

Szczepan J. POREBSKI<sup>1</sup>, Nestor OSZCZYPKO<sup>2</sup>

## LITOFACJE I GENEZA PIASKÓW BOGUCICKICH (GÓRNY BADEN), ZAPADLIŚKO PRZEDKARPACIE

(z 12 fig. i 9 tabl.)

**Abstrakt.** Piaski bogucickie tworzą soczewkowy litosom o elongacji ENE–WSW, reprezentujący spagowe ogniwo warstw grabowieckich na południowo-wschodnim obrzeżeniu Krakowa. Spąg litosomu stanowi w części zachodniej niezgodność kątowa, która w jego części środkowej przechodzi w powierzchnię wybitnej niezgodności erozyjnej, zastąpioną dalej na wschód przez kontakt zgodny. Na podstawie profilów odsłonięć między Biechanowem i Zabawą w piaskach bogucickich wyróżniono 9 litofacji: (A) frakcjonowane parazlepieńce, (B) warstwowane zlepieńce, (C) masywne i niewyraźnie laminowane piaskowce, (D) przekątnie warstwowane piaskowce, (E) piaskowce z laminacją niskokątową, (F) piaskowiec z kopolowym warstwowaniem przekątnym, (G) piaskowce frakcjonowane-laminowane, (H) piaskowce z laminacją riplemarkową, (I) mułowce. Te litofacje dokumentują depozycję ze: splywów kohezyjnych (A), prądów zawieszinowych o dużej (C, B) i małej gęstości (G, H), przepływów drobnoziarnistej zawiesiny podlegających fluktuacjom w prędkości i koncentracji niesionego materiału (G, H), prądów szelfowego przybrzeża (D, E), szelfowych wzebrań sztormowych (F, D) oraz sedymentacji hemipelagicznej, której lokalnie towarzyszyła redepozycja przez słabe, dennie prądy trakcyjne (I). Struktury kierunkowe wskazują na sedymentację w pobliżu linii brzegowej o przebiegu NW–SE, kształtowanej przez prąd wzdłużbrzegowy skierowany na SSW do SE oraz prądy rozrywające w kierunku NE. Przybrzeże było zasilane poprzez skiero-

wany ogólnie na NE do ENE transport rzeczny *via* deltowy nasyp przyujściowy, który w warunkach przepływów hiperpyknałnych generował grawitacyjne splywy osadu o podobnych kierunkach.

Zespół mechanizmów sedymentacji, charakter krzywych promieniowania gamma, kierunki paleoprądów oraz wybitny relief spągu piasków bogucickich wskazują na: rozcinanie szelfu przez rzekę odwadniającą w kierunku NE, wypełnianie wciętej doliny szelfowej (kanionu?) osadami grawitacyjnych splywów masowych zasilanych przez deltowe wypływy hiperpyknałne, depozycję w obrębie nasypów przyujściowych delty krawędzi szelfu, wzmocnioną redepozycję nasypów przyujściowych przez prądy przybrzeżne po całkowitym wypełnieniu doliny. Wcłanianie doliny/kanionu związane było ze spadkiem względnego poziomu morza, przy czym skala erozji szelfu chodnickiego (110 lub 230 m w zależności od opcji korelacyjnej) wskazują na tektoniczne obniżenie bazy erozyjnej w efekcie podniesienia dna basenu na zachód od rejonu Zagórza. Wiek tego podniesienia był starszy niż spąg zony *Hanzawaia crassiseptata*, a zapewne nie starszy niż najwyższa część horyzonu 5 Kirchnera (1956). Jest możliwe, że uskok odwrócony Książnice–Świątyniki–Zagórze oraz jego prawdopodobne zachodnie przedłużenie w rejonie Krakowa stanowiły północną granicę postulowanego, intrabadańskiego podniesienia.

**Słowa kluczowe:** delta krawędzi szelfu, wcięta dolina szelfowa, miocen, zapadliśko przedkarpacie.

### WSTĘP

Piaski bogucickie są znane od dawna z południowo-wschodniego obrzeżenia Krakowa (fig. 1; por. Niedźwiedzki, 1883; Friedberg, 1907; Skoczylas-Ciszewska, Kolasa, 1959), gdzie odsłaniają się na wzgórzu (272 m n.p.m.) we wsi Bogu-

cice. Podobne piaski występują w Krzyszkowicach na południowy zachód od Bogucic oraz dalej na zachód w Swoszowicach i Rajsku. Pod nazwą „piaski z Rajska” są znane również z literatury. W dolinie Wisły piaski bogucickie są

<sup>1</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, Ośrodek Badawczy w Krakowie, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków.

<sup>2</sup> Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków.

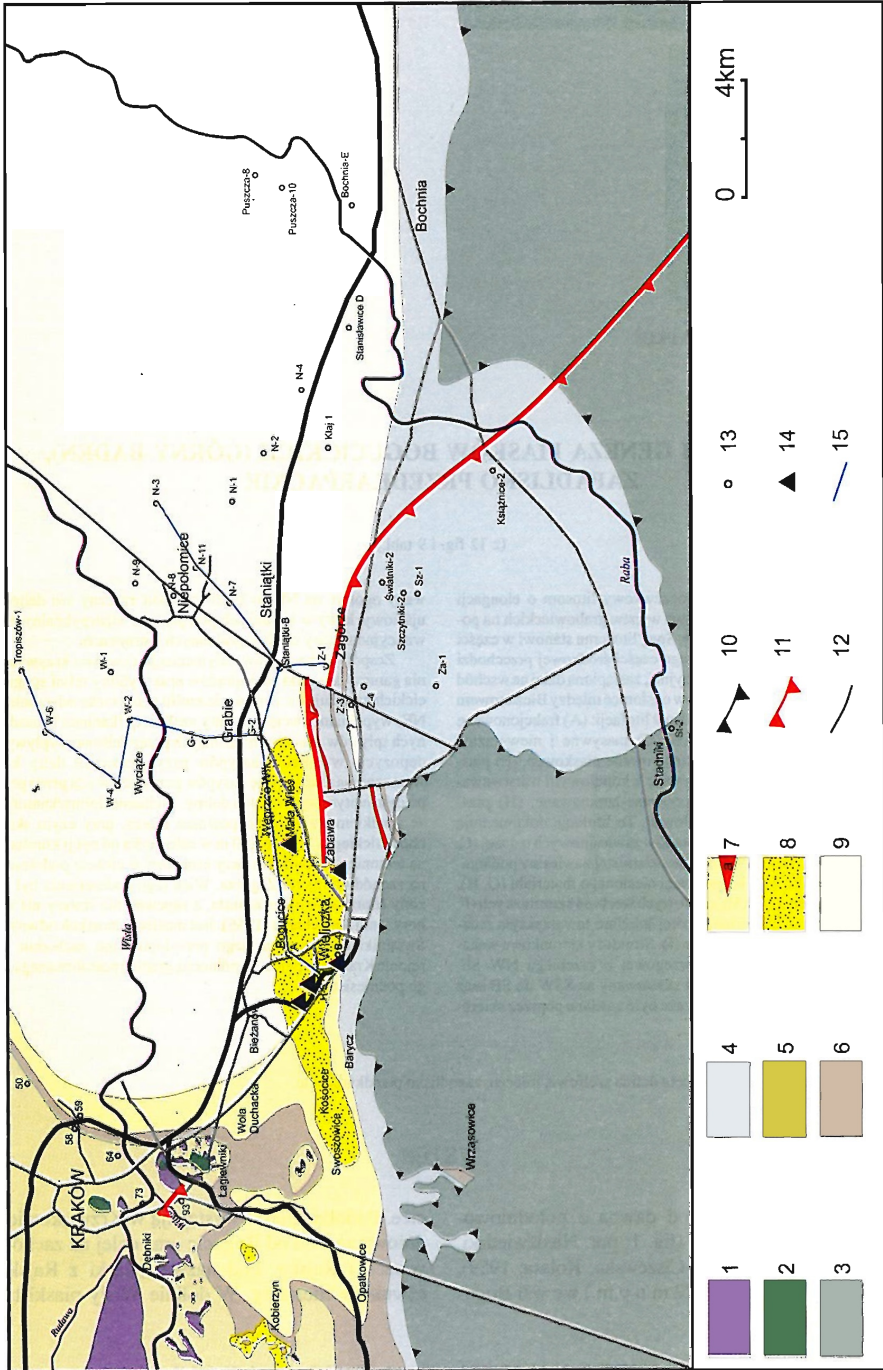


Fig. 1. Mapa występowania piaskowców bogucickich (według Burtan, 1954; Rutkowski, 1989; uproszczona)

Utwory platformowe: 1 — jura górna, 2 — kreda górna, 3 — Karpaty fliszowe; miocen zapadliska przedkarpackiego (baden): 4 — miocen sfałdowany, 5 — warstwy skawinińskie, 6 — ewaporaty, 7 — warstwy chodenickie: a — tufity, 8 — piaski bogucickie, 9 — warstwy grabowieckie, 10 — nasunięcie karpackie, 11 — uskok odwrócony (Książnice–Świątniki–Zagórze), 12 — uskoki zrutowe, 13 — otwory wiertnicze, 14 — odsłonięcia, 15 — przekroje korelacyjne

Geological sketch-map showing the distribution of the Bogucice Sands (simplified, after Burtan, 1954; Rutkowski, 1989)

Platform-like formations: 1 — Upper Jurassic, 2 — Upper Cretaceous, 3 — Flysch Carpathians; Miocene of Carpathian Foredeep (Badenian): 4 — folded Miocene, 5 — Skawina Beds, 6 — evaporites, 7 — Chodenice Beds: a — tuffites, 8 — Bogucice Sands, 9 — Grabowiec Beds; 10 — Carpathian overthrust, 11 — inverse fault (Książnice–Świątniki–Zagórze), 12 — normal faults, 13 — boreholes, 14 — outcrops, 15 — correlation sections

facjalnie zastąpione przez warstwy grabowieckie (por. Niedźwiedzki, 1883; Alexandrowicz, 1958; Skoczylas-Ciszewska, Kolasa, 1959), znane z licznych wierceń poszukiwawczych górnictwa naftowego w okolicy Niepołomic i Wyciąża oraz wierceń parametrycznych PIG w Staniątkach, Kłaju i Stanisławicach (Garlicki, 1968a, b). W kierunku wschodnim piaski bogucickie odsłaniają się w Wieliczce oraz między Zabawą i Węgrzcam Wielkimi.

Od południa i południowego wschodu piaski bogucickie graniczą z nasuniętymi utworami miocenu sfałdowanego: fałdem Wieliczki, należącym do jednostki zgłębickiej, oraz paraautochtonicznymi osadami północnej części „zatoeki gdowskiej”. Charakter tego kontaktu nie został dotychczas jednoznacznie wyjaśniony. Jest jednak prawdopodobne, że w Wieliczce piaski bogucickie leżą z niezgodnością erozyjną i kątową na utworach miocenu sfałdowanego (warstwy skawinińskie, ewaporaty i warstwy chodenickie — por. Poborski, Skoczylas-Ciszewska, 1963; Garlicki, 1968a), a w otworze wiertniczym Bogucice-A — z luką erozyjną i prawdopodobnie również niezgodnością kątową na warstwach chodenic-

kich należących do miocenu autochtonicznego (Garlicki, 1968a). Na mapie geologicznej arkusz Wieliczka (Burtan, 1954) pojedyncze, małe odsłonięcia piasków bogucickich znaczone są w rejonie Świątniki i Brzezia w północnej części „zatoeki gdowskiej”.

W dotychczasowych badaniach dominował pogląd o płytkomorskim pochodzeniu piasków bogucickich (Friedberg, 1907, 1933; Kowalewski, 1937, 1958; Alexandrowicz, 1958), a ich materiał był wiązany z erozją Karpat fliszowych (piaskowce istebniańskie? — Skoczylas-Ciszewska, Kolasa, 1959). Według Niedźwiedzkiego (1883), Nowaka (1938) i Połtowicza (1993) piaski bogucickie mogą być osadami deltowymi. Krach (1939) w faunie piasków bogucickich dopatrywał się elementów charakterystycznych dla środowiska plażowego. Skoczylas-Ciszewska i Kolasa (1959) podkreślili wybitnie erozyjny spąg oraz słabe wysortowanie piasków bogucickich, wskazujące na depozycję masową w obrębie doliny wyciętej przez rzekę. Otfinowski (1981) na podstawie przesłanek mikropaleontologicznych uznał je za fluksoturbidyty.

## POZYCJA STRATYGRAFICZNA PIASKÓW BOGUCICKICH

### LITOSTRATYGRAFIA

W okolicach Krakowa piaski bogucickie są najmłodszyimi osadami zapadliska przedkarpackiego. W tym rejonie zapadlisko jest najwęższe (10 km), a jego podłoże jest najbardziej elewowane, tworząc tzw. rygiel krakowski (Ney, 1968). Podłoże budują utwory górnokarpackie monokliny śląsko-krakowskiej oraz osady górnokredowe zachodniego skrzydła niecki miechowskiej (Oszczypko i in., 1989). Na południku Nowej Huty i Bogucic strop podłoża znajduje się na rzędnej od 0 do -50 m n.p.m., natomiast w kierunku zachodnim gwałtownie podnosi się, osiągając kulminację w zrębie Woli Justowskiej–Bielan, Krzemionek, Dębniak i Kurdwanowa (Rutkowski, 1989). Na zachód od Skawiny podłoże stopniowo obniża się w kierunku południowo-zachodnim. Od południa zapadlisko ograniczone jest tektonicznie przez wąską strefę miocenu sfałdowanego. Jej szerokość wynosi od około 2 km w Wieliczce do 0,5–1 km w Baryczy i Gaju. Na miocen sfałdowany nasunięta jest brzeżna część Karpat fliszowych, utworzona z intensywnie prze-fałdowanych utworów jednostek podśląskiej i śląskiej. W

rejonie Krakowa nasunięcie miocenu sfałdowanego i jednostek fliszowych na autochtoniczne osady zapadliska jest bardzo płaskie (Oszczypko, Tomasz, 1985).

Tradycyjnie w obrębie miocenu przedpola Karpat wydzielane są osady podewaporatowe, ewaporaty i osady nade-waporatowe. Osady chemiczne (gipsy, anhydryty, rzadziej sole kamienne) stanowią główny litostratygraficzny poziom korelacyjny zapadliska przedkarpackiego. Gipsy i anhydryty powszechnie uznawane są za poziom chronostratygraficzny, ale pogląd ten wciąż wymaga biostratygraficznego potwierdzenia. W południowej części Krakowa osady nade-waporatowe występują na powierzchni (Rutkowski, 1989). Są to iłowce i mulowce warstw chodenickich o miąższości około 50–60 m. W rejonie Wieliczki miąższość warstw chodenickich waha się od 38,5 m w otworze Bogucice-A do 275–280 m w otworach H-5 i B-4. W tych otworach warstwy chodenickie są trójdzielne (Łuczowska-Schiller, 1987; Łuczowska 1995). Dolna ich część (do 88 m miąższości) to mulowce z przewarstwieniami piaskowców. Część środkowa (100–130 m) jest reprezentowana przez szare iłowce łupkowe, natomiast część górna (70–80 m) to iłowce margli-

ste zielonkawe i szare z przeławieniami tufitowymi (Sikora, Sztotowa, 1969, Łuczowska-Schiller, 1987). Z porównania profili otworów H-5, B-4 oraz Bogucice-A można wnioskować, że w tym ostatnim otworze górne i środkowe warstwy chodenickie zostały zerodowane.

