

BASEN DINANTU W OKOLICACH KRAKOWA – PRÓBA SYNTEZY

UKD 551.835.1(438.31)

Badania stratygraficzne i w mniejszym stopniu sedimentologiczne utworów dinantu stały się podstawą wielu rekonstrukcji paleogeografii części basenu morawsko-śląskiego i jego wschodniego szelfu. Oczywiście niektóre z tych propozycji są dziś częściowo historyczne (8, 29, 31), a w miarę napływu nowych danych ulegały one ciągłym modyfikacjom (np. 1, 5–7, 19–21, 23, 32). Większość autorów nie dysponowała ani kompletnymi profilami szczegółowo zanalizowanymi sedimentologicznie, ani precyzyjnymi danymi biostratygraficznymi, co powinno być warunkiem wiarygodnych rekonstrukcji paleogeograficznych. W wielu pracach nie znajduje też odbicia nowoczesny aparat pojęciowy z zakresu morfologii basenów i analizy facjalnej, brak też ustosunkowania się do podobnych analiz z obszaru renohercyńskiego dostępnych w literaturze.

Prowadzone w ostatnich latach przez autora, w ramach przygotowywanej pracy doktorskiej, badania utworów dinantu w Górach Bardzkich, w rejonie Krzeszowic i w Górach Świętokrzyskich, a zwłaszcza analiza rdzeni z niedawno wykonanych wierceń w rejonie Olkusza i Bielska-Białej pozwoliły zestawić szereg reperowych profili utworów tego wieku w różnych częściach basenu. Wartość tych profili podnosi ich dokładne datowanie różnymi metodami biostratygraficznymi wykonane przez specjalistów z Oddziału Górnośląskiego PIG i Uniwersytetu Warszawskiego (otwornice – J. Soboń-Podgórska, konsultacja próbek z odsłoneń – R. Conil, konodonty – A. Siewniak-Madej i Z. Bełka, makrofauna – K. Bojkowski i Ł. Musiał, spory – S. Jachowicz oraz radiolarie oznaczone przez autora).

Ponowna analiza materiału rdzeniowego i szlifów – ze starszych otworów opisanych w literaturze – egzotyków skał dinantu we fliszu Karpat Zewnętrznych oraz w permskim zlepieńcu myślachowickim (17) stała się cennym uzupełnieniem podstawowego materiału. Autorowi udało się wydzielić i skorelować pewne jednostki litostratygraficzne i charakterystyczne litologie w skali basenu. Dzięki temu utwory dinantu opisane w publikowanych i archiwalnych pracach polskich i czechosłowackich, niezależnie od ich czasami kontrowersyjnych interpretacji przez autorów, zyskują walor dokumentacyjny i mogą służyć do korelacji z reperowymi profilami. W ostatnich latach pojawiło się wiele cennych rekonstrukcji i modeli sedimentacji utworów dinantu w basenie renohercyńskim i na jego szelfach (12–17), a także w podobnych basenach Ameryki Północnej (orogeny Ouachita i Antler) (23, 27). Uwzględniają one zarówno wpływ tektoniki na morfologię dna basenów i rozkład facji, jak i czynniki o charakterze paleoceanograficznym. Proponowany poniżej roboczy model ewolucji wschodniej terminalnej części basenu renohercyńskiego (strefa morawsko-śląska i jej E szelf w rejonie Krakowa) jest próbą syntezy na podstawie materiałów własnych autora z uwzględnieniem dotychczasowych propozycji (m.in. 2, 3, 5–7, 10, 11, 18–21, 32).

Autor wykorzystał w opracowaniu wszystkie dostępne materiały, lecz ze względów technicznych nie jest możliwe podanie kompletnej ich bibliografii. Znajdzie się ona w przygotowywanej przez autora rozprawie doktorskiej. Autor

pragnie podziękować wszystkim, którzy okazali swą pomoc udostępniając materiały i poświęcając czas na konsultacje i dyskusje. Szczególne podziękowanie pragnie autor wyrazić dr J. Wiczorkowi za cenne uwagi i dyskusje w początkowym, trudnym etapie badań, dzięki którym było możliwe zdobycie podstaw metodologicznych.

