warstwowanie, a w heterolitach facji F i G dominują ripplamarki falowe - te cechy również nie odpowiadają cechom osadów pływowych.

Z drugiej strony cykle odwrócone z bardzo podobnym zespołem osadów,

występujące w dolnym liasie Gór Świętokrzyskich, są widziane przez G. Pieńkowskiego (1983) jako reprezentujące ogólnie środowisko przybrzeżne zbiornika bezpływowego. Iłowce i heterolity ilaste z warstwowaniem soczewkowym, nielicznymi małżami i zespołem *Fodinichnia* należą tam do środowiska otwartego zbiornika (*offshore*). W opisanych tu osadach byłyby to facje H i G. Ku górze cyklów następuje stopniowe przejście przez heterolity o warstwowaniu falistym i smużystym (typ facji F) do piaskowców warstwowanych poziomo lub przekątnie w dużej i małej skali (jak w naszym przypadku facje B, B1 i E). Cała ta grupa osadów zawiera w liasie nieliczne szczątki roślinne, zespoły ichtnofauny *Domichnia*, *Cubichnia* oraz *Repichnia* i jest interpretowana jako utworzona w strefie przybrzeża głębszego (*shoreface*), rzadziej płytszego (*foreshore*). Odcinki silnie bioturbowane (typu facji D i D1) występują, zdaniem tegoż autora, na pograniczu zbiornika otwartego i przybrzeża głębszego albo w strefie przybrzeża głębszego.

W takim ujęciu w badanych osadach kredy dolnej sekwencja facji: H – G – F – (D) – C – B lub E (fig. 7) odpowiada dokładnie, co do składu, cech osadu, śladów organicznych, następstwa warstw i miąższości cyklów, omówionym powyżej profilom liasu. Zmiany w zespole ichtnofauny we wspomnianej sekwencji polegają – również podobnie jak w liasie świętokrzyskim – na przejściu od form drobnych w zasadzie równoległych do uławicenia (typ *Fodinichnia* ?) w facjach G i F do form większych na ogół prostopadłych do uławicenia (typ *Domichnia*, zespół *Scolithos* ?) w facjach C, B i B1.

Na tych podstawach przyjęto ostatecznie – z wszelkimi ograniczeniami – ostatnio wspomniany wariant interpretacyjny, nie wykluczając – w przypadku młodszych pakietów facji F, G i H – ich powstania w zasięgu równi pływowej. Obserwowane cykle odwrócone (fig. 7) byłyby odzwierciedleniem kilkakrotnej progradacji piaszczystych osadów przybrzeża na ilaste osady morza otwartego. Te ostatnie były efektem powtarzających się transgresji (ingresji), przede wszystkim uwidocznionych w pakietach 15, 13 i 1, a także zapewne w pakietach 11 i 9, przy czym pierwsza z nich była powolna, a pozostałe – szybkie. Transgresja wyrażona pakietem 15 odpowiada w przyjętym obecnie podziale chronostratygraficznym najwyższemu riazaniowi – najniższemu walanżynowi, w pakiecie 13 – dolnemu walanżynowi, w pakiecie 1 – aptowi. Pierwsza i trzecia z nich korelują się z transgresjami postępującymi od zachodu, gdzie A. Hesjedal i G.P. Hamar (1983) wymieniają późny riazan i wczesny apt jako okresy transgresji, a oprócz nich także środkowy hoteryw. Transgresja, rejestrowana w pakiecie 9, jest wcześniejsza od tego ostatniego impulsu.

Niedojrzałe piaskowce różnoziarniste facji A, wraz z ich odmianą żelazistą (A1), są rezultatem zmian, wprawdzie okresowych i krótkotrwałych, ale o szerokim zasięgu lateralnym (o czym świadczy duży obszar występowania). Powstanie tych piaskowców bezpośrednio poprzedziło transgresję, wyrażoną pakietami 9 i 1, i mogło być skutkiem uaktywnienia procesów erozyjnych na lądzie w momentach maksymalnej regresji. Nastąpiła wzmożona dostawa przez rzeki grubszego materiału klastycznego równocześnie z koloidami Fe oraz z mułem i łem i ich sedymentacja w płytkiej strefie przybrzeża, być może przy udziale prądów wzdłużbrzegowych. Osady te wydają się niezgodnie ścinać różne facje badanych profilów.