Ponad warstwami chodenickimi leży seria piaszczysto-ilaista, zwana warstwami grabowieckimi, o miąższości od 200 do 350 m. W części zachodniej (otwory Bogucice-A oraz Staniątki-B) w serii tej zaznacza się zdecydowana przewaga piaskowców nad ilowcami, natomiast ku wschodowi piaskowce i ilowce występują w równej proporcji. W rejonie Proszowice najmlodsze osady mioceńskie wykształcone są jako kompleksy wzajemnie przetawiających się ilów łupkowych i piasków z domieszką żwirowców ilastych (Gradziński, 1957). W żwirowcach tych powszechnie występują otoczaki piaskowców karpaccich (Doktor, 1983).

Kowalewski (1937) uważał, że piaski bogucickie i warstwy grabowieckie mogą być facją warstw chodenickich, jednak większość badaczy uznała, iż piaski bogucickie są odpowiednikiem warstw grabowieckich w rejonie Krakowa (Niedźwiedzki, 1883; Alexandrowicz, 1958; Skoczylas-Ciszewska, Kolasa, 1959). W niniejszej pracy piaski bogucickie definiujemy nieformalnie jako spagowe ogniwo warstw grabowieckich.

Według Skoczylas-Ciszewskiej i Kolasy (1959) piaski bogucickie z rejonu Biezanowa, Bogucic, Wieliczki i Zabawy leżą prawie poziomo na nierównej, erozyjnej powierzchni wyciętej w warstwach chodenickich. Spąg piasków jest najwyżej usytuowany między Rajskim i Swoszowicami (280 m n.p.m.), a najniżej w Bogucicach (ok. 220 m n.p.m.) i Zabawie (ok. 215 m n.p.m.). W Wieliczce (cegielnia) piaski bogucickie leżą niezgodnie na sfałdowanych warstwach chodenickich. Spąg piasków bogucickich znajduje się tutaj na wysokości 245 m n.p.m. Między Wieliczką i Bogucicami deniwelacja powierzchni spagowej piasków bogucickich jest nie mniejsza niż 25 m. Zdaniem wyżej cytowanych autorów piaski bogucickie mogły wypełnić dolinę rzeczną, która została wyerodowana po osadzeniu się warstw chodenickich. Według Sikory i Sztotowej (1969) w Chełmie nad Rabą warstwy chodenickie oddzielone są od grabowieckich morską powierzchnią erozyjną.

#### BIOSTRATYGRAFIA

W okresie międzywojennym stratygrafia osadów mioceńskich w rejonie Krakowa była oparta na badaniach makrofauny pochodzącej z nielicznych odsłoneń. Osady te były zaliczane do tortonu dolnego (opolu) i górnego (grabowu). Do tortonu dolnego miały należeć zarówno osady podewaporatowe, ewaporaty, jak i warstwy chodenickie. Fauna piasków bogucickich z odsłoneń w Bogucicach, Krzyszkowicach, Małej Wsi oraz Zabawie została opracowana przez Liszkę (1933). We wszystkich tych miejscach stwierdzono liczną, lecz często słabo zachowaną faunę małży, ślimaków oraz mszywioly i kolce jeżowców. Na podstawie oznaczonej fauny piaski zaliczono do tortonu górnego, czyli grabowu. Późniejsze nadania mikrofaunistyczne wykazały, iż warstwy chodenickie są młodsze od anhydrytów i należą do tortonu

górnego (Alexandrowicz, 1961, 1963; Łuczowska, 1964). Pod koniec lat sześćdziesiątych wprowadzony został nowy podział chronostratygraficzny osadów mioceńskich środkowej Paratetydy. Osady zaliczane dotychczas do tortonu uznane zostały za badeńskie (Ney, 1968; Oszczytko, 1982). Zgodnie z nowym podziałem, do badenu dolnego (morawu) zaliczono warstwy skawińskie, do środkowego (wieliczu) — osady chemiczne, a do badenu górnego (kosowu) — warstwy chodenickie i grabowieckie oraz ich ogniwo — piaskowce bogucickie.

W osadach chemicznych często brak jest mikrofauny lub w przeławieniach ilastych występują otwornice znane z osadów podsolnych, takie jak *Globigerina-Valvulineria* oraz *Uvigerina costai*. Według Łuczowskiej (1995) dolna część warstw chodenickich w rejonie Wieliczki nie zawiera mikrofauny lub sporadycznie występuje nieliczny bentos, głównie *Neobulimina longa*, *Bulimina elongata*, *Nonion*, *Elphidium*, *Bolivina* i *Cassidulina* (por. Alexandrowicz, 1961; Barwicz, 1978). Środkowa część warstw chodenickich charakteryzuje się ubogim planktonem i bentosem. Część górna cechuje się masowym występowaniem planktonu: globigerin, radiolarii i pteropodów (spiratelle). Podobna mikrofauna notowana jest w warstwach chodenickich nad Rabą (Sikora, Sztotowa, 1969). Według Alexandrowicza (1961) warstwy grabowieckie w Chełmie zawierają bogatą mikrofaunę zdominowaną przez otwornice wapienne, bentoniczne, z rodzajów: *Elphidium*, *Asterigerina*, *Bulimina*, *Discorbis*, *Cibicides* oraz nieliczne otwornice planktoniczne z rodzaju *Globigerina*.

Według Łuczowskiej (1995) warstwy chodenickie (poziom *Neobulimina longa*) i grabowieckie (poziom *Hanzawaia crassiseptata*) należą do badenu górnego (fig. 2). Zdaniem Łuczowskiej w otworach wiertniczych w Niepołomicach oprócz badenu obecny jest również sarmat (zespół z *Anomalinoidea dividens*). Według ostatnich badań nanoplanktonu wapiennego w zachodniej części zapadliska przedkarpacciego zarówno poziom ewaporatowy, jak i nadległe osady kla-

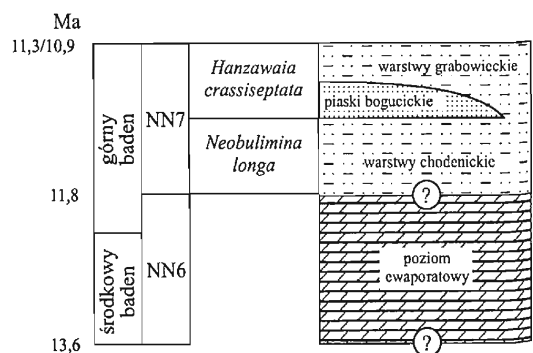


Fig. 2. Pozycja stratygraficzna piasków bogucickich (Łuczowska, 1958, 1964, 1995; Steininger i in., 1990; Berggren i in., 1995; Peryt, 1997; Czepiec, Kotarba, 1998)

Stratigraphic position of the Bogucice Sands (data after: Łuczowska, 1958, 1964, 1995; Steininger et al., 1990; Berggren et al., 1995; Peryt, 1997; Czepiec, Kotarba, 1998)

styczne reprezentują zonę NN6 (Peryt, 1997). W rejonie Tamorzegu osady nadewaporatowe zaliczane są do zony NN 8/9 (Gądzicka, 1994). Wiek radiometryczny tufitów z warstw chodenickich w Chełmie nad Rabą oscyluje wokół

12 Ma (Van Couvering i in., 1981), natomiast tuf WT-1 (najwyższa część sukcesji podewaporatowej) z kopalni soli w Wieliczce ma  $12,5 \pm 0,9$  Ma (Bukowski, Banaś, w: Oszczypko, 1997).

## LITOFACJE I MECHANIZMY DEPOZYCYJNE

Podział piasków bogucickich na litofacje został wykonany na podstawie szczegółowo sprofilowanych odsłoneń powierzchniowych położonych w Bogucicach, Zabawie, Bieżanowie i Wieliczce (cegielnia) oraz na podstawie obserwacji we fragmentarycznie odsłoniętych częściach formacji w rejonie Małej Wsi i Niepołomicach. W omawianych utworach dominują piaski i piaskowce; wkładki o frakcjach ilaro-pylastej i żwirowej są reprezentowane podrzędnie. Osad jest na ogół słabo skonsolidowany (syпки lub spoisty), chociaż lokalnie zawiera rozległe strefy cementacji kalcytowej w formie płaskur i soczew. W celu uzyskania jednolitości opisu przyjęto terminy teksturalne dla skonsolidowanych osadów klastycznych. Ogółem wydzielono 9 litofacji różniących się między sobą teksturą i zespołami struktur sedimentacyjnych.

### LITOFACJE

**A. Frakcjonowane parazlepienie.** Do facji tej zaliczono ławice zlepieńcowe o rozproszonym szkielecie ziarnowym tkwiącym w źle wysortowanej, piaszczysto-mułowej masie wypełniającej, zwykle o czerwonawobrunatnym zabarwieniu (tabl. Ia). Szkielet ziarnowy jest zbudowany głównie z elementów srođformacyjnych, wśród których dominują duże (do 30 cm średnicy), świeże, ostrokrawędziste intraklasty szarego i zielonego mułowca, redeponowane kongrecje piaskowcowe oraz na ogół drobno pokruszony detrytus muszli ślimaków i małży. Częste są także ostrokrawędziste i słabo obtoczone intraklasty sępkanego, brunatnoszarego iłowca. Część tych intraklastów i redeponowanych kongrecji wykazuje milimetrowe obwódki zbudowane z substancji żelazisto-kalcytowej i inkrustowane ziarnami grubego piasku. Fragmenty takich obwódek występują też jako indywidualne klasty. Nieliczny jest rozproszony, drobny żwir kwarcowy i skał krzemionkowych. Omawiana facja występuje w formie ławic tabularnych i soczewowatych, miąższości 0,2–0,8 m, o erozyjnych i erozyjno-pogrzęźniętych spągach i na ogół ostrych stopach. Ławice wykazują inwersję w rozmiarach klastów w częściach dolnych i normalną gradację ziarna w częściach górnych. Udział frakcji żwirowej zmienia się lateralnie, przy czym bardziej piaszczyste części ławic zachowują odwróconą i normalną frakcjonację ziarna. W górnych częściach ławic dominuje masywny piaskowiec, lokalnie z niewyraźną laminacją poziomą i śladami struktur odwodniowych („misczki”, konwolucje) oraz rzadkimi, rozproszonymi intraklastami (tabl. Ib). Przystropowe części ławic, o ilaro nie są zmodyfikowane erozyjnie, wykazują niekiedy centymetrową laminę pylastego bardzo drobnoziarnistego piaskowca wzbogaconego w detrytus roślinny.

**B. Warstwowane zlepienie.** Facja ta obejmuje zlepienie i piaskowce zlepieńcowate występujące w ławicach miąższości 0,5–1,8 m o soczewowatej geometrii i niezmiennie erozyjnych spągach (tabl. IIa). Ławice te stanowią wypełnienia koryt o szerokości kilkunastu i więcej metrów i dnach urzeźbionych mniejszymi, na ogół asymetrycznymi, decymetrowymi rozmociami. W rozmocjach tych występują koncentraty o zwartym szkielecie ziarnowym, złożone z często zimbrykowanych intraklastów (do 20 cm średnicy) szarego i brunatnego mułowca z obwódkami cementacyjnymi, redeponowanych kongrecji, drobnokalibrowego żwiru i rzadkich okruców makrofauny. Interwał zlepieńcowy jest zwykle przykryty przez słabo wysortowany, gruboziarnisty piaskowiec, lokalnie z rozproszonymi i smugowatymi skupieniami granul, przechodzący stopniowo w górę w lepiej wysortowaną frakcję srođnioziarnistego piasku. W dolnych częściach ławic zazwyczaj występują wielozestawy rynnowego warstwowania przekątne o decymetrowej skali i jednokierunkowej orientacji, a w górnych — laminacja subhoryzontalna (tabl. IIa). Chociaż w ogólnym obrazie omawiane ławice wykazują na ogół drobnienie ziarna ku górze, to jednak w dolnych, przekątnie warstwowanych interwałach, szczególnie na granicach zestawów, obserwuje się smugi materiału drobnoziarnistego.

**C. Masywne i niewyraźnie laminowane piaskowce.** Facja ta obejmuje srođnio- i gruboziarniste piaskowce występujące w ławicach o miąższości 0,2–2,8 m, ostrym spagu i ostrym, płaskim stopie. Ławice wykazują na ogół tabularną geometrię (tabl. IIb) przy zasięgach lateralnych przekraczających szerokość odsłoneń (maksymalnie 10–25 m). Dość często spagi mają wyraźne erozyjny charakter o metrowym reliefie, z asymetrycznymi i nieregularnymi wcięciami, lokalnie z rynnowym warstwowaniem przekątnym (fig. 3). Na ogół w partiach przyspagowych indywidualnych ławic oraz amalgamatów ławic zaznacza się odwrócona gradacja ziarna, a w partiach przystropowych — normalna gradacja. Powszeczne są oznaki amalgamacji, najczęściej w postaci nieciągłych, srođławicowych powierzchni erozyjnych, podkreślonych miejscami przez nagromadzenia intraklastów mułowych, które niekiedy przechodzą lateralnie w cienkie pozostałości przewarstwień mułowca, oraz skokowych zmian uziarnienia, miejscami związanych z poziomami pogrążów. W przeważającej części omawiane ławice wydają się być masywne („bezstrukturuwane”). Jednak na dokładnie oczyszczonych powierzchniach widać, że strefy masywne występują naprzemianlegle z interwałami wykazującymi struktury depozycyjne i wczesnokonsolidacyjne.

Powszechne jest poziome wstęgowanie, w którym indywidualne wstęgi, 2–7 cm miąższości, wykazują odwróconą gradację ziarna i są ograniczone w spagu nieciągłymi smuż-

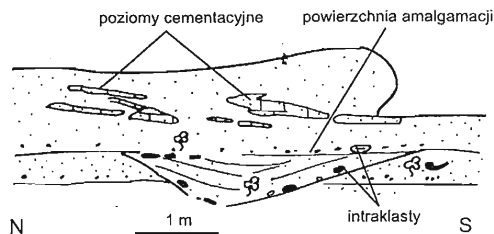


Fig. 3. Wcięcie erozyjne z warstwowaniem przekątnym w spągu amalgamatu ławic piaskowca litofacji C; Wieliczka

Cross-stratified erosional scour at the base of the facies C amalgamated sandstone beds; loc. Wieliczka

kami wzbogaconymi w materiał pylasty (tabl. IIIa). Wstęgi mają niewyraźnie zarysowane spągi i stropy oraz zanikają zarówno obocznie, jak i w pionie w obrębie masywnego piaskowca. Często są także żelaziste strefy cementacyjne rozwinięte na strukturach misczkowych i kolumnowych związanych z ucieczką wody (tabl. IIIb). Wśród struktur trakcyjnych zaobserwowano cienkie zestawy laminacji poziomej i warstwowania przekątnego. Warstwowanie przekątne o decymetrowej skali i na ogół rynnowym charakterze występuje rzadko i było notowane zarówno w partiach przyspągowych, środkowych, jak i stropowych poszczególnych ławic (fig. 3, tabl. IVa). Ma ono niewielki zasięg lateralny i na ogół zanika stopniowo w masywnym piaskowcu. Laminacja pozioma i przekątna wykazuje ślady deformacji hydroplastycznych, które w skrajnym przypadku przybierają formy konwolucji z charakterystycznie wąskimi antyklinalami, niekiedy o wyraźnej wergencji, oddzielonymi bardzo szerokimi synklinami (tabl. IVb).