RAMY GEOTEKTONICZNE BASENU

Dyskutowany obszar stanowił w ciągu dinantu wschodnie zakończenie basenu renohercyńskiego i obejmował geosynklinę morawsko-śląską oraz jej rozległy szelf położony na platformie epikaledońskiej. Podstawą rekonstrukcji paleotektonicznej omawianej strefy były przesłanki strukturalne, częściowo dające się odczytać z obecnego obrazu kartograficznego powierzchni podpermskiej, oraz analiza przestrzennego rozkładu facji.

W opinii autora właściwa geosynklina morawsko-śląska reprezentowała typowy basen pull-apart (z rozrywania) rozciągany w ciągu żedynu-franu między segmentem śląsko-łużyckim (sensu J. Oberc 1987) a masywem Brna – Górnego Śląska (sensu A. Kotas – 22). Ruchy przesuwcze odbywały się na różnych odcinkach dwóch lineamentów (uskoków przesuwczych): Kraków – Hamburg, Olomus – Torgau (linia Łaby). Te ruchy przesunęły się na inne odcinki omawianych stref, a ich zwrot uległ inwersji w najwyższym franie, w wyniku czego rozpoczęło się zamykanie basenu. O zmianie reżimu z tensji na kompresję świadczy początek sedimentacji fliszu szarogłazowego warstw z Andelskiej Hory, podczas gdy wszystkie utwory starsze reprezentują bądź dojrzałe silikoklastyki „old red”, bądź osady węglanowe i pelagiczne lub wulkanity (28).

Przesłanką ruchów przesuwczych odbywających się na linii Łaby są m.in. facje osadów famenu i dolnego karbonu zachowanych w niewielkim podkredowym zapadisku tektonicznym k. Hradec Kralove (9), wykształconych jako wapienie pelagiczne i allodapiczne i – począwszy od najniższego wizeny – flisz szarogłazowy. Także na odcinku Kraków – Myszków pojawienie się osadów związanych z synsedymacyjną aktywnością tektoniczną notujemy już w najwyższym franie (24). Grubookruchowe osady węglanowe i mozaikowy rozkład facji można tu obserwować aż po namur A. Obserwacje te potwierdzają sugestie K. Bogacza (4) i A. Kotas (21) o przesuwczym charakterze tej strefy, oparte na przesłankach strukturalnych.

Zachodzące w wyniku omawianych ruchów zbliżanie obu bloków litosfery doprowadziło do powstania typowego orogenu kolizyjnego Moravo-Silesidów. Zjawiska tektoniczne towarzyszące kolizji warunkowały w dużym stopniu morfologię dna i konfigurację basenów dinantu Polski Południowej, a fałdowany orogen dostarczał nie-dojrzałego materiału silikoklastycznego.

Stabilny do franu wschodni szelf basenu morawsko-śląskiego obejmował prekambryjskie masywy Brna – Górnego Śląska i Małopolski oraz strefy fałdowań kaledońskich: krakowską i świętokrzyską. Tworzą one część platformy epikaledońskiej na SW od linii TT. Począwszy

od górnego franu ulegał on sukcesywnemu rozpadowi i rozczłonkowaniu na drugorzędne elementy tektoniczne (bloki), których wzajemne przemieszczenia decydowały o rozmieszczeniu facji (ryc. 1, 2).