UWAGI O LITOSTRATYGRAFII

Podział litostratygraficzny badanych profilów nawiązuje w górnej części (do ogniwa gniewkowskiego włącznie) do formalnego podziału wprowadzonego

przez A. Raczyńską (1979), a niżej – do propozycji podziału formalnego, opublikowanych przez S. Marka i A. Raczyńską (1979). Obydwa schematy są oparte na naprzemianległym ułożeniu w profilu dolnej kredy kompleksów o przewadze skał piaszczystych i ilastych, przy czym kryteria podziału – sądząc głównie po stratotypowym profilu Pagórki IG 1 – są różne. Jednostki litostratygraficzne są raz wyodrębnione na podstawie względnie jednolitego wykształcenia (np. ogniwo pagórczańskie), innym razem na podstawie cykliczności sedymentacji, przy czym za jednostkę uznaje się bądź cyklotem prosty (np. ogniwo zychlińskie), bądź też odwrócony (np. ogniwo gniewkowskie i goplańskie). Ta okoliczność, jak również zmienna ilość naprzemianległych kompleksów ilastych i piaszczystych oraz brak wyraźnych cech identyfikacyjnych każdego z nich stwarzają kłopoty przy prowadzeniu podziału w badanych otworach, mimo bliskości otworu stratotypowego. Nawet korelacja profilu Dobrowa z położonym o kilka kilometrów od niego profilem otworu Ponętów IG 1 wykonanego wcześniej (S. Marek, 1977) jest pewna tylko w górze, do ogniwa zychlińskiego włącznie, niżej zaś bardziej problematyczna, ponieważ odpowiednie ogniwa są w Ponętowie prawie trzykrotnie grubsze (fig. 2a).

Z tych względów w niniejszym opracowaniu dokonano podziału na pakiety skalne o względnie jednolitym wykształceniu (piaskowcowym lub heterolitowo-ilastym) i wskutek tego o podobnej charakterystyce geofizycznej. W reperowym profilu Dobrowa korelacja tego podziału z podziałem Ponętowa IG 1 jest w górnej części następująca:

- ogniwo pagórczańskie – pakiety 2+3+4;
- ogniwo zychlińskie – pakiety 5+6+7+8;
- ogniwa gniewkowskie i wierzchosławickie – pakiet 9.

Niżej sytuacja nie jest tak jasna, ale należy sądzić, że pakiety 10–14 odpowiadają formacji bodzanowskiej, niższe zaś – formacji rogoźniańskiej, w tym pakiet 15 – ogniwu Opoczek (S. Marek, A. Raczyńska, 1979).

Wydaje się, że w badanych profilach istnieje kilka litostratygraficznych poziomów korelacyjnych. Należą do nich: 1 – spąg pakietu 1, stanowiący ostrą dolną granicę silnie glaukonitowej facji D1; wyznacza ona spąg ogniwa goplańskiego; 2 – charakterystyczne, trójbarwne heterolity facji C1 i C2, skoncentrowane w pakiecie 3, przypadającym na środkową część ogniwa pagórczańskiego; 3 – dwa poziomy z obu odmianami facji A: wyższy w pakiecie 2 lub 3, czyli w ogniwie pagórczańskim, niższy w pakiecie 10, czyli przy stropie formacji bodzanowskiej; 4 – spąg pakietu 13, stanowiący ostrą granicę transgresywną łupków facji H na piaskowcach facji B; być może podobny charakter ma spąg pakietu 11, a nawet 9.

Mniejszą wartość korelacyjną mogą mieć heterolity facji G i F, skupione przeważnie (choć nie wyłącznie) w pakietach 5–9, czyli w ogniwie zychlińskim i gniewkowskim, jak również silnie bioturbowane heterolity facji D, także skupione głównie (i także nie wyłącznie) w pakietach 15 i 13, a więc w ogniwie Opoczek i formacji bodzanowskiej. Ta ostatnia obserwacja oparta jest jednak tylko na profilu Dobrowa.

Z wyjątkiem wymienionych w punktach 1 i 4 poziomów, które mogą mieć charakter mniej lub bardziej izochroniczny, pozostałe mogą mieć znaczenie lokalne, ponieważ są związane z facjami.