Najwyższe, lepiej wysortowane części ławic wykazują powszechnie struktury trakcyjno-suspensyjne i trakcyjne ze śladami deformacji w stanie hydroplastycznym. W jednym przypadku napotkano ok. 10 cm miąższości zestaw laminacji riplemarkowej typu S (Jopling, Walker, 1968) w piaskowcu drobnoziarnistym (tabl. Va). Zaznacza się on dzięki obecności smug materii roślinnej podkreślającej symetryczne formy riplemarkowe. Grzbiety riplemarków są zdeformowane przez nieregularne kolumnienki o pomarszczonych zarysach, reprezentujące ślady ucieczki wody lub, co bardziej prawdopodobne, organogenicznego gazu. W jednym przypadku zaobserwowano warstwę piaskowca pylastego, 1–2 cm miąższości, z lokalnie erozyjnym spągami, której strop jest pokryty riplemarkami symetrycznymi o zaokrąglonych grzbietach i szewronowej (dwukierunkowej) laminacji przekątnej (tabl. Vb).

W dwóch ławicach (Zabawa) napotkano śródławicowe, nachylone pseudowarstwowanie. Ma ono formę zimbrykowanych, rozszerzających się ku górze szufłowatych klinów, które zapadają pod kątem 40–60° w górnej części ławicy i spłaszczają się w dół, dochodząc stycznie do spągu ławicy (tabl. VIa, b). Powierzchnie graniczne klinów zaznaczają się dzięki koncentracji materiału pylastego i detrytusu roślinne-

go, a wewnątrz klinów wykazują niewyraźne ślady zdeformowanej odwodnieniem laminacji, równoległej do powierzchni granicznych, lub są całkowicie „bezstrukturalne”.

**D. Przekątne warstwowanie piaskowce.** Facja ta dominuje w odstonięciu w Bogucicach. Obejmuje ona piaskowce z warstwowaniem przekątnym w dużej skali, które występują w formie pojedynczych zestawów wypełniających małe rozmycia erozyjne, wielozestawów oraz erozyjnie amalgamowanych zestawów ławic stanowiących wypełnienia dużych koryt o głębokości do 3 m, a prawdopodobnie i większej (fig. 4). Dominuje słabo i dobrze wysortowany piaskowiec średnio- i gruboziarnisty. Pojedyncze rozmycia mają na ogół lekko asymetryczne zarysy, decymetrowej skali, gładki lub schodowy relief, a ich szerokość nie przekracza kilku decymetrów (tabl. VIIa). W rozmyciach skoncentrowane są często zimbrykowane intraklasty mułowca, redeponowane kongrecje piaskowcowe i żwirki kwarcowy. Wypełnienia wykazują rynnowe warstwowanie przekątne podzielone przez wewnętrzne, wypukłe ku dołowi powierzchnie erozyjne na indywidualne zestawy przekątne o miąższości z reguły poniżej 10 cm.

Wielozestawy warstwowania przekątnego wypełniają wyraźnie zdefiniowane koryta o głębokości 1 m i szerokości do kilku metrów lub występują w formie szerokich soczew o niezmiennie erozyjnym spągu (fig. 4). Dominują decymetrowej skali zestawy rynnowe (tabl. VIIb), w których indywidualne laminy zawierają często drobno pokruszone fragmenty makrofauny oraz intraklasty mułowca; natomiast smużki mułowe obserwowano jedynie sporadycznie. Powierzchnie graniczne zestawów są niekiedy erozyjnie przykryte pojedynczymi intraklastami mułowca o średnicy do 15 cm; w jednym wielozestawie stwierdzono nachyloną, wypukłą ku górze powierzchnię reaktywacji. Zaobserwowano także pojedyncze, tangencjalne zestawy planarne, centymetrowej miąższości, które występują w stropowych partiach wielozestawów rynnowych. W jednym zestawie tabularnym stwierdzono riplemarki powrotne między laminami przyspągowymi. Orientacja lamin przekątnych w zestawach planarnych różni się o 90° od zanotowanej w zestawach rynnowych. Powszechnie są ślady drobnych deformacji odwodnieniowych; w jednym przypadku zaobserwowano laminację przekątną zdeformowaną w obalone fałdy (tabl. VIIIa). Ogólnie w poszczególnych odstonięciach rynnowe warstwowanie przekątne wykazuje stosunkowo mały rozrzut i mody w kierunku NE i SW (por. fig. 6 i 10).

Omówione struktury warstwowania przekątnego nie zawsze są widoczne w zwietrzających ścianach odstonieć i na ogół identyfikacja tych struktur jest możliwa tylko na dokładnie oczyszczonych powierzchniach. Dlatego można sądzić, iż facja przekątnie warstwowanych piasków występuje w piaskach bogucickich znacznie częściej niż wynika to z naszych obserwacji.

**E. Piaskowce z laminacją niskokątową.** Facja ta występuje w soczewowatych i klinowych ławicach o erozyjnym spągu, miąższości 0,1–0,4 m, zbudowanych z jasnoszarego, dobrze i bardzo dobrze wysortowanego drobno- lub średnioziarnistego piaskowca. Laminacja subhoryzontalna i niskokątowa (2–8°) zaznacza się wyraźnie dzięki ostrym kontrastom w uziarnieniu między sąsiednimi laminami (tabl.

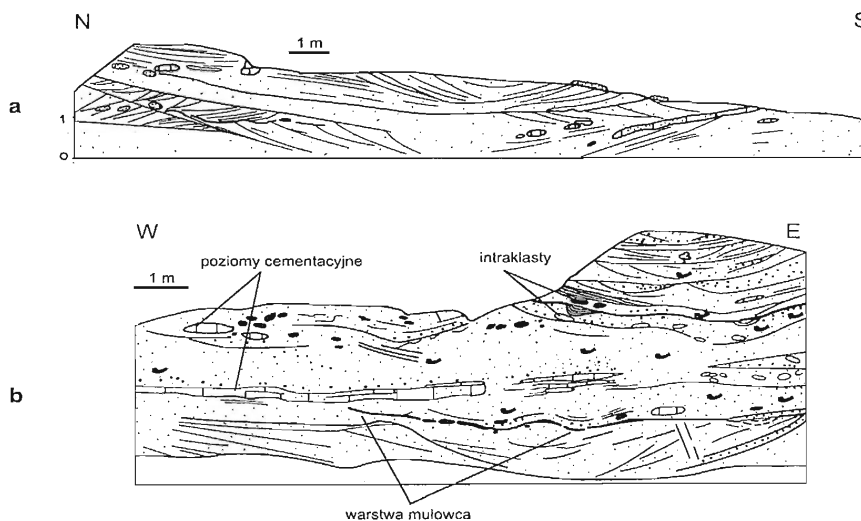


Fig. 4. Litofacja D. (a) Przekrój poprzeczny przez fragment dużego koryta wypełnionego piaskowcem z rynnowym warstwowaniem przekątnym w dużej skali. (b) Piaskowce z wielkoskalowym warstwowaniem przekątnym rynnowym i planarnym, bogate w intraklasty piaskowca i mułowca oraz fragmenty skorup małży i ślimaków. Bogucice

Lithofacies D. (a) Transverse cross-section through a fragment of conspicuous channel filled with large-scale trough cross-stratified sandstone. (b) Large-scale trough and planar cross-stratified sandstone rich in the intraclasts of sandstone, mudstone and mollusc shell detritus. Loc. Bogucice

VIIIb). Poszczególne zestawy lamin oddzielone są od siebie niskokątowymi powierzchniami erozyjnymi, a także cienkimi (centymetrowymi), nieciągłymi horyzontami laminacji przekątnej małej skali, lokalnie o charakterze wstępującym. Kierunki nachylenia laminacji niskokątowej wykazują duży rozrzut.

**F. Piaskowiec z kopolowym warstwowaniem przekątnym.** W stropowej części odsłonięcia w Biezanowie stwierdzono ławicę zbudowaną z pylastego, drobnociarnistego piaskowca barwy jasnoszarej z kopolowym warstwowaniem przekątnym. Ławica ta ma miąższość 0,25 m, a jej spąg jest erozyjny, lokalnie z niewielkimi pogrążami (tabl. IXa). Na powierzchni spągowej występują drobne intraklasty mułowca, fragmenty makrofauny i rozproszony żwir kwarcowy. Część centralna ławicy wykazuje nachyloną, pendepozycyjnie zdeformowaną, falistą laminację, która definiuje wyraźną, dość symetryczną kopułę z upadami do kilkunastu stopni na zewnątrz od centrum kopuły. Laminacja jest ujęta w kilka wiązek oddzielonych niskokątowymi powierzchniami erozyjnymi, a w górnej części ławicy pojawiają się pojedyncze zestawy laminacji riplemarkowej.

**G. Piaskowce frakcjonowane-laminowane.** Do facji tej zaliczono tabularne ławice piaskowca od drobnociarnistego, o miąższości 0,05–0,30 cm, o erozyjnym lub erozyjno-pogrążonym spągu, normalnym uziarnieniu frakcjonalnym, laminacji riplemarkowej, zwykle wstępującej typu B, oraz poziomej. Te interwały strukturalne występują na ogół w pionowych następstwach charakterystycznych dla

boumowskich turbidytów Tabc, Tbc i Tcd. Nierzadkie są amalgamaty cienkich interwałów frakcjonowanych Ta oraz sekwencji Tab (tabl. IXb).

**H. Piaskowce z laminacją riplemarkową.** Facja ta obejmuje tabularne ławice bardzo drobnociarnistego, rzadziej średnociarnistego piaskowca, miąższości 0,02–0,4 m, z warstwowaniem przekątnym małej skali o charakterze rynnowym, jednokierunkowym, zwykle wstępującym typu B (tabl. IXb). Lamy odprądowe są z rzadka podkreślone smużkami mułu. Uziarnienie frakcjonalne zaznacza się niezbyt wyraźnie, a gdy jest obecne, może mieć zarówno normalny, jak i odwrócony charakter. Obserwowano również strukturalne sekwencje, gdzie subtelny wzrost grubości ziarna ku górze jest związany ze stopniowym przejściem od laminacji subhoryzontalnej do typu B laminacji riplemarkowej o wzrastającym w górę kącie wspinania (tabl. IXb). Część frakcjonowanych ławic tej facji może reprezentować element Tc facji piaskowców frakcjonowanych-laminowanych. W jednej ławicy (Biezanów), zawierającej wielozestaw wstępującej laminacji riplemarkowej, zaobserwowano wypukły ku górze strop, przykryty laminacją niskokątową. Ławica ta może reprezentować litotyp przejściowy do facji z kopolowym warstwowaniem przekątnym.

**I. Mułowce.** W zbadanych odsłonięciach piasków bogucickich przewarstwienia pelityczne są stosunkowo rzadkie i cienkie. Ich miąższość waha się od kilku milimetrów do ok. 0,5 m, zwykle jednak nie przekracza kilku centymetrów. Ławice pelityczne mają zwykle niewielki zasięg lateralny

wskutek erozji poprzedzającej depozycję nadległych facji piaskowcowych i często przechodzą obocznie w skupienia intraklastów mułowca. Ławice te mają na ogół heterolitowy charakter, gdzie tło stanowi łożwiec barwy ciemnej, od zielonoszarej do jasnoszarej, w którym występują laminy i izolowane soczewki riplemarkowe zbudowane z materiału pylastego i bardzo drobnego piasku. Pod względem mineralogicznym łożwiec (próbka Z/15a) składa się z illitu, kaolinitu, pakietów illitowo-smektytowych, kalcytu i śladowych ilości chlorytu. Ławice pelityczne opróbowano na zawartość dinocyst, których jednak nie stwierdzono (P. Gedl, informacja ustna). Offinowski (1981) stwierdził otwornie planktoniczne w przeławiczeniach ilasto-marglistych w piaskach bogucickich.

#### STRUKTURY BIOGENICZNE

W zbadanych odsłonięciach nie stwierdzono śladów działalności organizmów, które można by w sposób jednoznaczny wiązać z okresem depozycji piasków bogucickich. W Biezanowie i Zabawie pospolicie występują ślady pozimych kanałów bioturbacyjnych przypominających *Planolites*. W Biezanowie stwierdzono także pionowe kanały o buławkowatych zarysach, przypominające ślady rozkopywania infauny małżowej. Jednak biorąc pod uwagę słabą konsolidację osadu przy obfitości dzisiejszych penetracji korzeniowych (tabl. VIIIb), wszystkie te ślady mogą mieć współczesną genezę.

#### MECHANIZMY DEPOZYCYJNE

Omówione spektrum litofacji wskazuje na wielość procesów depozycyjnych, z którymi związana była sedimentacja piasków bogucickich. Cechy ławic frakcjonowanych parazlepieńców (facja A), takie jak: rozproszony szkielet ziarnowy, obfitość drobnodziarnistego tła, inwersyjne uziarnienie w partiach przyspągowych i normalna gradacja w zakresie najgrubszych ziarn przy stropie, wskazują na depozycję z podwodnych, kohezyjnych sptyłów rumoszowych, prawdopodobnie przejściowych do prądów zawieszinowych o dużej gęstości. Obfitość materiału śródformacyjnego, złożonego m.in. z redeponowanych kongrekcji, dużych fragmentów makrofauny i intraklastów z obwódkami cementacyjnymi, sugeruje, iż inicjacja sptyłów rumoszu była poprzedzona fazą subaeralnej erozji szelfu (por. Van Wagoner i in., 1990) oraz że były one generowane przez rzeczne przepływy powodziowe wkraczające na podwodny skłon.

Ławice masywnych i niewyraźnie laminowanych piaskowców (facja C) wykazują pełny zestaw cech charakterystycznych dla osadów prądów zawieszinowych o dużej gęstości (por. Lowe, 1982; Leszczyński, 1989). Odwrotnie frakcjonowane wstęgowe jest interpretowane jako efekt „zamrażania” silnie skoncentrowanej, inercyjnej dyspersji rozwijającej się periodycznie w warstwie przydennej prądu („dywan trakcyjny” — Dżużyński, Sanders, 1962; interwał S2 — Lowe, 1982). Masywne interwały z normalnym uziarnieniem frakcjonalnym w najgrubszym zakresie ziarna oraz struktury odwodnieniowe wskazują na szybką depozycję z

niewiele mniej skoncentrowanej dyspersji. Laminacja pozioma oraz izolowane zestawy rynnowego warstwowania przekątnego odzwierciedlają procesy trakcyjne w warunkach płaskiego dna oraz rozwoju dużych, trójwymiarowych form dna, kształtowanych przez przepływy turbulენტne o małej koncentracji. Obserwowany brak wyraźnego uprzywilejowanego następstwa omawianych interwałów strukturalnych oraz ich częste oboczne zanikanie w obrębie masywnego piaskowca są cechami charakterystycznymi dla turbidytów o dużej gęstości (fluksoturbidytów), których depozycja była zdominowana raczej procesem warstwowej aggradacji (*incremental aggradation* — Kneller, Branney, 1995) niż gwałtownego „zamrażania”. Koncentracja materiału w warstwie przydennej, a tym samym warunki depozycyjne (zamrażanie przepływu inercyjnego, gwałtowne wypadanie z suspensji, depozycja z trąkacji) zależą od tempa dostawy materiału z górnej części przepływu do jego przesłony dennej. Tempo dostawy z kolei podlega fluktuacjom wywoływanym m.in. przez transformacje grawitacyjne w obrębie przepływu, jego oddziaływaniem z podłożem, a także zmieniającą się w czasie charakterystyką źródła zasilania, jak np. retrogresywny ześlizg/osuwisko, długość trwania i oscylacje w przebiegu fal powodziowych generujących przydenne przepływy hiperpyknalne. Ten ostatni czynnik zyskuje na znaczeniu w świetle dobrze udokumentowanego faktu, iż zwiększona dostawa piasku na skłon szelfowy wiąże się z okresami niskiego stanu względnego poziomu morza, gdy przybrzeżny próg depozycyjny przesuwają się blisko lub poniżej krawędzi szelfu (por. Van Wagoner i in., 1990; Posamentier i in., 1992). Laminacja wstępująca typu S, związana z trakcyjno-zawieszinową akrecją riplemarków symetrycznych, wskazuje na oddziaływanie przepływów dwukierunkowych towarzyszących ostatnim fazom depozycji z prądu zawieszinowego o dużej gęstości, a tym samym na głębokość dna powyżej burzowej podstawy falowania. Ten ostatni wniosek znajduje również potwierdzenie w obecności cienkiej warstwy z szewronową laminacją riplemarkową.