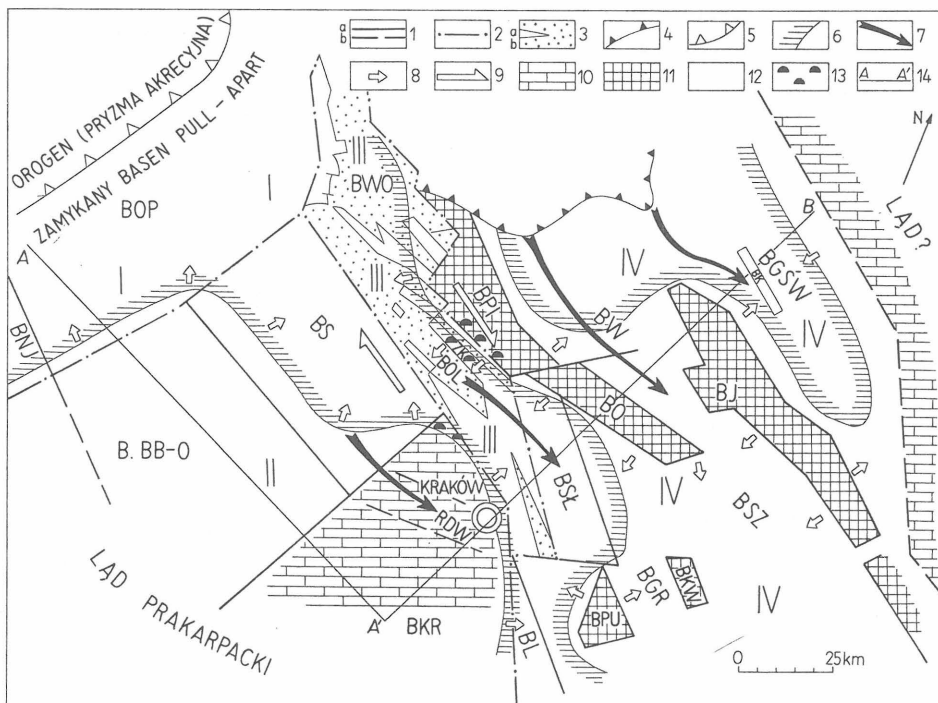
W dinancie można wyróżnić na omawianym obszarze 4 wyraźne domeny paleotektoniczne (ryc. 1):

I. **Zachodnia krawędź masywu Brna – Górnego Śląska** (bloki Niskiego Jesioniku i Opola) o silnych tendencjach obniżających (przez system uskoków schodowych), zdeformowane wraz z pokrywą osadową w czasie fazy sudeckiej (ryc. 2).

II. **Środkową i wschodnią część masywu Brna – Górnego Śląska** charakteryzowała względna stabilność, a poszczególne bloki w jej obrębie wykazywały niewielkie przemieszczenia i przechyły. Najbardziej stabilny blok Ostrawy –

Bielska-Białej kontaktował z silniej obniżanymi i przechylnymi blokami Sosnowca i Krakowa. W górnym wizeniu nastąpiła przebudowa tej części podłoża basenu; obniżeniu całości towarzyszył rozpad na bloki niższego rzędu i objawy subaeralnego wulkanizmu. Dowodem tych procesów jest m.in. obecność dajek neptunicznych i wkładek osadów węglanowych typu debris flow i wulkanogenicznych w bloku Krakowa (ryc. 3). Przyczyną było uginanie się skorupy ziemskiej na przedpolu fałdującego się orogenu, co wywołało – powyżej powierzchni neutralnej – silną tensję i przejście fali wzmoczonej subsydencji.

III. **Strefa fałdowań kaledońskich (krakowidy).** Jest to część wielkiego lineamentu Kraków – Hamburg. Wyróżnić w niej można szereg kulisowo ułożonych południkowych bloków o dużej amplitudzie względnych synsedymacyjnych