Korelacja: Dobrów IGH 1 – Ponętów 1 (fig. 2a) doprowadza do innego podziału niż przyjęty w dokumentacji wynikowej otworu. Stratygrafia profilu Dobrowa była jednak oparta na pełnordzeniowym materiale, jest więc bardziej prawdopodobna niż stratygrafia profilu Ponętowa. Według stratygrafii z dokumentacji wynikowej pakiet 13 jest ogniwem wierzchosławickim, czyli szybka transgresja w jego spągu przypada na górny walażyn. Jest to koncepcja bardziej wiarygodna z punktu widzenia rozpoznania regionalnego. Z kolei niezgodna z nim byłaby –

w tym ujęciu – nikła miąższość formacji bodzanowskiej. Sprawę korelacji na odcinku pakietów 9–14 trzeba zatem pozostawić otwartą.

Również profil Wilczyzna jest tu inaczej podzielony niż w dokumentacji wynikowej. W tym przypadku przydatny okazał się przewodni charakter spągu pakietu I, który pozwolił przesunąć dolną granicę ogniwa goplańskiego z głębokości 2507 m na głębokość 2540 m. Występujące poniżej piaskowce facji A1 i heterolity facji C1 potwierdzają takie jej położenie.

Kwestie te zostały tu podniesione jako przykład trudności w korelacjach litostratygraficznych serii o rytmicznie powtarzających się sekwencjach pakietów ilastych, heterolitowych i piaszczystych, przy małej ilości szczególnych cech diagnostycznych, pozwalających odróżnić od siebie podobne skały kolejnych pakietów.

Zakład Petrografii i Mineralogii
Zakład Stratygrafii, Tektoniki
i Paleogeografii
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 24 kwietnia 1987 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALLEN P. (1975) – Wealden of the Weald: a new model. *Proc. Geol. Ass.*, **86**, p. 389–437, nr 4.
- EVANS G. (1965) – Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **121**, p. 209–245, nr 2.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R. (1976) – *Sedymentologia*. Wyd. Geol. Warszawa.
- GRAVESEN P. (1982) – Lower Cretaceous sedimentation and basin extension on Bornholm, Denmark. *Denm. Geol. Unders. Arbog* 1981, p. 73–99.
- GRAVESEN P., ROLLE F., SURLYK F. (1982) – Lithostratigraphy and sedimentary evolution of the Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous of Bornholm, Denmark. *Danm. Geol. Unders.*, ser. B, nr 7.
- HESJEDAL A., HAMAR G.P. (1983) – Lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of the south-southeastern Norwegian offshore. *Geol. Mijub.*, **62**, p. 135–144.
- JAWOROWSKI K. (1979) – Transgresja morza kambryjskiego w północnej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **94**.
- ŁOBANOWSKI H., PRZYBYŁOWICZ T. (1979) – Tidal flat and flood-plain deposits in the Lower Devonian of the western Lublin Uplands. *Acta Geol. Pol.*, **29**, p. 383–407, nr 4.
- MAREK S., red. (1977) – Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej (strefa Gopło – Ponętów – Pabianice). *Pr. Inst. Geol.*, **80**.
- MAREK S. (1983) – Epikontinentale Unterkreide-Ablagerungen in Polen. *Zitteliana*, **10**, p. 55–64.
- MAREK S., RACZYŃSKA A. (1979) – Obecny podział litostratygraficzny epikontynentalnej dolnej kredy w Polsce i propozycje jego uporządkowania. *Kwart. Geol.*, **23**, p. 631–637, nr 3.
- PIEŃKOWSKI G. (1983) – Środowiska sedymentacyjne dolnego liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **31**, p. 223–231, nr 4.
- RACZYŃSKA A. (1979) – Stratygrafia i rozwój litofacjalny młodszej kredy dolnej na Niziu Polskim. *Pr. Inst. Geol.*, **89**.
- REINECK H.E., SINGH I.B. (1975) – *Depositional sedimentary environments*. Springer Verlag.
- SELLWOOD B.W. (1972) – Tidal-flat sedimentation in the Lower Jurassic of Bornholm, Denmark. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **11**, p. 93–106, nr 2.

Иоанна ДАДЛЕЗ, Рышард ДАДЛЕЗ

ФАЦИИ НЕОКОМА МЕЖДУ МОГИЛЬНОМ И КОЛОМ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ПОЛЬША)

Резюме

В разрезах скважин, пройденных с полным отбором керна из самых низов меча (фиг. 1—6), выделено 8 фаций и 5 подфаций:

А — неравномернозернистые песчаники, плохо отсортированные, преимущественно незрелые, беспорядочные или параллельнослоистые (таб. I, фиг. 8—12); субфация А1 содержит шамозитовые и гетитовые оолиты, а в центре железистые минералы.