Zimbrykowane pseudowarstwowanie w ławicach omawianej facji przypomina tektoniczny dupleks kontrakcyjny, ale podobne struktury są znane również z osuwisk (Shanmugam i in., 1988) oraz fluksoturbidytów, gdzie powstawanie zimbrykowanych powierzchni poślizgu (ścianania) związane jest z tangencjalnym naciskiem prądu na przyzme osadu gwałtownie zdeponowanego z jego czoła (Nemec, 1990). Taką interpretację potwierdza wergencja łusek dupleksu (NNE), nawiązująca do dominującego kierunku paleoprądów (NE-ENE) w odsłonięciu w Zabawie na podstawie innych wskaźników kierunkowych (fig. 5). Podobne struktury opisał Nemec i in. (1988) z kredowego szelfu Spitsbergenu, wiążąc ich powstanie z wypełnianiem wielkiej niszy osuwiskowej przez grawitacyjny kolaps deltowego nasypu przyujściowego.

Silnie erozyjne spągi oraz dużej skali warstwowania rynnowe, laminacja subhoryzontalna i pionowe drobnienie ziarna w ławicach warstwowanych zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych (facja B) wskazują na depozycję ze skanalizowanych, silnych przepływów trakcyjnych o zmniejszającej się energii. Chociaż omawiana facja przypomina niektóre litotypy zlepieńców resedymentowanych, osadzonych z doj-





Fig. 5. Profil odsłonięcia w Zabawie (litofacje zaznaczone literami)

Stratigraphic log of the Zabawa section (lithofacies denoted by letters)

rzałych, turbulentnych sptywów masowych (Porębski, 1984), to jednak ostre kontrasty teksturalne w dolnych częściach ławic wydają się przemawiać przeciwko takiej interpretacji. Raczej rysuje się tu podobieństwo facji B do utworów korytowych zalewów powodziowych; mogła ona powstać w korytach fluwialnych o małej krętości lub z fluwialnie generowanych przepływow hiperpyklnalnych, depozujących osad poniżej wylotu kanału rozprowadzającego na czole delty.

Obfitość detrytusu skorup małży i ślimaków, wyraźnie skanalizowane formy ławic oraz decymetrowa skala i rylnny charakter zestawów przekątnych w przekątnie warstwowanych piaskowcach (facja D) wskazują, iż facja ta powstała w efekcie migracji trójwymiarowych megariplemarków formowanych przez morskie, jednokierunkowe, silne prądy trakcyjne operujące zapewne w korytach o małej krętości. Planarne zestawy przekątne z riplemarkami powrotnymi sugerują depozycję w obrębie mikrodelty wypełniających bocznie obniżenia między grzbietami megariplemarków. Mięzsze wielozestawy warstwowania przekątnego i lokalnie występujące powierzchnie reaktywacji sugerują amalgamację megariplemarków w makroformy dna (nasypy) o bliżej nie-

określonej geometrii. Ubogość udrapowań mułowych, brak bioturbacji i klasycznych wiązek pływowych pozwala wykluczyć prądy pływowe. Bimodalność kierunków warstwowania przekątnego, z główną modą w kierunku NE oraz podrzędną modą w kierunku SSE, przy generalnym przebiegu krawędzi szelfu WNW–ESE (Porębski, 1999), wskazują, iż omawiana facja powstała najprawdopodobniej w strefie przybrzeża kształtowanego przez procesy sztormowego odpływu o kierunku NE oraz dryft wzdłużbrzegowy skierowany najprawdopodobniej na SSE.

Dobre wysortowanie, ostre, na ogół planarne spągi i laminacja równoległa do klinowej w piaskowcach z laminacją niskokątową (facja E) wskazują na redepozycję materiału piaszczystego przez płytkie, pokrywowe prądy w warunkach górnego reżimu przepływu. Warunki takie mogły zaistnieć w elewowanych częściach nasypów i krawędziach kanałów, tam gdzie zmniejszona głębokość dna wymuszała rozwój górnego reżimu przepływu bez zmian w prędkości prądu i grubości ziarna. Jest także bardzo prawdopodobne, iż część ławic tej facji powstała w strefie zmywu i może reprezentować cienkie pokrywy plażowe.

Kopułowe warstwowanie przekątne (facja F) jest uważane za efekt depozycji ze sztormowych przepływów szelfowych o silnej składowej oscylacyjnej. Rzadkość przewarstwień mułowca oraz współwystępowanie z piaskowcami z laminacją niskokątową sugerują depozycję w obrębie górnego przybrzeża (por. Dott, Bourgeois, 1982).

Ławice piaskowców frakcjonowanych-laminowanych (facja G) są interpretowane jako osady klasycznych prądów zawieszonych. Wskazuje na to uziarnienie frakcjonalne i pionowe sekwencje strukturalne charakterystyczne dla depozycji ze zwalnającej, turbulentnej zawiesiny.

Piaskowce z laminacją riplemarkową (H) powstały głównie w wyniku migracji krętych riplemarków prądowych. Część tej facji może reprezentować turbidyty Tc. Jednak obecność oznak depozycji w warunkach wzrastającej energii prądu (tabl. IXb) sugeruje oddziaływanie zasilanych fluwialnie przepływów hiperpyklnalnych.

Facja mułowcowa (I) jest suspensatem hemipelagicznym. Prawdopodobnie mięzsze interwały drobnoziarniste widoczne na profilach karotażowych reprezentują tę fację zdeponowaną w środowisku prodelty i szelfu.

Z powyższych rozważań wynika, iż piaski boguckie są utworem poligenicznym i powstały w wyniku oddziaływania pięciu grup procesów depozycyjnych. Obejmowały one:

- grawitacyjne sptywy osadu o reologii sptywów kohezyjnych (facja A) oraz prądów zawieszonych o dużej gęstości (C, być może B), prawdopodobnie w znacznej mierze rozwijające się z deltowych wypływów hiperpyklnalnych;

- klasyczne prądy zawieszinowe o małej gęstości (G, część facji H) oraz przepływy drobnoziarnistej zawiesiny podlegające fluktuacjom w prędkości i koncentracji niesionego materiału, najprawdopodobniej zasilane deltowym „pióropuszem” zawieszinowym (część facji H i G),

- skanalizowane, jednokierunkowe morskie prądy trakcyjne (D) oraz być może także prądy rzeczne (część facji B);

- sztormowe i „normalne” procesy szelfowego przybrzeża (F, część facji E i D);

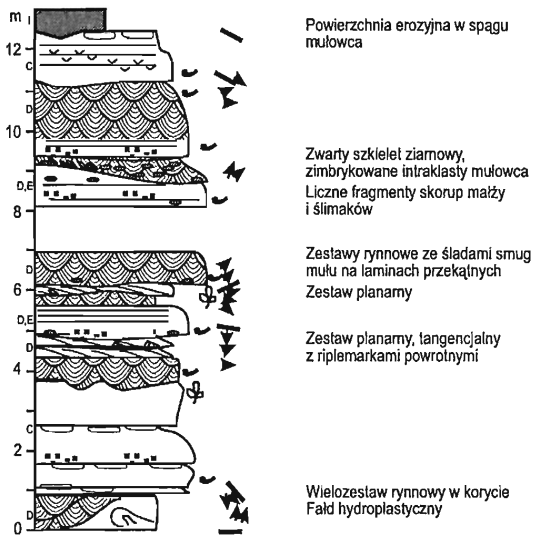


Fig. 6. Profil odsłonięcia w Bogucicach (litofacje zaznaczone literami)

Stratigraphic log of the Bogucice section (lithofacies denoted by letters)

— wypadanie frakcji najdrobniejszych z hemipelagicznej suspensji, której lokalnie towarzyszyła redepozycja przez słabe, denne prądy trakcyjne (I).

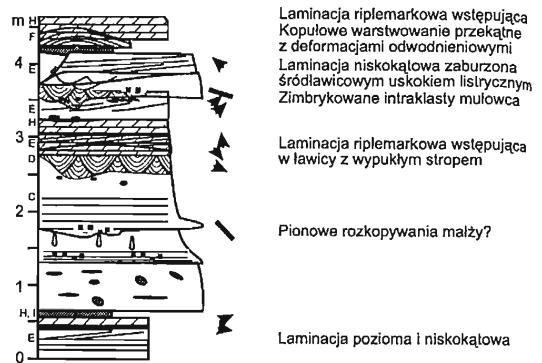


Fig. 7. Profil odsłonięcia w Bieżanowie (litofacje zaznaczone literami)

Stratigraphic log of the Bieżanów section (lithofacies denoted by letters)

W odsłonięciu w Zabawie dominują turbidyty o dużej gęstości (fluksoturbidyty — Otfinowski, 1981; por. też Skoczyła-Ciszewska, Kolasa, 1959)) i debryty ze sporadycznymi śladami redepozycji przez prądy oscylacyjne, przełamane hemipelagicznymi suspensatami (fig. 5). W Bogucicach zapisały się praktycznie nieomal wyłącznie wysokoenergetyczne procesy trakcyjne morskiego przybrzeża (fig. 6), a w Bieżanowie — depozycja suspensyjna z fazą trakcyjną oraz szelfowe procesy sztormowe (fig. 7).

## KORELACJA

Poprzeczne przekroje sejsmiczne między otworami Niepołomice-11 na zachodzie i Bochnia-E na wschodzie wykazują obecność wielkoskalowego, nachylonego ku północy klinofonu sejsmicznego, z wyraźnym progiem progradacyjnym o orientacji WNW–ESE, który jest interpretowany jako szelfowy próg progradacyjny (Krzywiec, 1997; Porębski, 1998). W początkowej fazie akumulacji warstw grabowieckich próg ten przebiegał prawdopodobnie nieco na północ od otworu Wyciąże-4 oraz między otworami Puszcza-10 i 8. Oddzielał on skłón i równię basenową od położonego co najmniej 330 m (bez uwzględnienia kompaktacji) nad nią szelfu, w obrębie którego miała miejsce depozycja piasków bogucickich (por. Porębski fig. 8, 9, 1999).

Zbadane odsłonięcia dostarczyły zbyt krótkich profili, aby wychwycić wiarygodny schemat pionowych następstw facjalnych. Jest również praktycznie niemożliwe przeniesienie opisanego schematu facjalnego na otwory wiertnicze z uwagi na fragmentaryczność rdzeniowania oraz lakoniczność archiwalnych opisów rdzeni wiertniczych. Z drugiej strony otwory te mają bogatą dokumentację geofizyki wiertniczej, z krzywymi promieniowania gamma (PG), które dostarczają ciągłego zapisu zmian grubości ziarna przydatnego zarówno dla celów korelacyjnych, jak i interpretacji środo-

wisk depozycyjnych. Cylindryczny („blokowy”) do dzwonowego kształt krzywej PG, przy małych wartościach PG oraz izolacji litosomu gruboziarnistego w osadzie pelitycznym, jest charakterystyczny dla wypełnień korytowych i wciętych dolin szelfowych, a także litosomów przybrzeża związanych z gwałtowną translacją linii brzegowej na szelf zewnętrzny (tzw. regresja wymuszona — Posamentier i in., 1992; Plint, 1988). Podobny charakter krzywych PG w miąższych interwałach gruboziarnistych z nielicznymi przewarstwieniami pelitu charakteryzuje deltowe kompleksy koryt i proksymalnych nasypów przyujściowych, a także koryt i łobów depozycyjnych stożka podmorskiego. Lejkowaty kształt krzywych PG charakteryzuje przede wszystkim progradujące makroformy dna, jak deltowe nasypy przyujściowe i łoby depozycyjne. Silnie „zębaty” kształt przy ogólnie małych wartościach PG, jest typowy dla osadów szelfu i proksymalnej części równiny basenowej, a niskoamplitudowy, lokalnie „zębaty” charakter PG cechuje muły prodety, szelfu, skłónu i równiny basenowej.

W rejonie między otworami Wyciąże-4 i Zagórze-1 dolna część piasków bogucickich wypełnia erozyjną dolinę o maksymalnym reliefie do 55 m i orientacji NE–SW do ENE–WNW, a sam kontakt spagowy tego ogniwa, a zarazem

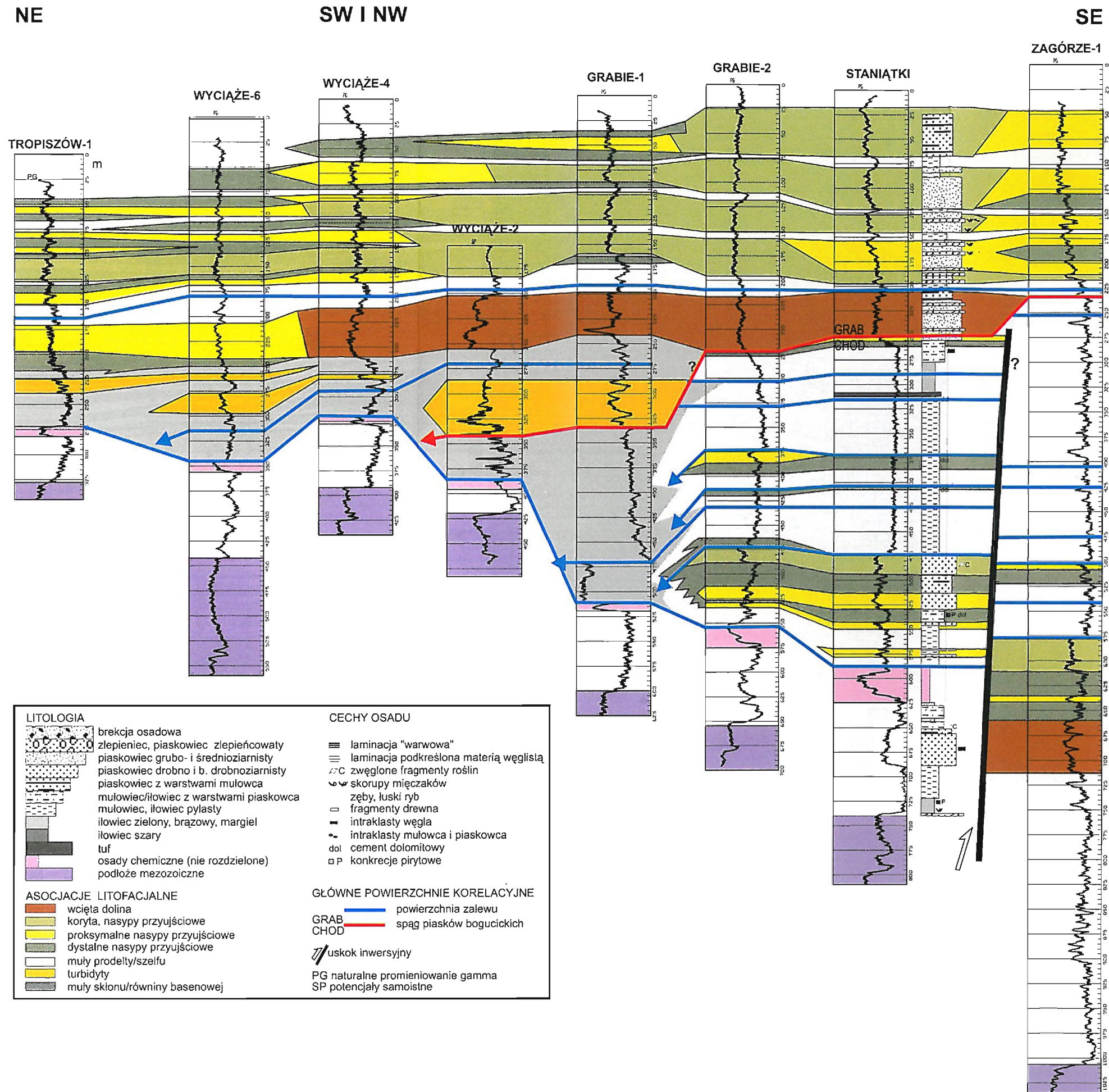


Fig. 8. Poprzeczny przekrój korelacyjny sukcesji nadewaporatowej między Wyciążem i Zagórzem (por. alternatywną korelację w: Porębski, 1999)