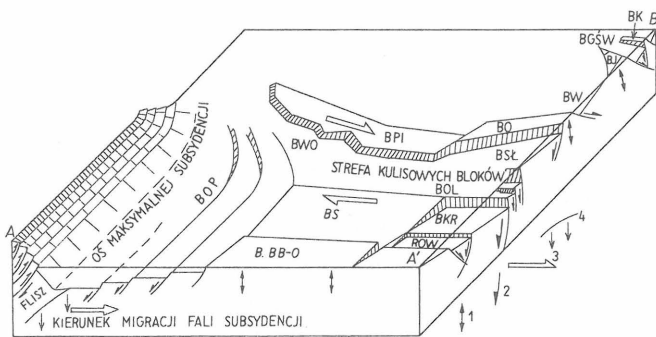


Ryc. 1. Schemat rozmieszczenia synsedymacyjnych struktur tektonicznych w basenie dinantu strefy śląsko-morawskiej (na podstawie materiałów autora oraz publikowanych i archiwalnych prac dotyczących tego rejonu)

Fig. 1. Diagram of spatial distribution of synsedimentary active tectonic structure in Dinantian of Moravia-Silesia Basin (According to present author's materials and other all available data concerning this region)

I, II, III, IV – obszary domen tektonicznych opisane w tekście; BNP – blok Niskiego Jesioniku, BOP – blok Opola, B.BB-O – blok Bielska-Białej – Ostrawy, BS – blok Sosnowca, BKR – blok Krakowa, RDW – rów doliny Wisły, BL – basen Liplasu, BSL – basen Słomnik, BWO – basen Woźnik, BOL – basen Olkusza, ZK – zrąb Kluczy, BPI – blok Pilicy, BO – blok Opatkowic, BPU – blok Puszczy, BGR – basen Grobli, BKW – blok Kwikowa, BSZ – basen Szczecina, BJ – blok Jędrzejowa, BGSW – basen Gór Świętokrzyskich, BK – blok Kielc; 1: a – granice tektoniczne (uskoki), b – przypuszczalne granice tektoniczne; 2 – granice domen tektonicznych, 3 – bloki niższego rzędu w domenie Kraków-Myszków (a – wyniesione, b – obniżone), 4 – obecny zasięg zwartej pokrywy fliszu domeny IV, 5 – front deformacji fałdowych, 6 – maksymalny zasięg basenu wygłodzonego przed górnym wizenem, 7 – strefy migracji materiału szarogłazowego, 8 – kierunki transportu redopowanego materiału węglanowego (wapienie allodapiczne, debryty), 9 – kierunki transportu tektonicznego, 10 – bloki z rozwiniętymi przybrzeżnymi platformami węglanowymi, 11 – bloki z efemerycznymi platformami węglanowymi okresowo erodowane (emersja) lub zatopiane, 12 – obszary basenowe: obniżone części wychylonych bloków (tilted blocks), rowy antytetyczne itp., 13 – budowle organiczne (kopce mułowe i rafy – *in situ* lub autochtoniczne bloki w debrytach), 14 – boki blokdiagramu na ryc. 2

I, II, III, IV – areas of tectonic domains described in text; BNP – Niski Jesionik Block, BOP – Opole Block, B.BB-O – Bielsko-Biała – Ostrawa Block, BS – Sosnowiec Block, BKR – Cracow Block, RDW – Vistula Valley Graben, BL – Liplasz Basin, BSL – Słomniki Basin, BWO – Woźniki Basin, BOL – Olkusz Basin, ZK – Klucze Horst, BPI – Pilica Block, BO – Opatkowiec Block, BPU – Puszcza Block, BGR – Grobla Basin, BKW – Kwików Block, BSZ – Szczecin Basin, BJ – Jędrzejów Block, BGSW – Holy Cross Mts. Basin, BK – Kielce Block; 1: a – tectonic boundaries (faults), b – supposed tectonic boundaries; 2 – boundaries of tectonic domains, 3 – secondary blocks in Cracow-Myszków domain III (a – elevated, b – drowned), 4 – recent limit of continuous flysch cover in IV domain, 5 – migrating orogenic front, 6 – maximal extension of starved basins before upper Viséan, 7 – zones of greywacke material migration, 8 – transport directions of redeposited carbonates (allodapic limestones, carbonate debris flow etc), 9 – tectonic transport directions, 10 – block occupied by attached (nearshore) carbonate platforms, 11 – blocks occupied by isolated ephemeral periodically emerged (eroded) or drowned carbonate platforms, 12 – basinal areas: drowned parts of tilted blocks, antithetic grabens etc, 13 – organic buildups, mud mounds or reefs found *in situ* or occurring in allochthonous blocks in debris flows, 14 – sides of block diagram from Fig. 2