В — кварцевые арениты очень мелкозернистые и мелкозернистые, умеренно и хорошо отсортированные, белые, светлосерые, беспорядочные или параллельнослоистые (табл. I, фиг. 13); субфация В1 содержит апевритовые обломки, глинистые прослои и биотурбации (табл. I, фиг. 14, 15).

С — песчаники, такие же как предыдущие, с более частыми тонкими глинистыми прослоями, сменяющиеся песчаными гетеролитами с полосчатой слоистостью (табл. I, фиг. 16); субфация С1 состоит из песков двух типов: с глинистым цементом и без него (табл. II, фиг. 17—19); субфация С2 состоит из сильно биотурбированных пород субфации С1 (табл. II, фиг. 20, 21).

Д — сильно биотурбированные песчаные гетеролиты и гетеролиты с примерно одинаковым содержанием песка и глины, с реликтами первичной слоистости, серые и коричневые (табл. II, фиг. 22—24); субфация D1 (табл. II, фиг. 25) содержит множество глауконита.

Е — подчиненная фация песчаников и песчаных гетеролитов с мелкой косою слоистостью (табл. III, фиг. 28—32).

Ф — песчаные гетеролиты и гетеролиты, состоящие в равных пропорциях из песка и глины, серые и темносерые полосчатослоистые и волнистослоистые в мелких песчаных пропастках мелкослоистые, содержащие мелкие немногочисленные горизонтальные или почти горизонтальные биотурбационные ямки (табл. III, фиг. 33, 34; табл. IV, фиг. 35, 36).

Г — гетеролиты с равным содержанием лесков и глин и глинистые, темносерые, волнисто и линзовиднослоистые со множеством биотурбаций, так же как и в предыдущих, и редкими отпечатками пелеципод (табл. IV, фиг. 37—42).

Н — темносерые и черные сланцы с конкрециями сидерита и скоплениями пирита, содержащие пелециподы и остатки растений (табл. III, фиг. 26, верхняя часть).

Эти фации в идеальной очередности располагаются преимущественно в обращенных циклах: Н—Г—Ф—С—(D)—В1—В (фиг. 7), толщиной 2—8 м, начинающихся четко выраженной границей между сланцами фации Н и подстилающими аренитами фации В предыдущего цикла. Остальные фации переходят одна в другую постеленно, за исключением песчаников фации А, залегающих в виде включений в разных вышеперечисленных фациях. Эти песчаники считаются продуктом периодической доставки крупнообломочного материала и минералов Fe реками и вдольбереговыми течениями.

Кроме признаков последовательности наслоений: линзовидных, волнистых и полосчатых (характерных для приливно-отливных равнин) в фациях Г—Ф—С не замечено иных признаков приливно-отливной седиментации, таких как: множество эрозионных поверхностей, бимодальная косою слоистость и нерегулярная последовательность по вертикальному разрезу. Поэтому весь разрез интерпретировался скорее как многократное наступление мелководных песчаных осадков на все более глинистые и глубже залегающие прибрежные осадки и на открытый бассейн более глубокого шельфа где нет приливно-отливных течений. После периодов наступлений происходили краткие трансгрессии, прежде всего в позднеерязанское и аптское время. Однако, ввиду слабых признаков существования илистой равнины в высших партиях разреза не исклю-

чено, что приливно-отливное осадконакопление могло здесь происходить тогда, когда ему благоприятствовали условия в расширяющемся бассейне, свободно сообщаемом с Атлантическим океаном.

Joanna DADLEZ, Ryszard DADLEZ

NEOCOMIAN FACIES BETWEEN MOGILNO AND KOŁO (CENTRAL POLAND)

S u m m a r y

In the fully corrd borehole sequences from the lowermost Cretaceous interval (Figs. 1–6) eight facies and five sub-facies have been distinguished. They are, as follows:

A – unequigranular sandstones, badly sorted, predominantly immature, structureless or parallel-bedded (Table I, Figs. 8–12); sub-facies A1 contains chamosite and goethite oolites and Fe–minerals in the matrix.