Correlation of the supra-evaporite succession in the dip parallel section between Wyciąże and Zagórze (for alternative correlation, see Porębski, 1999)

SW

NE

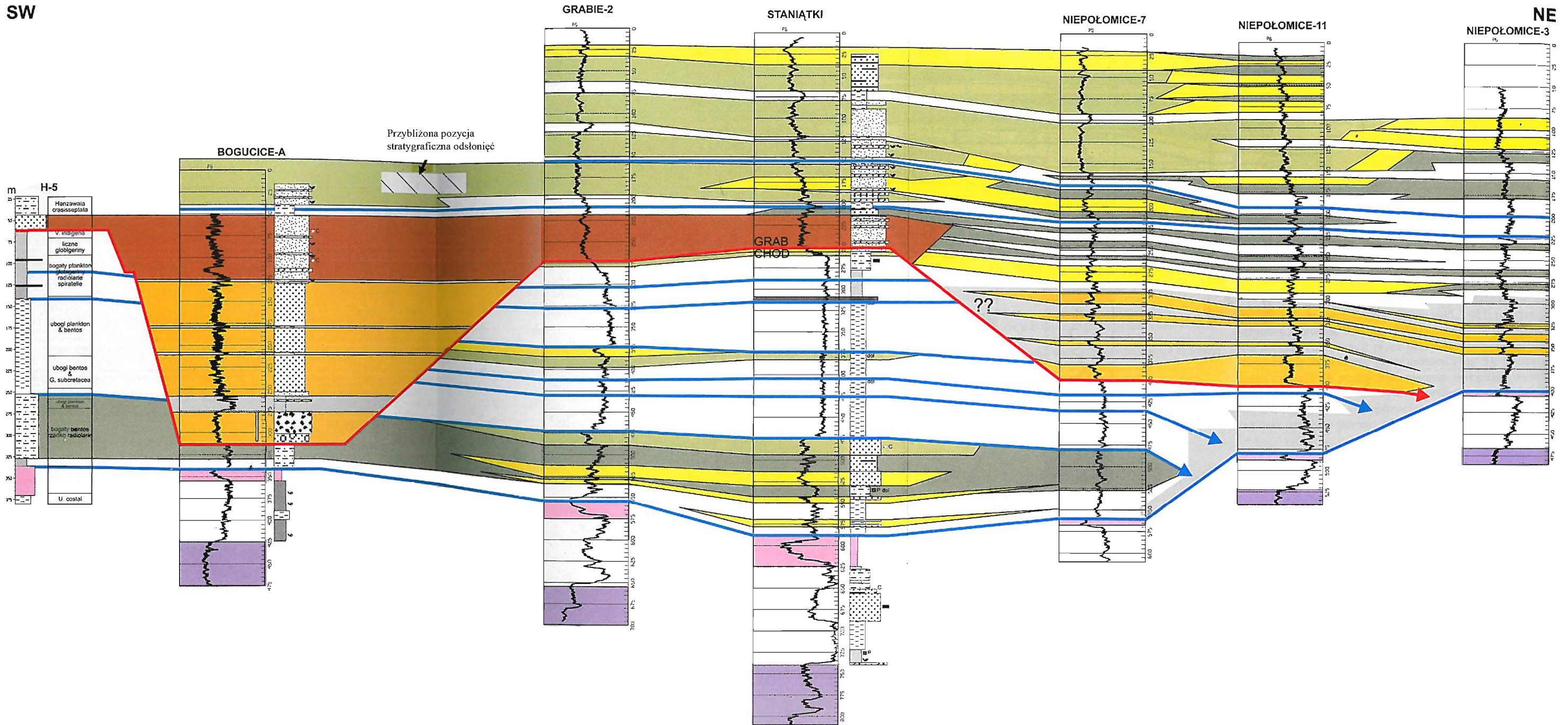


Fig. 9. Podłużny przekrój korelacyjny sukcesji nadewaporatowej między Bogucicami i Niepołomicami. Stratygrafia otworu H-5 wg Łuczowskiej (1995)  
Objaśnienia jak przy fig. 8 (por. alternatywną korelację w: Porębski, 1999)

Correlation of the supra-evaporite succession in the strike parallel section between Bogucice and Niepołomice. Stratigraphy of well H-5 after Łuczowska, (1995)  
Explanation see Fig. 8 (for alternative correlation, see Porębski, 1999)

warstw grabowieckich, jest nieciągłością wybitnego kontrastu facjalnego (osady zlepieńcowate leżą na utworach pelitycznych — fig. 8). W rejonie tym ogniwo bogucickie zbudowane jest z pięciu litosomów gruboziarnistych przeławianych cienkimi wkładkami pelitycznymi. Indywidualne litosomy wykazują kształt soczewkowy, miąższości 40–55 m, przy czym strefa ich maksymalnej miąższości ma przebieg ENE–WSW i rozpościera się między otworami Grabie-2, Niepołomice-7 i Niepołomice-1 (fig. 9). Zapisy PG w tej strefie sugerują obecność amalgamowanych ciał deltowych koryt rozprzodających oraz proksymalnych nasypów przyujściowych, zapewne lateralnie przechodzących w nasypy przybrzeżne. W kierunku NE oraz prostopadłym do niego obserwuje się zmniejszanie miąższości i grubości ziarna, przy dominacji cykli o lejkowatym kształcie krzywych PG, co sugeruje cykliczną progradację w obrębie deltowych nasypów przyujściowych. Miąższość dystalnych nasypów przyujściowych wzrasta w kierunku NE. Są one zastępowane w tym kierunku przez interwały bardziej pelityczne o najprawdopodobniej prodeltowej genezie, które na północny wschód od otworu Niepołomice-11 wydają się być zastępowane przez muły skłonu z wkładkami piaskowców o potencjalnie turbidytowej naturze (fig. 9). Na omawianym obszarze spąg ogniwa bogucickiego ma wyraźnie gradacyjny, przeławiacający charakter, a miąższość ogniwa waha się od 275 do 175 m.

W otworze wiertniczym Bogucice-A miąższość ogniwa piasków bogucickich wzrasta do 310 m, a rozpoczyna się ono niezgodnością kątową, przykrytą miąższym interwałem zlepieńca i brekcji osadowej (Garlicki, 1968a), które mogą odpowiadać litofacjom A i B. Ich wykształcenie w tym otworze przypomina rozwój opisanej wyżej strefy osiowej Grabie-2–Niepołomice-1 i tak też zostały skorelowane przez Porębskiego (1999, fig. 8). W tej interpretacji relief bazalnej doliny erozyjnej wzrasta do 110 m, a opisane tu odsłonięcia mieszczą się w obrębie najwyższego litosomu gruboziarnistego. Jego spąg między otworami Bogucice-A i Staniątki-B jest na głębokości 40–70 m, zatem relief 65–70 m, przypisywany przez Skoczylas-Ciszewską i Kolasę (1959, s. 304) spągowi piasków bogucickich między Swoszowicami i Zabawą, należałoby prawdopodobnie odnieść do spągu tego litosomu.

Istnieje jednak możliwość odmiennej interpretacji położenia stratygraficznego otworu Bogucice-A, która wynika z obserwowanych zmian miąższości podścielających warstw chodenickich oraz z wykształcenia osadów nadewaporatowych w otworze H-5 (fig. 9). W rejonie między Krakowem i Brzeskiem warstwy chodenickie w autochtonie mają ogólnie dwudzielną budowę; ich dolna część zawiera miąższe ciała piaskowcowe, a górna jest w przewadze drobnoziarni-

sta. Miąższość pakietu drobnoziarnistego wynosi 360–440 m między otworami Bochnia-E a Zagórze-1. Dalej na zachód jego miąższość gwałtownie spada do 190–215 m między otworami Staniątki-B i H-5 i do 30 m w otworze Bogucice-A. W tych dwóch ostatnich, położonych blisko siebie otworach wiertniczych strop horyzontu ewaporatowego jest na tej samej głębokości (330–335 m), przy drastycznie różnym wykształceniu sukcesji nadewaporatowej. W otworze H-5 (Łuczowska, 1995) warstwy chodenickie wykazują układ głównych granic litologicznych, który koreluje się z ważniejszymi powierzchniami zalewu śledzonymi aż po Brzesko, a spąg piasków bogucickich znajduje się na głębokości 60 m. Miąższość tych ostatnich wynosi ok. 17 m, a przykryte są one heterolitem z fauną zony *Hanzawaia crassiseptata* (Łuczowska, 1995). Jak wspomniano wyżej, w otworze Bogucice-A miąższość warstw chodenickich jest zredukowana do 30 m, a miąższość piasków bogucickich wzrasta do 310 m.

Zatem można rozważyć interpretację, w której dolne 230 m piasków bogucickich w tym otworze są skanalizowane w obrębie kanionu wciętego w warstwach chodenickich (fig. 9). Ta część ogniwa zbudowana byłaby głównie z utworów grawitacyjnych spływów masowych (litofacje A, B i C), natomiast spłylenie i przejście do osadów proksymalnych nasypów przyujściowych, nasypów przybrzeżnych i szelfowych (D i E, F), odsłoniętych w Zabawie, Bogucicach i Biezanowie, odbywałoby się w warunkach transgresyjnej doliny estuariowej i całkowicie zalanego szelfu. Być może miąższy litosom piaskowcowy na głębokości 285–340 m w otworach Grabie-1 i Wyciąże-2, jak również pakiet piaskowców przewarstwionych mułowcami między głębokościami 400 i 250 m w rejonie otworów Niepołomice-7, 11 i 9, reprezentuje dystalne ekwiwalenty turbidytowej części wyplenienia sugerowanego kanionu.

Bez względu na to, które rozwiązanie podanej alternatywy jest bliższe prawdy, skala erozji w spągu piaskowców bogucickich (szczególnie skokowa redukcja miąższości warstw chodenickich między otworami Zagórze-1 i Staniątki-B) w połączeniu z niezgodnością spagową w ich spągu (Poborski, Skoczylas-Ciszewska, 1963; Garlicki, 1968a) dokumentują obniżenie bazy erozyjnej spowodowane tektonicznym wypiętrzeniem części szelfu położonej na zachód od otworu Zagórze-1. Platformowe podłoże basenu między otworami Zagórze-1 i Staniątki-B jest przecięte regionalnym uskokiem o przebiegu NE–SW, który mógł działać jako lateralna rampa nasunięcia/uskuwu inwersyjnego, ograniczając postulowane podniesienie od wschodu. Wiek tego podniesienia był starszy niż spąg zony *Hanzawaia crassiseptata* Łuczowskiej (1964), a zapewne nie starszy niż najwyższa część horyzontu 5 Kirchnera (1956).

## KIERUNKI PALEOPRĄDÓW

Pozycja stratygraficzna zbadanych odsłoneń sugeruje, iż zmierzone w nich struktury kierunkowe (fig. 10) dokumentują aktywność procesów erozyjno-depozycyjnych, ograniczoną prawdopodobnie do jednego litosomu piaskowcowego

w obrębie ogniwa bogucickiego. W Zabawie rozmycia erozyjne mają przebieg E–W, z dominującym kierunkiem paleotransportu ku NE. Orientacja riplemarków falowych (jeden pomiar) wskazuje, iż grzbiety fal szelfowych lokalnie

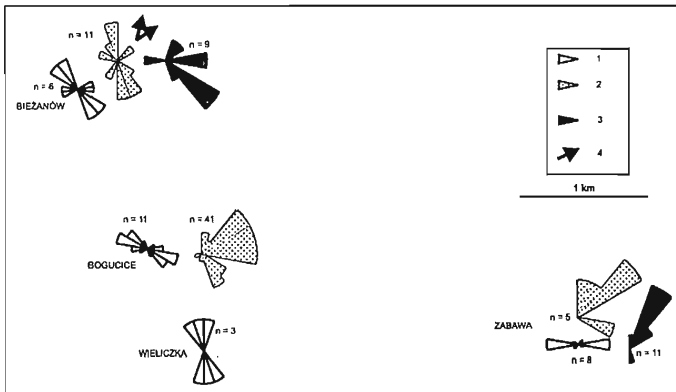


Fig. 10. Mapa orientacji struktur kierunkowych

1 — przebieg koryt, 2 — warstwowanie przekątne, 3 — laminacja ripplemarkowa, 4 — imbrakacja otoczków

Map of palaeoflow indicators

1 — channel trend, 2 — cross-stratification, 3 — ripple cross-lamination, 4 — clast imbrication

nabiegających na przybrzeże miały przebieg NW–SE. W Bogucicach koryta wykazują trend ESE–WSW, a warstwowanie przekątne ma bimodalną orientację, z główną modą w kierunku NE i modą podrzędną na SE. Te obserwacje w połączeniu z WNW–ENE orientacją krawędzi szelfu (Porębski, 1998) sugerują, iż kierunek NE jest ortogonalnym kierunkiem odbrzegowym, związanym zapewne głównie ze sztormowymi prądami rozrywającymi. W Bieżanowie rozrzut kierunków jest największy. Koryta mają przebieg NW–SE, a podrzędnie E–W. Warstwowanie przekątne jest bimodalne, przeciwstawne, przy czym kierunek SW jest związany z dużymi kątami lamin odprądowych, a kierunek NNW — głównie z laminacją niskokątową. Taki obraz sugeruje, iż kierunek NW–SE jest związany z działalnością prądów wzdłużbrzegowych, przy czym dryft wzdłużbrzegowy był najprawdopodobniej skierowany na SE.