Ryc. 2. Schemat konfiguracji i względnych ruchów bloków w podłożu basenu

1 – stabilne lub pionowo oscylujące bloki, 2 – kierunki i zwrot względnych ruchów na powierzchniach uskokowych, 3 – kierunki i zwrot poziomego transportu tektonicznego, 4 – strefy subsydencji związane z uginaniem skorupy. Pozostałe objaśnienia jak na ryc. 1. Bez skali

Fig. 2. Diagram of configuration and relative displacement of blocks in basin basement

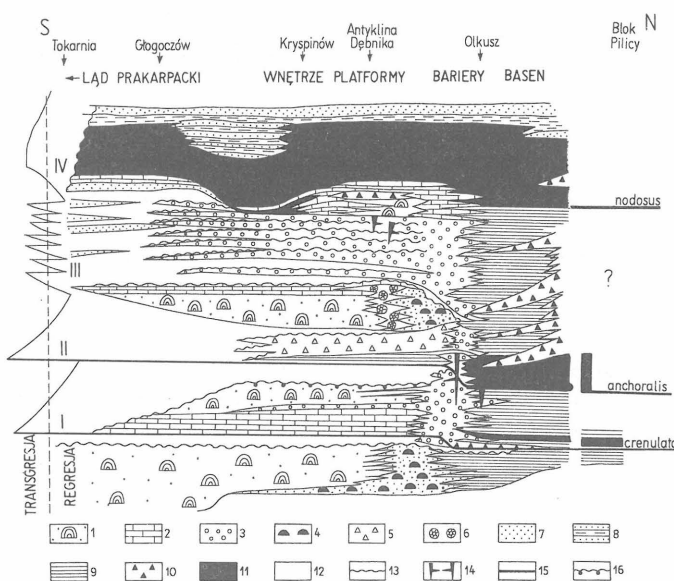
1 – stable or vertically oscillating blocks, 2 – directions and turns of relative shifts on fault surfaces, 3 – direction and turn of horizontal tectonic transport, 4 – zones of strong subsidence connected with deflection of Earth's crust. Other explanations identical to Fig. 1. Not to scale

nych przemieszczeń i przechyłów. Ruchy te doprowadziły do powstania systemu wydłużonych zrębów rowów antytetycznych i półrowów, a były wymuszone przez ścinanie całej strefy w wyniku przemieszczenia masywu Brna – Górnego Śląska ku NW względem masywu małopolskiego (4, 22). Z początkiem namuru cały ten system uległ pograżeniu, a flisz zasypał przekraczającą urozmaiconą rzeźbę dna. W wyniku przedtriasowej erozji układ ten uległ częściowej ekshumacji i można go odczytać na podpermskim obrazie kartograficznym NE' obrzeżenia GZW jako obszary wychodni podłoża kaledońskiego, a częściowo dewonu na przemian z rowami wypełnionymi wizenem lub namurem A.

IV. Masyw Małopolski i Góry Świętokrzyskie. W opinii autora cały ten obszar jest budowany przez system asymetryczny wychylonych bloków (tilted blocks) o orientacji zbliżonej do WNW–ESE. Bloki te były aktywne co najmniej w okresie górnego franu-namuru w polu regionalnej tensji. Układ ten można odczytać z obrazu kartograficznego powierzchni podpermskiej (7, 18). Czoła większych bloków są widoczne jako wychodnie skał przeddewońskich, a najbardziej obniżone ich części (półrowy, rowy antytetyczne) – jako obszary zbudowane z utworów górnego wizeny i namuru A. System ten uległ później częściowej inwersji i nawet deformacjom fałdowym, lecz nie można go traktować jako orogen warwycyjski.