B – very fine-grained and fine-grained quartz arenites, moderately and well sorted, white and light grey, structureless or parallel-bedded (Table I, Fig. 13); B1 sub-facies contains mud clasts, clay laminae and scarce burrows (Table I, Figs. 14, 15).

C – sandstones as above with more common clay laminae, passing into sandy heteroliths with flaser bedding (Table I, Fig. 16); C1 sub-facies is composed of two kinds of sandstones: with and without clayey matrix (Table II, Figs. 17–19); C2 sub-facies comprises the strongly bioturbated rocks of the C1 sub-facies (Table II, Figs. 20, 21).

D – highly bioturbated sandy and equicomponent (= with roughly equal proportion between sand and clay) heteroliths, with relics of primary bedding, grey and brown (Table II, Figs. 22–24); D1 sub-facies (Table II, Fig. 25) contains abundant glauconite.

E – subordinate facies of sandstones and sandy heteroliths with small-scale cross-stratification (Table III, Figs. 28–32).

F – sandy and equicomponent heteroliths, grey and dark grey, with flaser and wavy bedding, in sandstone layers with small-scale cross-stratification, containing small and not abundant, horizontal and subhorizontal burrows (Table III, Figs. 33, 34; Table IV, Figs. 35, 36).

G – equicomponent and shaly heteroliths, dark grey, with wavy and lenticular bedding, abundant burrows as above, and very scarce impressions of bivalves (Table IV, Figs. 37–42),

H – dark grey and black shales with siderite nodules and pyrite aggregates, containing bivalves and plant remains (Table III, Fig. 26, upper part).

The ideal sequence of facies is arranged predominantly in the reversed cycles: H–G–F–C–(D)–B1–B (Fig. 7), 2–8 m thick, beginning with a sharp boundary between the H facies shales and underlying B facies arenites of the earlier cycle. Other boundaries are gradational except for the A facies sandstones which are intercalated within various facies of the above sequence. These sandstones are thought to be the result of the periodical supply of coarser clastics and Fe–minerals by rivers and longshore currents.

In spite of the occurrence of a succession of the lenticular-wavy-flaser bedding (characteristic of the tidal flats) in the G–F–C facies, other features of tidal sedimentation, such as frequent erosional surfaces, bimodal cross-bedding and low regularity in the vertical sequence, have not been recognized. Therefore, the whole sequence has been tentatively interpreted rather in terms of progradation of the

sandy foreshore on the more and more muddy shoreface and offshore zone of deeper shelf in a non-tidal basin. The periods of progradation were succeeded by relatively rapid transgressions, first of all in the Late Ryazanian and Early Aptian. However, in view of vague indications of the existence of mud flats, in younger units, tidal sedimentation is not excluded in these parts of the sequence when the conditions were more favourable in a widening basin, more freely connected with the Atlantic ocean.

Translated by Ryszard Dadlez

TABLICA I

Fig. 8. Wąka kwarcowa, bezstrukturalna, facja A; Wilczyn IGH 1, głęb. 2566,6–2566,7 m, pakiet 10
 Quartz wacke, structureless, A facies; borehole Wilczyn IGH 1, depth 2566.6–2566.7 m, unit 10

Fig. 9. Wąka kwarcowa, warstwowana równolegle, facja A; Wilczyn IGH 1, głęb. 2541,5–2541,6 m, pakiet 2
 Quartz wacke, parallel-bedded, A facies; borehole Wilczyn IGH 1, depth 2541.5–2541.6 m, unit 2

Fig. 10. Cienka ławiczka piaskowa facji A pośród heterolitu facji C; Dobrów IGH 1, głęb. 2605,2 m, pakiet 10
 Thin layer of the A facies sandstone within the C facies heterolith; borehole Dobrów IGH 1, depth 2605.2 m, unit 10

Fig. 11. Ostra górna granica ławiczki piaskowca facji A; Ślesin IGH 1, głęb. 2499,5 m, pakiet 3
 Sharp upper boundary of the A facies sandstone layer, borehole Ślesin IGH 1, depth 2499.5 m, unit 3

Fig. 12. Ostra dolna granica ławiczki piaskowca facji A; Ślesin IGH 1, głęb. 2495,7 m, pakiet 2
 Sharp lower boundary of the A facies sandstone layer; borehole Ślesin IGH 1, depth 2495.7 m, unit 2