Powyższe dane wskazują, że sedimentacja w zbadanych odsłonięciach odbywała się niedaleko od linii brzegowej o generalnym przebiegu NW–SE, która poddawana była nabiegowi fal w kierunku SW do S. Fale te generowały prąd wzdłużbrzegowy w kierunku SSW do SE oraz prądy rozrywające w kierunku NE (fig. 11). Przybrzeże zasilane było skierowanym na NE do ENE transportem rzeczynym *via* deltowego nasyp przyujściowy, który w warunkach przepływów hiperpyknałnych generował gravitacyjne spływy osadu o podobnych kierunkach. Spływy te mogły rozwijać się w obrębie transgresywnego estuarium dolinnego (ewentualnie

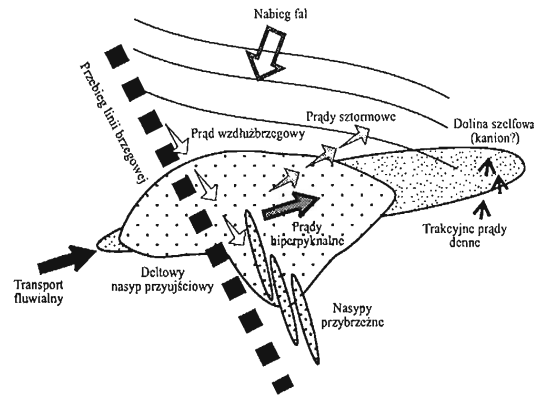


Fig. 11. Model paleocykluacji i dystrybucji materiału klastycznego w piaskach bogucickich

Model of palaeoflow and palaeodispersal patterns in the Bogucice Sands

kanionu), a po jego całkowitym wypełnieniu strefa depozycji masowej przesunęła się zapewne dalej na NE poniżej krawędzi szelfu.

## ŚRODOWISKO DEPOZYCJI

Obserwowane spektrum litofacjalne i związane z nim szeroki zakres procesów depozycyjnych w połączeniu z linią, zorientowaną ortogonalnie do linii brzegowej i skośnie do załamania szelfu, elongacją litosomu piasków bogucickich oraz wybitnie erozyjnym, skanalizowanym jego spągciem świadczą, iż dolna część ogniwa bogucickiego została zdeponowana w obrębie dolinnego estuarium szelfowego, być może kanionu podmorskiego (fig. 12). Wcinanie doliny (kanionu?) związane było ze spadkiem względnego poziomu

morza (WPM), przy czym skala erozji szelfu chodenickiego oraz niezgodność kątowa w spagu ogniwa bogucickiego (110 lub 230 m) wskazują na tektoniczne obniżenie bazy erozyjnej i fluwialne rozcinanie szelfu przez rzekę (por. Skoczylas-Ciszewska, Kolas, 1959) odwadniającą w kierunku NE. Być może kompleks gruboklastyczny spenetrowany w otworach wiertniczych rejonu Stadnik reprezentuje proksymalne osady postulowanego systemu rzeczynnego (por. Połtowicz, 1993). W warunkach obniżającego się i niskiego stanu

WPM dolina była wypełniana, głównie w jej odmorskiej części, osadami gravitacyjnych spływów masowych o wysokiej koncentracji, generowanych przez deltowe wypływy hiperpyknałne. W miarę postępującego wzrostu WPM dno doliny wchodziło w strefę oddziaływania falowego, a udział osadów deltowych nasypów przyujściowych także się zwiększał (Zabawa). W warunkach stopniowego spływania nasypy te podlegały redepozycji przez szelfowe prądy sztormowe (Bieżanów) i prądy przybrzeżne (Bogucice), których rola wzrosła po całkowitym wypełnieniu doliny i zalaniu szelfu (fig. 12).

Z powyższej interpretacji wynika, iż dolna masa piasków bogucickich reprezentuje kompleks progradacyjny niskiego stanu WPM, zdeponowany w obrębie wciętej doliny/kanionu oraz delty krawędzi szelfu (por. Suter, Berryhill, 1985; Morton, Sutter, 1996; Hart i in., 1997). Ogólnie progradacyjny układ ognia bogucickiego, szczególnie dobrze widoczny w otworach wiertniczych na północny wschód od rejonu Grabi, może reprezentować górną część tego kompleksu, która była akumulowana w warunkach przewagi dostawy materiału klastycznego nad tempem wzrostu pojemności akomodacyjnej. Alternatywnie, każdy litosom gruboziarnisty może stanowić odrębny deltowy

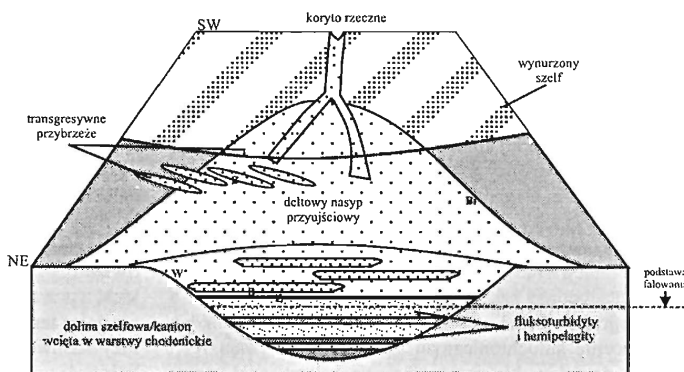


Fig. 12. Schematyczny model depozycyjny piasków bogucickich z przypuszczalną pozycją zbadanych odsłoneń w obrębie środowiska sedimentacji  
Z — Zabawa i Mała Wieś; B — Bogucice; Bi — Bieżanów; W — Wieliczka

Depositional model of the Bogucice Sands, showing the presumed environmental position of the studied exposures

kompleks progradacyjny, a ich cykliczne ułożenie odzwierciedla oscylacje WPM o znacznej częstotliwości. Jednak na razie nie jest jasne, czy zaobserwowana cykliczność ma rzeczywiste naturę allogeniczną. Ustosunkowanie się do tego zagadnienia wymaga dalszych szczegółowych studiów korelacyjnych w ścisłym związku ze stratygrafią sejsmiczną.

## PÓŻNOBADAŃSKA DEFORMACJA TEKTONICZNA

Z powyższej interpretacji sedimentologicznej piasków bogucickich wynika, iż są one genetycznie związane z późnobadańską, śródbasenową deformacją tektoniczną, która objęła południową część basenu przedgórskiego, usytuowaną zarówno na podłożu platformowym, jak i w brzeżnej części Karpat fliszowych. Daje to niezależne potwierdzenie wcześniejszych przypuszczeń o syndepozycyjnej, intrabadańskiej kompresji na południowy wschód od Krakowa (np. Połtowicz, 1962; Poborski, Skoczylas-Ciszewska, 1963).

Między Wieliczką i Bochnią na osady dolnobadańskie zapadliska przedkarpackiego nasunięte są płasko utwory fliszowe jednostki podśląskiej (Ney, 1968; Książkiewicz, 1977). Istnieją przesłanki, że pod nasunięciem mogą również występować osady górnobadańskie (por. Połtowicz, 1989, 1993). Przed czołem Karpat zewnętrznych występuje wąska strefa miocenu sfalowanego, zwana jednostką zgłobicką (Kotlarczyk, 1985). W rejonie Krakowa jednostka ta jest utworzona z intensywnie sfalowanych utworów badeńskich, a na wschód od Tarnowa — również z osadów sarmackich. Według tradycyjnych interpretacji (Poborski, Skoczylas-Ciszewska, 1963; Garlicki, 1968a; Książkiewicz, 1977; Szybist, Tobała, 1995) fałdy solne Bochni i Wieliczki

powstały po osadzeniu się warstw chodenickich, a przed powstaniem piasków bogucickich i warstw grabowieckich. Zgodnie z tymi interpretacjami piaski bogucickie i warstwy grabowieckie osadziły się na sfalowanych i tektonicznie zdwojonych warstwach chodenickich. Inną interpretację podał Połtowicz (1977), który stwierdził nasunięcie fałdy Wieliczki na warstwy grabowieckie.

Można zatem przypuszczać, że w rejonie Krakowa — podobnie jak w całym zapadlisku przedkarpackim — jednostka zgłobicka ostatecznie uformowała się po wczesnym sarmacie. Na opisywanym obszarze, na zewnątrz od jednostki zgłobickiej występują paraautochtoniczne utwory „zatoki gdowskiej”. Ponad utworami mezozoicznymi występują tutaj słabo sfalowane warstwy skawińskie, a w części północnej również warstwy chodenickie i lokalnie gipsy. W otworze wiertniczym Zagórze-3 (fig. 1) możliwe jest również występowanie warstw grabowieckich (por. Katalog...). Według Połtowicza (1991, 1993) znaczna część utworów, które dotychczas uważane były za dolnobadańskie, należy do górnego badenu. W wielu otworach wiertniczych usytuowanych w północnej części „zatoki gdowskiej” (Zagórze-3, 4, Szczytniki-2, Książnice-2 oraz Świątniki-2 — por. Połtowicz, 1962;

Oszczytko i in., 1989; Poborski, Jawor, 1989) stwierdzone zostało nasunięcie utworów mezozoicznych na osady badeńskie (głównie podewaporatowe?).

Według Połtowicza (1962) struktura „zatoki gdowskiej” uformowała się po depozycji warstw chodenickich. W następstwie intrabadeńskiej kompresji powstał uskok inwersyjny, wzdłuż którego utworzyły mezozoiczne nasunięcia na warstwy skawińskie, ewaporaty, warstwy chodenickie oraz fałd Suchoraby. Na tak zdeformowanym podłożu północnej części „zatoki” osadziły się niezgodnie warstwy grabowieckie. W interpretacji Olewicza (1968) nasunięty fałd Suchoraby stanowi zachodnie przedłużenie fałdu Siedlec i Bochni, a warstwy grabowieckie zarówno w jednostce bocheńskiej, jak i w miocenie autochtonicznym zgodnie przykrywają warstwy chodenickie. Na przekrojach opublikowanych przez Poborskiego i Jawora (1989) oznaki tektoniki kompresyjnej przed czołem Karpat fliszowych udokumentowane zostały nie tylko w „zatoce gdowskiej”, lecz również w rejonie Wieliczki, Swoszowic i Skawiny. Najnowszą interpretację tektoniczną „zatoki gdowskiej” podał Jones (1997), który dopatruje się tutaj obecności *triangle zone*, znanej również jako pasywny dupleks stropowy z wielu basenów przedgórskich (por. Jones, 1996).

Na podstawie naszych obserwacji można wnioskować, że w zachodniej części „zatoki gdowskiej” czoło miocenu sfa-

dowanego tworzy zakorzeniony w podłożu platformowym uskok inwersyjny Książnice-Świątniki-Zagórze, do którego skośnie dochodzi czoło jednostki zgłobickiej (fałd Siedlec-Moszczenicy-Bochni) (fig. 1). Na zachód od uskoku poprzecznego Niepołomice-Zagórze wspomniany uskok inwersyjny biegnie w kierunku Zabawy, gdzie chowa się pod piaskami bogucickimi, a na południe od niego znajduje się, należący do jednostki zgłobickiej, złuskowany fałd Wieliczki-Barycza nasunięty na warstwy grabowieckie (por. Połtowicz, 1977). Z powyższego wynika, że uskok Książnice-Świątniki-Zagórze powstał po depozycji warstw chodenickich, a przed osadzeniem się piasków bogucickich. Wschodnia gałąź tego uskoku została odmondżona w czasie ostatniej fazy nasuwania się Karpat (tj. po sarmacie), co tłumaczy koincydencję tego uskoku z czołem jednostki zgłobickiej. Być może uskok Książnice-Świątniki-Zagórze przedłuża się w kierunku Krakowa, gdzie w otworze wiertniczym 93 stwierdzono miocen pod jurą (Rutkowski, 1989), i być może ciągnie się dalej ku zachodowi wzdłuż południowego brzegu rowu krzeszowickiego. Warto dodać, iż intrabadeńska kompresja miała zasięg regionalny, a jej przejawy zaznaczają się szczególnie wyraźnie w rumuńskim segmencie zapadliska przedkarpackiego (Kovač i in., w druku).

## LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S. W., 1958 — Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego. *Kwart. Geol.* 2, 1: 54–81.
- ALEXANDROWICZ S. W., 1961 — Stratygrafia warstw chodenickich i grabowieckich w Chełmie nad Rabą. *Kwart. Geol.* 5, 3: 646–667.
- ALEXANDROWICZ S. W., 1963 — Stratygrafia osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnos Śląskim. *Pr. Inst. Geol.* 39: 3–147.
- BARWICZ W., 1978 — The Miocene Radiolaria from the Carpathian Foredeep. *Acta Palaeont. Pol.* 23, 3: 223–248.
- BERGGREN W. A., KENT D. V., SWISHER C. C., III, AUBRY M. P., 1995 — A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Spec. Publ.* 54: 129–212.
- BURTAN J., 1954 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000 arkusz Wieliczka. Inst. Geol. Warszawa.
- CZEPIEC I., KOTARBA M. J., 1998 — Palaeoecology and organic matter in the Late Badenian and Early Sarmatian marine basin of the Polish part of the Carpathian Foredeep. *Prz. Geol.* 46, 8/2: 732–736.
- DOKTOR M., 1983 — Sedymentacja osadów zwirowych w miocenie na przedpolu Karpat. *Stud. Geol. Pol.* 78: 1–107.
- DOTT R. H. Jr, BOURGEOIS J., 1982 — Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bull. Am. Geol. Soc.* 93: 663–680.
- DŻUŁYŃSKI ST., SANDERS J. E., 1962 — Current marks on firm mud bottom. *Trans. Connecticut Acad. Arts Sc.* 42: 57–96.
- FRIEDBERG W., 1907 — Młodszy miocen Galicji zachodniej i jego fauna. *Spraw. Komis. Fizjogr. PAU* 40: 1–49.
- FRIEDBERG W., 1933 — Przyczynki do znajomości miocenu Polski. Cz. II. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 9: 197–236.
- GARLICKI A., 1968a — Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem. *Biul. Inst. Geol.* 215: 5–78.
- GARLICKI A., 1968b — Z rozważań sedymentologicznych nad profilem autochtonicznej formacji solonośnej okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 38, 2–3: 219–223.
- GAŹDZICKA E., 1994 — Nannoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tamobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). *Kwart. Geol.* 38, 3: 553–570.
- GRADZIŃSKI R., 1957 — Uwagi o sedymentacji miocenu w okolicy Proszowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 26, 1: 3–27.
- HART B. S., SIBLEY D. M., FLEMINGS P. B., 1997 — Seismic stratigraphy, facies architecture, and reservoir character of a Pleistocene shelf-margin delta complex. Eugene Island Block 330 Field, offshore Louisiana. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 81: 380–397.
- JONES P., 1996 — Triangle zone geometry, terminology and kinematics. *Bull. Canad. Petrol. Geol.* 44: 139–152.
- JONES P., 1997 — The Carpathians of the Southern Poland: thrust tectonics or wedge tectonics. AAPG Int. Conf. and Exhibition (September 7–10, 1997, Vienna). Abstracts: A27–A28.
- JOPLING A. V., WALKER R. G., 1968 — Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. Sediment. Petrol.* 38: 971–984.
- KATALOG wierceń Górnictwa Naftowego w Polsce 1969–1976, t. I (Przedgórze Karpat), cz. 1–5. Wyd. Geol. Warszawa.
- KIRCHNER, Z., 1956 — Stratygrafia miocenu Przedgórz Karpat Środkowych na podstawie mikrofauny. *Acta Geol. Pol.* 6, 4: 421–449.
- KNELLER B. C., BRANNEY M. J., 1995 — Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* 42: 607–616.
- KOTLARCZYK J., 1985 — An outline of the stratigraphy of Marginal Tectonic Units of the Carpathian Orogen in the Rzeszów-Przemysł area. In: Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress Cracow, Poland. Guide to excursion 4. Geotraverse Kraków-Baranów-Rzeszów-Przemysł-Ustrzyki Dolne-Komańcza-Dukla: 39–64. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOVAČ M., NAGYMAROSY A., OSZCZYTKO N., ŚLĄCZKA A., CSONTOS L., MARUNTEANU M., MATENCO L., MARTON E. (w druku) — Palispastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian re-