ETAPY ROZWOJU GEOTEKTONICZNEGO

Wyróżniane zazwyczaj 4 etapy rozwoju zbiornika geosynklinalnego: dezintegracji platformy, prefliszowe, fliszowe i molasowe w przypadku zbiornika renohercyńskiego, odpowiadają tylko pewnym migrującym strefom w jego obrębie i są całkowicie diachroniczne. Dezintegracja różnych części platformy epikaledońskiej trwa przez cały górny dewon i dolny karbon. Jednocześnie paraliczna molasa węglonośna osadza się w systemie delt u czoła formującej się pryzmy akrecyjnej Moravo-Silesidów, o czym



Ryc. 3. Schemat ewolucji przybrzeżnej platformy węglanowej dinantowej na bloku Krakowa

I, II, III, IV – megacyklotemy eustatyczne, częściowo wynikające z subsydencji; cyklotem III – faza rampy węglanowej z dopływem dojrzałych silikoklastyków i piroklastyków z ładu przedkarpacciego (zapiaszczenie); 1 – węglanowe kompleksy zabarierowe z powierzchniami emersji, ewaporatami, stromatolitami, fauna euryhalinowa uboga, 2 – osady węglanowe otwartej platformy z fauną stenohalinową, 3 – wysokoenergetyczne osady węglanowe: piaski oolitowe, kortoidowe, gruboławicowe, 4 – kompleksy biostromalne i rafowe, 5 – osady grzbietu szelfowego, jasne wapienie z wadoidami, strukturami tipi, stromatolitami – częste tempestyty i osady wewnętrzne, 6 – wapienie krynoidowe z przekątnymi warstwowaniami, 7 – dojrzałe silikoklastyki i piroklastyki, 8 – flisz szarogłazowy, tempestyty i trakcionity, 9 – osady basenowe: margliste spikulity, mułowce, ilowce z bioturbacjami i wkładkami wapieni alłodapicznych; częste poziomy tuffitowe, 10 – brekcje sedimentacyjne, węglanowe różnej genezy, 11 – osady basenowe związane ze środowiskiem anaerobowym: czarne, bogate w materię organiczną bez bioturbacji radiolarity, mułowce i ilowce z kongrecjami fosforytowymi, 12 – luki stratygraficzne, 13 – powierzchnie subaeralnej ekspozycji, 14 – dajki neptuniczne, 15 – linie izochron, 16 – twarde dna. Bez skali

Fig. 3. Scheme of evolution of nearshore Dinantian carbonate platform occupying Cracow Block

I, II, III, IV eustatic megacyclothems, partially connected with subsidence rate; Cyclothem III: carbonate ramp phase with mature siliciclastics and pyroclastics influx from Praecarpathians Landmass (sanding up of carbonates); 1 – backbarrier carbonate complexes with emersion horizons, evaporites, stromatolites and restricted euryhaline fauna, 2 – open platform carbonates with stenohaline fauna, 3 – highly agitated water carbonate deposits: thickbedded oolitic and cortoidal sands, 4 – biostromal and reefal complexes, 5 – shelf crest deposits: light limestones with vadoids, tepees, stromatolites, often tempestites and internal deposits, 6 – cross bedded crinoidal sands, 7 – mature siliciclastics and pyroclastics, 8 – greywacke flysch, tempestites and tractionites, 9 – basinal deposits: mainly spiculites, mudstones, bioturbated claystones with alłodapic limestones intercalations, tuffitic layers are frequent here, 10 – carbonate sedimentary breccias of different origin, 11 – dysaerobic and anaerobic deposit in pelagic realm: black organic-rich, basinal unbioturbated radiolarites, siltstones and claystones with phosphatic concretions, 12 – stratigraphic gaps, 13 – surfaces of subaerial exposure (erosion), 14 – neptunian dykes, 15 – isochronous lines (surfaces), 16 – hard ground surfaces. Not to scale