Fig. 13. Arenit kwarcowy, delikatne warstwowanie równoległe, facja B; Dobrów IGH 1, głęb. 2578,4–2578,5 m, pakiet 4
 Quartz arenite, faint parallel bedding, facies B; borehole Dobrów IGH 1, depth 2578.4–2578.5 m, unit 4

Fig. 14. Pozioma duża jamka bioturbacyjna w piaskowcu facji B1; Dobrów IGH 1, głęb. 2619,8 m, pakiet 14
 Horizontal large burrow in the B1 facies sandstone; borehole Dobrów IGH 1, depth 2619.8 m, unit 14

Fig. 15. Arenit kwarcowy z klastami mułowymi i subwertykalnymi jamkami bioturbacyjnymi, facja B; Dobrów IGH 1, głęb. 2573,8–2574,0 m, pakiet 2
 Quartz arenite with mud clasts and subvertical burrows, facies B; borehole Dobrów IGH 1, depth 2573.8–2574.0 m, unit 2

Fig. 16. Arenit kwarcowy ze skąpyimi laminami ilastymi, facja C; Dobrów IGH 1, głęb. 2595,0–2595,1 m, pakiet 7
 Quartz arenite with scarce clay laminae, facies C; borehole Dobrów IGH 1, depth 2595.0–2595.1 m, unit 7

Uwaga: upad tektoniczny w profilach Dobrowa IGH 1 i Wilczyna IGH 1 wynosi 10–20°, we Wrzącej Wielkiej IGH 1 i Ślesinie IGH 1 warstwy leżą poziomo
 Remark: tectonic dip in the Dobrów IGH 1 and Wilczyn IGH 1 sequences is 10–20°, in the Wrząca Wielka IGH 1 and Ślesin IGH 1 sequences layering is horizontal

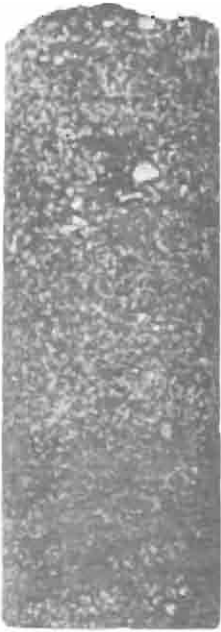


Fig. 8



Fig. 9



Fig. 10

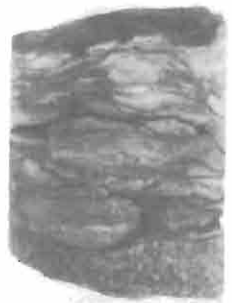


Fig. 11



Fig. 12

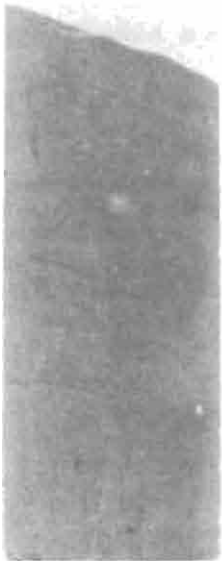


Fig. 13



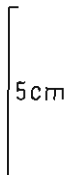
Fig. 14



Fig. 15



Fig. 16



TABLICA II

Fig. 17, 18. Heterolit piaszczysty, dwie odmiany piaskowca, warstwowanie smużyste, facja C1; Wrząca Wielka IGH 1, głęb. 2912,4–2912,6 m, pakiet 3

Sandy heterolith, two kinds of sandstone, flaser bedding, facies C1; borehole Wrząca Wielka IGH 1, depth 2912,4–2912,6 m, unit 3

Fig. 19. Heterolit j.w., przewaga białego piaskowca, facja C1; Wrząca Wielka IGH 1, głęb. 2910,8 m, pakiet 3

Heterolith as above, white sandstone prevailing, facies C1; borehole Wrząca Wielka IGH 1, depth 2910,8 m, unit 3

Fig. 20. Heterolit bioturbowany, facja C2; Wrząca Wielka IGH 1, głęb. 2913,8 m, pakiet 3

Bioturbated heterolith, facies C2; borehole Wrząca Wielka IGH 1, depth 2913,8 m, unit 3

Fig. 21. Heterolit bioturbowany, facja C2; Dobrów IGH 1, głęb. 2585,7–2585,8 m, pakiet 5

Bioturbated heterolith, facies C2; borehole Dobrów IGH 1, depth 2585,7–2585,8 m, unit 5