- gion during the Miocene. In: M. Rakus (Ed.), Geodynamic development of the Western Carpathians. Slovak Geological Survey, Bratislava.
- KOWALEWSKI K., 1937 — Nowe dane o wieku i faunie warstw grabowieckich okolicy Bochni. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 48: 33–38.
- KOWALEWSKI K., 1958 — Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.* 2, 1: 3–43.
- KRACH W., 1939 — Badania nad miocenem śląsko-krakowskim. *Pr. Geol. Ślęsk.* 7: 29–36.
- KRZYWIEC P., 1997 — Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin — results of seismic data interpretation. *Prz. Geol.* 45, 10: 1039–1053.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1977 — The tectonics of the Carpathians. W: W. Pożaryski (red.), Geology of Poland, t. 4. Tectonics: 476–618. Wyd. Geol. Warszawa.
- LISZKA S., 1933 — Fauna piasków bogucickich w okolicy Wieliczki. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 9: 184–196.
- LESZCZYŃSKI S., 1989 — Characteristics and origin of fluxoturbidites from the Carpathian flysch (Cretaceous–Palaeogene), south Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 59, 3–4: 351–390.
- LOWE D. R., 1982 — Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.* 52: 279–297.
- ŁUCZKOWSKA E., 1958 — Mikrofauna mioceńska przedgórz karpackiego. *Kwart. Geol.* 2, 1: 105–125.
- ŁUCZKOWSKA E., 1964 — Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg–Chmielnik. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie* 20: 1–56.
- ŁUCZKOWSKA-SCHILLER E., 1987 — Biostratygrafia miocenu z wierceń H-1 i H-5 w Wieliczce. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN Krak.* 29, 1–2: 310–312.
- ŁUCZKOWSKA E., 1995 — Korelacja biostratygraficzna miocenu z nowych wierceń w Wieliczce. *Geol. AGH* 21, 4: 255–265.
- MORTON R. A., SUTER J. R., 1996 — Sequence stratigraphy and composition of Late Quaternary shelf-margin deltas, northern Gulf of Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 80: 505–530.
- NEMEC W., 1990 — Aspects of sediment movement on steep delta slopes. *Int. Ass. Sediment. Spec. Publ.* 10: 29–73.
- NEMEC W., STEEL R. J., GJELBERG J., COLLINSON J. D., PRESTHOLM E., OXNEVAD I. E., 1988 — Anatomy of collapsed and re-established delta front in Lower Cretaceous of eastern Spitsbergen: gravitational sliding and sedimentation processes. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 72: 454–476.
- NEY R., 1968 — Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczenia złóż ropy i gazu. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie* 45: 7–82.
- NIEDŹWIEDZKI J., 1883 — Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni. *Kosmos* 8: 137–159.
- NOWAK J., 1938 — Dniestr a gipsy tortońskie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 14: 155–193.
- OLEWICZ R., 1968 — Stratygrafia warstw jednostki bocheńskiej i brzegu jednostki śląskiej między Wieliczką a Bochnią oraz pierwotne ich położenie w basenach sedimentacyjnych Karpat i Przedgórz. *Prace Inst. Naftowego*: 1–76. Wyd. Śląsk. Katowice.
- OSZCZYPKO N., 1982 — Explanatory notes to lithotectonic Molasse profiles of the Carpathian Foredeep and in the Polish part of the Western Carpathians (Comment to Anex 6–8). In: H. Lütznier, G. Schwab (Eds.), Tectonic regime of Molasse Epochs. *Veröff. Zentralins. Physik der Erde* 66: 95–115.
- OSZCZYPKO N., 1997 — The Early–Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.* 45, 10: 1054–1063.
- OSZCZYPKO N., TOMAŚ A., 1985 — Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. *Kwart. Geol.* 29, 1: 109–128.
- OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA J., MENČIK E., DVORAK J., MATEJOVSKA O., 1989 — Geological map of the substratum of the Tertiary of the western Outer Carpathians and their foreland. W: D. Poprawa, J. Nemcok (red.), Geological atlas of the western Outer Carpathians and their foreland 1:50 000. Wyd. Geol. Warszawa.
- OTFINOWSKI M., 1981 — Zespoły otwornic i sedimentacja piaskowców bogucickich. *Biul. Inst. Geol.* 332: 53–88.
- PERYT D., 1997 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.* 45, 2–4: 119–131.
- PLINT A. G., 1988 — Sharp-based shoreface sequences and “offshore bars” in the Cardium Formation of Alberta; their relationships to relative changes in sea level. *SEPM Spec. Publ.* 42: 357–370.
- POBORSKI J., SKOCZYŁAS-CISZEWSKA K., 1963 — O miocenie w strefie nasunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 33: 339–348.
- POBORSKI J., JAWOR E., 1989 — Z tektoniki Podkarpacia w okolicach Krakowa. *Prz. Geol.* 37, 6: 308–312.
- POŁTOWICZ S., 1962 — Outline of the tectonic structure of the bay of Gdów. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.* 10, 1: 53–60.
- POŁTOWICZ S., 1977 — Uwagi o rozwoju tektonicznym złóż soli kamiennej w Wieliczce i Baryczu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 47, 2: 279–299.
- POŁTOWICZ S., 1989 — Miocen w Trzebuni koło Myślenic (Polskie Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol.* 33, 2: 225–240.
- POŁTOWICZ S., 1991 — Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą. *Geol. AGH* 17, 3: 19–57.
- POŁTOWICZ S., 1993 — Palinspastyczna rekonstrukcja paleogeografii bałtyckiego salinarnego zbiornika sedimentacyjnego w Polsce. *Geol. AGH* 19, 4: 203–233.
- POREBSKI S. J., 1984 — Clast size and bed thickness trends in resedimented conglomerates: examples from a Devonian fan-delta succession (south-western Poland). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 10: 399–411.
- POREBSKI S. J., 1999 — Śródlowisko depozycyjne sukcesji nadewaporatowej (górnym baden) w rejonie Kraków–Brzesko (zapadlisko przedkarpackie). *Pr. Państw. Inst. Geol.* 168: 97–118.
- POSAMENTIER H. W., ALLEN G. P., JAMES D. P., TESSON M., 1992 — Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 76: 1687–1709.
- RUTKOWSKI J., 1992 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kraków. Wyd. Geol. Warszawa.
- SHANMUGAM G., MOIOLA R. J., SALES J. K., 1988 — Duplex-like structures in submarine fan channels, Ouachita Mountains, Arkansas. *Geology* 16: 229–232.
- SIKORA W., SZOTOWA W., 1969 — Kontakt warstw grabowieckich i chodenickich na południowym zboczu góry Grodzisko w Chelmie nad Rabą. *Streszcz. ref. Kwart. Geol.* 13, 3: 714–715.
- SKOCZYŁAS-CISZEWSKA K., KOLASA M., 1959 — O piaskach bogucickich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 28, 3: 285–314.
- STEININGER F. F., BERNOR R. L., FAHLBUSCH V., 1990 — European Neogene marine-continental chronologic correlation. In: E. H. Lindsay, P. Mein (Eds.), European Neogene mammal chronology: 15–46. Plenum Press. New York.
- SUTER J. R., BERRYHILL H. L., 1985 — Late Quaternary shelf margin deltas, northwest Gulf of Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 69: 77–91.
- SZYBIST A., TOBOŁA T., 1995 — Budowa geologiczna złoża soli kamiennej Siedlec–Moszczenica w świetle nowych danych. *Prz. Geol.* 43, 8: 682–686.
- VAN COUVERING I. A., AUBRY M. P., BERGGREN Q. A., BUJAK J. P., NAESEN C. W., WIESER T., 1981 — Terminal Eocene event and the Polish connections. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 36: 321–362.
- VAN WAGONER J. C., MITCHUM R. M., CAMPION K. M., RAHMANI V. D., 1990 — Siliclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Methods in Exploration Ser.* 7: 1–55.

## LITHOFACIES AND ORIGIN OF THE BOGUCICE SANDS (UPPER BADENIAN), CARPATHIAN FOREDEEP, POLAND

(with 12 Figs. and 9 Plates)

*Key words:* shelf-margin delta, incised-shelf valley, Miocene, Carpathian Foredeep.

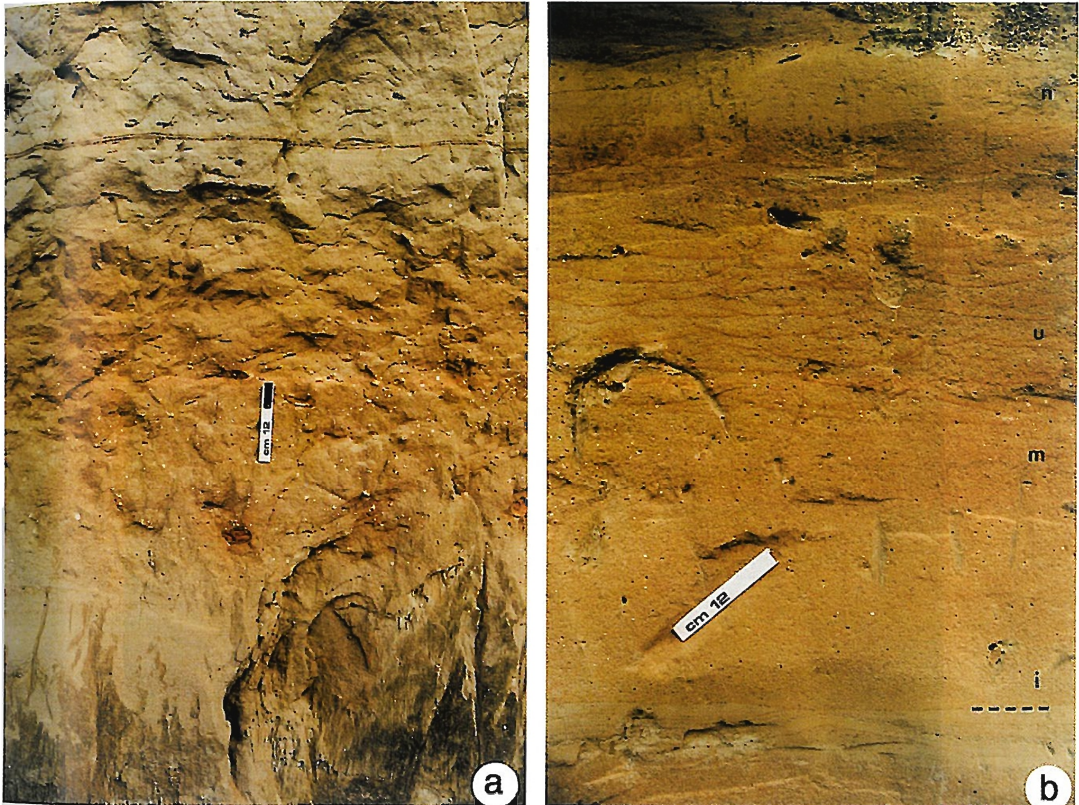
### SUMMARY

The Bogucice Sands make up a ENE–WSW trending, lenticular body, 175–310 m thick or more, which represents the basal member of the Upper Badenian Grabowiec Beds in the southeast of Kraków (Carpathian Foredeep Basin). The body is based in the southwest by an angular unconformity which passes to the NE (basinwards) into a prominent erosional disconformity, that is still farther basinwards replaced by a correlative conformity. Observations in rare, scattered outcrops led to the subdivision of the Bogucice Sands into nine lithofacies. These comprise: (A) graded paraconglomerates, (B) stratified conglomerates and pebbly sandstones, (C) massive to faintly laminated sandstones, (D) large-scale cross-bedded fossiliferous sandstones, (E) low-angle laminated sandstones, (F) hummocky cross-stratified sandstones, (G) graded-laminated sandstones, (H) ripple cross-laminated sandstones, (I) massive to laminated mudstones. These lithofacies document deposition from: cohesive debris flows (A), cohesionless debris flows and high-concentration turbidity currents (B, C), and low-density turbidity currents (G, H), muddy suspensions of highly variable competence and discharge (G, H), shoreface longshore and rip currents and possibly swash (D, E), shelf storm currents (F, E), and from hemipelagic suspensions affected locally by weak bottom currents. Palaeoflow directional indicators suggest proximity to a NW–SE trending deltaic shoreline, subjected to S to SW-directed wave approach, generating a SSW to SE-directed longshore drift and NE-flowing storm rips. The shoreface was fed by deltaic mouth bars which prograded northeastwards and generated underflows passing basinwards into sediment-gravity flows.

The spectrum of depositional processes, gamma-ray log shapes, together with the prominent basal relief of the Bogucice Sands, point to: shelf incision by fluvial processes, initial filling of the valley (canyon?) by mass-flow deposits, shoaling upwards into the mouth bar/shoreface complex of a shelf-margin delta, and increased shelf reworking of the mouth bar complex in unconfined flow conditions after the relative sea-level rose above the offlap break. The valley was cut during forced regression, and the relief of the incision (110 vs 230 m depending on correlation option) indicates a base-level drop due to a tectonic uplift of the basin floor to the southwest. The uplift was older than the *Hanzawaia crassiseptata* zone (Łuczowska, 1995), and possibly not older than the latest part of Kirchner's (1956) horizon 5.

The bulk of the Bogucice Sands is interpreted as representing the progradational complex of a lowstand systems tract, laid down within incised valley/canyon and shelf-edge delta. The overall progradational stacking of the Bogucice Sands, particularly well displayed in the wells located to the NE of Grabie, suggests that an upper part of this complex has been preserved here. Alternatively, each major progradational sandbody encased in shales may reflect a separate delatic progradational complex and their cyclical stacking may reflect high-frequency oscillations of the relative sea level. At the moment, however, they are no decisive proofs to conclude whether or not the observed cyclicity is of an allogenic origin.

*Translated by Szczepan J. Porębski*

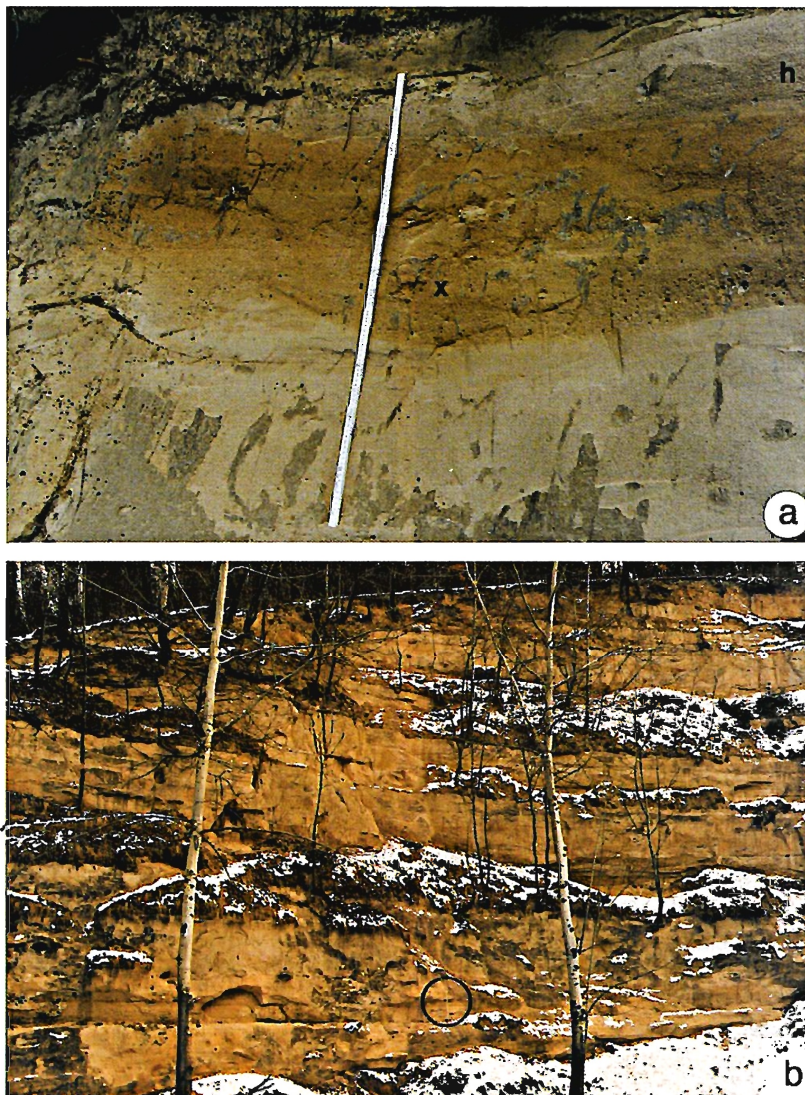


Litofacja A. (a) Parazlepieniec frakcjonowany o rozproszonym szkielecie ziarnowym z licznymi intraklastami piaskowca i mulowca, kongrecjami węglanowymi oraz pokruszonymi skorupami mięczaków, wykazujący erozyjno-pogrążony spąg, odwróconą gradację ziarna przy spągu oraz normalną gradację ziarna i ślady laminacji poziomej przy stropie przykrytym brązową laminą pylastą. Zabawa.