Fig. 22. Bioturbowany heterolit piaszczysty z zachowanymi fragmentami warstwowania smużystego, facja D; Dobrów IGH 1, głęb. 2613,5–2613,6 m, pakiet 13

Bioturbated sandy heterolith with preserved fragments of flaser bedding, facies D; borehole Dobrów IGH 1, depth 2613,5–2613,6 m, unit 13

Fig. 23. Bioturbowany heterolit równoskładnikowy, facja D; Dobrów IGH 1, głęb. 2613,0–2613,2 m, pakiet 13

Bioturbated equicomponent heterolith, facies D; borehole Dobrów IGH 1, depth 2613,0–2613,2 m, unit 13

Fig. 24. Granica między silnie bioturbowanym heterolitem facji D (w górze) a heterolitem piaszczystym o warstwowaniu smużystym, facja C1 (w dole); Dobrów IGH 1, głęb. 2636,4–2636,6 m, pakiet 15

Boundary between highly bioturbated heterolith of the D facies (above) and sandy heterolith with flaser bedding of the C1 facies (below); borehole Dobrów IGH 1, depth 2636,4–2636,6 m, unit 15

Fig. 25. Silnie bioturbowany heterolit facji D1; Wilczyn IGH 1, głęb. 2535,3–2535,4 m, pakiet 1

Highly bioturbated heterolith, facies D1; borehole Wilczyn IGH 1, depth 2535,3–2535,4 m, unit 1



Fig. 17



Fig. 18

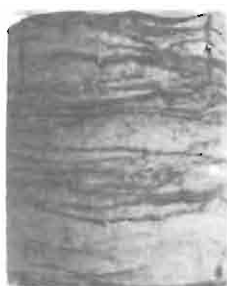
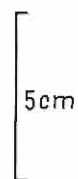


Fig. 19



Fig. 20



Fig. 21



Fig. 22



Fig. 23



Fig. 24



Fig. 25

TABLICA III

Fig. 26. Ostra granica między drobnoziarnistymi arenitami facji B (część dolna) a łupkami facji H, w części środkowej zawierającymi grube ziarna kwarcu; Wrząca Wielka IGH 1, głęb. 2903,4–2903,8 m, pakiety 1–2

Sharp boundary between fine-grained arenites of the B facies (lower part) and the H facies shales, in the middle part containing coarse quartz grains; borehole Wrząca Wielka IGH 1, depth 2903.4–2903.8 m, units 1–2

Fig. 27. Granica między łupkiem facji H (w dole) a piaszczystym heterolitem z grubymi ziarnami kwarcu, facja D1 (w górze); Dobrów IGH 1, głęb. 2569,0 m, pakiety 1–2

Boundary between the H facies shale (below) and sandy heterolith with coarse quartz grains, D1 facies (above); borehole Dobrów IGH 1, depth 2569.0 m, units 1–2

Fig. 28. Granica między gruboziarnistym piaskowcem facji A (w dole) a piaskowcem facji E z warstwowaniem przekątnym małej skali (w górze); Dobrów IGH 1, głęb. 2605,6 m, pakiet 10

Boundary between coarse sandstone, facies A (below) and facies E sandstone with small-scale cross-stratification (above); borehole Dobrów IGH 1, depth 2605.6 m, unit 10

Fig. 29. Warstwowanie przekątne małej skali w piaskowcu facji E; Ślesin IGH 1, głęb. 2551,3 m, pakiet 16

Small-scale cross-stratification in the E facies sandstone; borehole Ślesin IGH 1, depth 2551.3 m, unit 16

Fig. 30. Jak wyżej; Ślesin IGH 1, głęb. 2550,4 m, pakiet 16

As above; borehole Ślesin IGH 1, depth 2550.4 m, unit 16

Fig. 31. Warstwowanie rynnowe małej skali w piaskowcu facji E; Dobrów IGH 1, głęb. 2596,7 m, pakiet 7

Small-scale trough bedding in the E facies sandstone; borehole Dobrów IGH 1, depth 2596.7 m, unit 7

Fig. 32. Jak wyżej; Ślesin IGH 1, głęb. 2550,7 m, pakiet 16

As above; borehole Ślesin IGH 1, depth 2550.7 m, unit 16

Fig. 33. Heterolit piaszczysty z warstwowaniem smużystym, facja F; Dobrów IGH 1, głęb. 2601,0 m, pakiet 9