(b) Bardziej piaszczysta odmiana litofacji A o ostrym, płaskim spągu (linia przerywana), odwróconą gradacją przy spągu (i), masywną częścią środkową (m), przechodzącą w górę w interwał ze strukturami ucieczkowymi wody podkreślonymi substancją żelazistą (u) oraz normalną gradacją przy stropie. Zabawa.

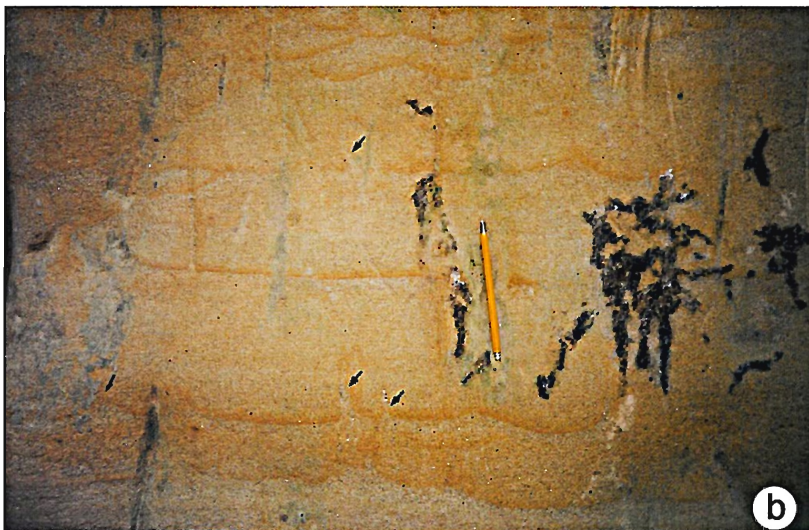
Lithofacies A. (a) Graded, matrix-supported paraconglomerate rich in the intraclasts of sandstone, mudstone, redeposited calcareous concretions and shell matter, showing the erosive to loaded sole, inverse grading near base, and normal grading with signs of stratification near top that is overlain by brown silt laminae. Loc. Zabawa.

(b) Sandier variety of lithofacies A, showing the sharp base (dashed line), inverse base (i), massive interior (m) passing upwards into water escape structures delineated by ferruginous matter, and the normally graded top. Loc. Zabawa



(a) Piaskowiec zlepieficowaty litofacji B z wybitnie erozyjnym spagiem, rynnowym warstwowaniem przekątnym (x) w dolnej części ławicy i laminacją subhoryzontalną (h) w górnej części, przykrywający piaskowiec masywny facji C. Zabawa.  
 (b) Tabularny charakter ulawicenia w piaskowcach litofacji C (metrowa skala w kole). Zabawa.

(a) Lithofacies B conglomeratic sandstone bed showing the highly erosional sole, trough cross-stratification (x) and subhorizontal lamination (h); the bed rests on the facies C massive sandstone. Loc. Zabawa.  
 (b) Tabular bedding in the facies C sandstones (1 m long stick encircled). Loc. Zabawa.



Litofacja C. (a) Odwrotnie frakcjonowane wstęgowanie interpretowane jako dywan trakcyjny.  
(b) Struktury miseczkowe i kolumnowe (strzałki) interpretowane jako pendepozycyjne ślady ucieczki wody. Zabawa.

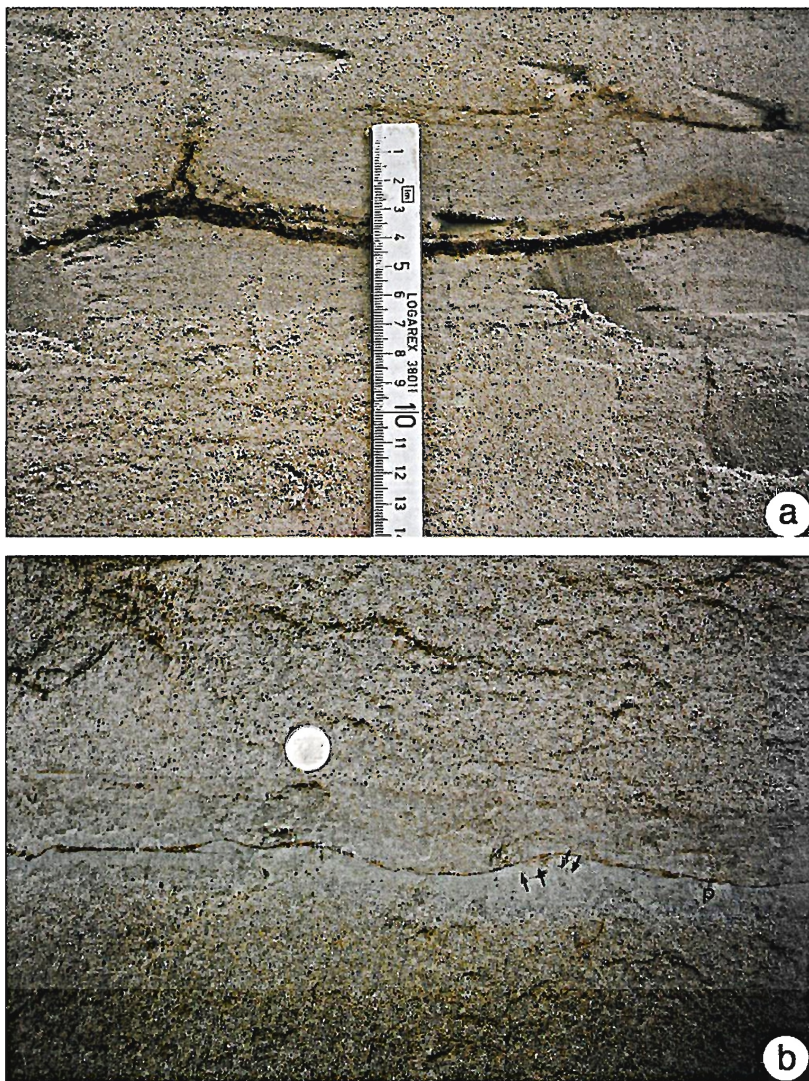
Lithofacies C: (a) Inversely graded bands interpreted as traction carpet.  
(b) Dish and pillar structures. Loc. Zabawa.



Litofacja C. (a) Śródławicowa powierzchnia erozyjna przykryta bardzo gruboziarnistym piaskowcem z rynnowym warstwowaniem przekątnym (x) zanikającym obocznie w masywnym piaskowcu. Zabawa.

(b) Piaskowiec z normalną gradacją ziarna wykazujący duże konwolucje w przystropowej części ławicy. Zabawa.

Litofacies C. (a) Internal amalgamation surface overlain by trough cross-stratified, very coarse-grained sandstone passing laterally into massive sandstone. (b) Normally graded sandstone with large convolution near top. Loc. Zabawa.



Litofacja C. (a) Interwał z symetryczną laminacją wstępującą typu S w obrębie masywnego piaskowca. Formy riplemarkowe podkreślone laminą wzbogaconą w substancję organiczną i zdeformowane ucieczką gazu? Zabawa.

(b) Warstwa ciemnoszarego piaskowca pylastego (p) z symetrycznymi formami riplemarkowymi i subtelną szewronową laminacją wewnętrzną (strzałki) o genezie falowej lub prądowo-falowej. Zabawa.

Lithofacies C. (a) Thin interval of symmetrical S-type climbing ripple lamination within massive sandstone; ripple forms are mantled by organic matter-rich lamina that is deformed by escaping gas? Loc. Zabawa.

(b) Dark silty sandstone (p) showing the symmetrical ripples with subtle chevron-like internal laminae (arrowed), possibly of wave or wave-modified origin. Loc. Zabawa.



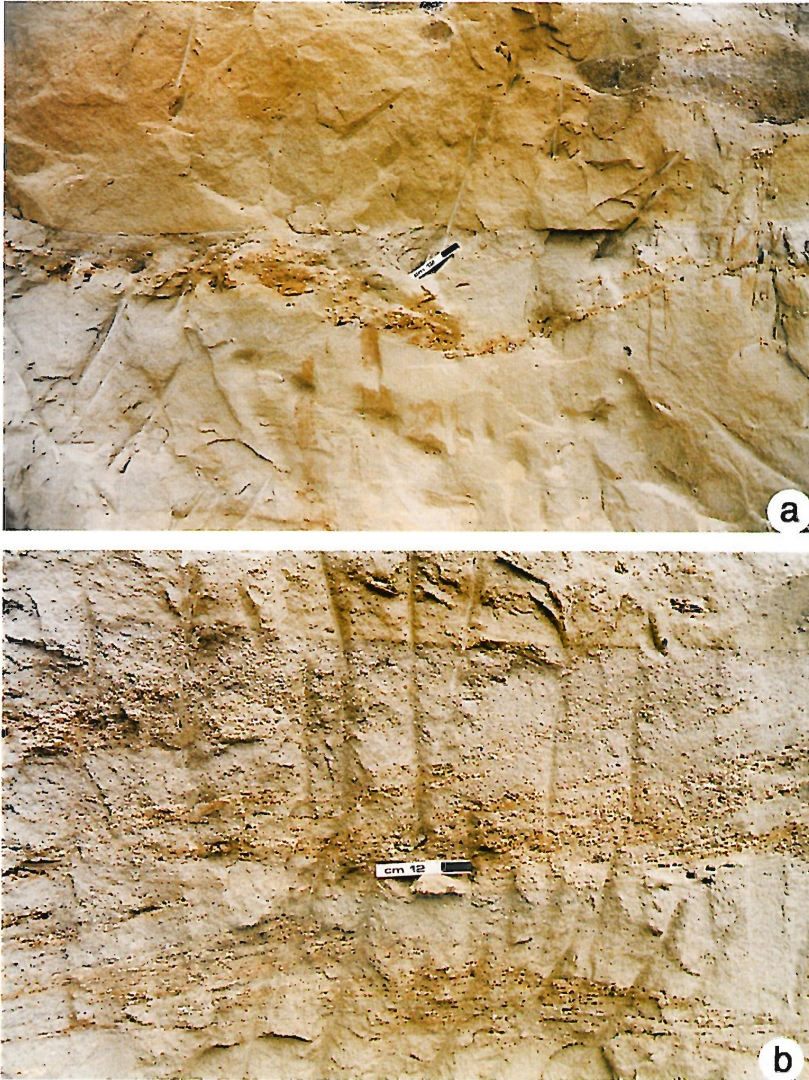
Litofacja C. (a) Zimbrykowane kliny oddzielone listrycznymi powierzchniami poślizgu (strzałki) zakorzenionymi w spagowej powierzchni ścinania (linia przerywana); transport w lewo. Zabawa.

(b) Zbliżenie listrycznej powierzchni poślizgu. Zabawa.

Lithofacies C. (a) Imbricated wedges separated by listric shear planes (arrowed) that are rooted in the basal decollement surface (dashed); palaeoflow was towards the left. Loc. Zabawa.

(b) Close-up view of listric shear surface. Loc. Zabawa.





Litofacja D. (a) Skala leży na symetrycznym rozmyciu z licznymi intraklastami mułowca i rynnowym warstwowaniem przekątnym.  
(b) Wielozestaw rynnowego warstwowania przekątnego w piaskowcu przepelnionym detrytusem skorup mięczaków. Bogucice.

Lithofacies D. (a) Scale rests on the symmetrical scour filled with intraclast rich, shelly trough cross-stratified sandstone.  
(b) Coset of large-scale trough cross-stratification in mollusc shell-rich sandstone. Loc. Bogucice.



(a) Litofacja D: planarny zestaw przekątny w dużej skali zdeformowany przez izoklinalne fałdy stojące o rozmytych zarysach, przykryty powyżej powierzchni reaktywacji? przez zestaw rynnowy w piaskowcu o jaśniejszej barwie, ograniczony w stropie przez subhoryzontalną powierzchnię erozyjną. Bogucice.

(b) Litofacja E: jasnoszary piaskowiec z laminacją niskokątową, erozyjnie przykrywający piaskowiec masywny ze śladami warstwowania przekątnego (litofacja C lub D), a całość jest zaburzona współczesnym? systemem korzeniowym. Zabawa.

(a) Lithofacies D: planar cross-set deformed in isoclinal, tight folds, overlain above reactivation? surface by trough cross-set in light coloured sandstones overlain, in turn, by subhorizontal erosive surface. Loc. Bogucice.

(b) Lithofacies E: light gray, low-angle laminated sandstone showing the erosive base against massive sandstone with traces of cross-stratification (lithofacies C or D), all disturbed by the recent? root system. Loc. Zabawa.



- (a) Litofacja F: piaskowiec z kopolowym warstwowaniem przekątnym, przykrywający ławicę piaskowca z laminacją subhoryzontalną. Bieżańów.  
 (b) Litofacja G, H, I: ołówek leży na ławicy z pseudonodulami w spągu, rozpoczynającej się bardzo drobnziarnistym piaskowcem pylastym z laminacją subhoryzontalną, który gradacyjnie przechodzi ku górze w piaskowiec z laminacją riplemarkową typu B (litofacja H). Powyżej amalgamat złożony z trzech ławic piaskowca frakcjonowanego (granice podkreślone linią przerywaną), zakończony nieciągłym interwałem laminacji riplemarkowej (strzałka) (litofacja G). W najwyższej części zdjęcia piaskowiec z laminacją riplemarkową (litofacja H), przykryty centymetrowej miąższości warstwą mulowca (litofacja I). Mała Wieś.

- (a) Lithofacies F: hummocky cross-stratified sandstone resting on subhorizontally laminated sandstone (facies E). Loc. Bieżańów.  
 (b) Lithofacies G, H, I: pencil rests on the subhorizontal-laminated sandstone bed with pseudonodules near the base, overlain by B-type climbing ripple lamination (lithofacies H). This is overlain by the amalgamate of three graded sandstone beds (bed boundaries shown by dashed line), terminated with the discontinuous interval of cross-lamination (arrowed) (lithofacies G). Ripple cross-laminated sandstone (facies H) overlain by cm-thick mudstone layer (lithofacies I) can be seen near the top of the photograph. Loc. Mała Wieś.