Sandy heterolith with flaser bedding, facies F; borehole Dobrów IGH 1, depth 2601.0 m, unit 9

Fig. 34. Jak wyżej, warstwowanie przekątne małej skali w ławicze piaszczystej; Wrząca Wielka IGH 1, głęb. 2928,4 m, pakiet 5

As above, small-scale cross-stratification in the sandstone layer; borehole Wrząca Wielka IGH 1, depth 2928.4 m, unit 5



Fig. 26



Fig. 27



Fig. 28

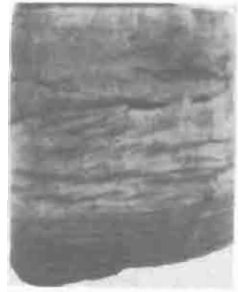


Fig. 29



Fig. 30



Fig. 31



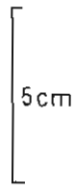
Fig. 32



Fig. 33



Fig. 34



TABLICA IV

Fig. 35. Heterolit piaszczysty z warstwowaniem rynnowym w ławiczce piaskowca, facja F; Wrząca Wielka IGH 1, głęb. 2927,1 m, pakiet 5

Sandy heterolith with trough bedding in the sandstone layer, facies F; borehole Wrząca Wielka IGH 1, depth 2927.1 m, unit 5

Fig. 36. Jak wyżej, z laminacją równoległą w ławiczce piaskowca, facja F; Wrząca Wielka IGH 1, głęb. 2926,8 m, pakiet 5

As above, with parallel lamination in the sandstone layer, facies F; borehole Wrząca Wielka IGH 1, depth 2926.8 m, unit 5

Fig. 37. Heterolit równoskładnikowy, warstwowanie rynnowe małej skali w ławiczce piaskowca, facja F; Wilczyn IGH 1, głęb. 2542,6 m, pakiet 2

Equicomponent heterolith, small-scale trough bedding in the sandstone layer, facies F; borehole Wilczyn IGH 1, depth 2542.6 m, unit 2

Fig. 38. Heterolit równoskładnikowy, facja G; Dobrów IGH 1, głęb. 2601,7 m, pakiet 9

Equicomponent heterolith, facies G; borehole Dobrów IGH 1, depth 2601.7 m, unit 9

Fig. 39. Jak wyżej, małe poziome jamki bioturbacyjne, facja G; Dobrów IGH 1, głęb. 2596,4 m, pakiet 7

As above, small horizontal burrows, facies G; borehole Dobrów IGH 1, depth 2596.4 m, unit 7

Fig. 40. Heterolit ilasty z małymi poziomymi jamkami bioturbacyjnymi, facja G; Dobrów IGH 1, głęb. 2587,4–2587,5 m, pakiet 5

Shaly heterolith with small horizontal burrows, facies G; borehole Dobrów IGH 1, depth 2587.4–2587.5 m, unit 5

Fig. 41. Jak wyżej, warstwowanie soczewkowe, facja G; Dobrów IGH 1, głęb. 2648,0 m, pakiet 17

As above, lenticular bedding, facies G; borehole Dobrów IGH 1, depth 2648.0 m, unit 17

Fig. 42. Jak wyżej, częściowo warstwowanie równoległe, facja G; Wilczyn IGH 1, głęb. 2555,7 m, pakiet 17

As above, partly parallel bedding, facies G; borehole Wilczyn IGH 1, depth 2555.7 m, unit 17

Fig. 43. Ostra granica między łupkami facji H (część środkowa) a bioturbowanymi heterolitami piaszczystymi facji C2 (w dole); Wrząca Wielka IGH 1, głęb. 2924,4–2924,7 m, pakiety 4–5

Sharp boundary between the H facies shales (middle part) and bioturbated sandy heteroliths of the C2 facies (below); borehole Wrząca Wielka IGH 1, depth 2924.4–2924.7 m, units 4–5

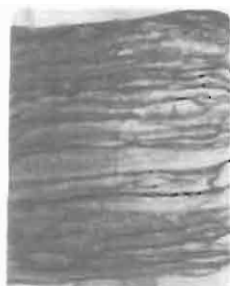


Fig. 35



Fig. 36



Fig. 37



Fig. 38



Fig. 39



Fig. 40



Fig. 41



Fig. 42



Fig. 43