świadczy ilość deponowanego i ponownie erodowanego materiału fitogenicznego w morskim kulmie całej strefy. Czas i przestrzeń przejścia basenu fliszowego w zapadlisko przedgórskie są też całkowicie umowne. Ogólne pochylenie obszaru ku E w górnym wizenie nałożone na dotychczasową, skomplikowaną morfologię dna basenu umożliwiło migrację materiału szarogłazowego obniżanymi strefami aż po środkową część dzisiejszego zapadliska przedkarpackiego (31).

MORFOLOGIA DNA BASENU

Morfologia dna basenu była uwarunkowana interferencją wielu czynników, takich jak:

- subsydenca podłoża basenu zmienna w czasie i przestrzeni, wynikająca z zjawisk tektonicznych i izostatycznego obciążenia gromadzonymi osadami,

- tempo sedymentacji, zwłaszcza na aktywnie progradujących platformach węglanowych i na obszarach rozbudowanych stożków podwodnych i jezorów osuwiskolistostromu, wzrost budowli organicznych itp.,

- procesy erozji podwodnej: nisze osuwiskowe, keniony (rynny) oraz niszczenie przez falowanie i prądy,

- eustatyczne wahanie poziomu morza.

Obszary płycizn były związane głównie ze stabilnymi blokami o równomiernym, choć czasami bardzo szybkim tempie subsydencji (bloki Krakowa i Jędrzejowa) (ryc. 1, 2). Bloki o tendencjach wznoszących były tylko okresowo zajmowane przez płytkie morze, a przeważały na nich procesy erozji zarówno podmorskiej, jak i subaeralnej (blok Ostrawy – Bielska, Pilicy, Puszczy itp.). Rynny i baseny były związane z obniżonymi blokami, np. Opola i Sosnowca lub z obniżonymi częściami wychylonych bloków (basen Słomnik, Liplasu i Gór Świętokrzyskich). Oczywiście konfiguracja dna ulegała częstym zmianom w czasie dinantu.

ROZKŁAD FACJI

O rozkładzie facji decydowała morfologia dna basenu i obszarów lądowych w jego sąsiedztwie, a w mniejszym stopniu czynniki związane z cyrkulacją wód i klimatem. Na omawianym obszarze można wyróżnić cztery główne strefy facjalne związane z określonym reżimem batymetrycznym:

1. **Strefa sedymentacji niedojrzałych silikoklastyków**, przylegająca od wschodu do orogenu Moravo-Silesidów z systemem delt, prodelt i stożków podwodnych, dostarczających do basenu grubszego materiału szarogłazowego prądami zawiesinowymi, trakcjoniitami i tempestyty. Drobną zawiesiną ilastą i organiczną rozchodziła się od tej strefy po całym basenie jako część tła pelagicznego.

Utwory terygeniczne deponowane w tej strefie osiągają miąższość kilku tysięcy metrów w bloku Niskiego Jesioniku i Opola. W kierunku wschodnim ich miąższość i zasięg stratygraficzny stopniowo maleją (10), ale w strefach silnie obniżanych, nawet w środkowej części obecnego zapadliska przedkarpackiego, miąższość osiąga kilkaset metrów (31). Fauna występująca w tych utworach obejmuje formy planktoniczne (radiolarie), pseudoplanktoniczne (małże z grupy *Posidonia*), nekton (głównogi, ryby) oraz bentos (spikule gąbek, otwornice aglutynujące). Problem obecności bentonicznej fauny wapiennej, spotykanej często w ławicach szarogłazów, zapiaszczonych wapieni alodapicznych i brekcji wapiennych o spoiwie szarogłazowym wymaga wyjaśnienia wzajemnej relacji sedymentacji węglanowej i silikoklastycznej w omawianej strefie. Można wysunąć tu trzy hipotezy:

- fauna żyła w płytszych środowiskach sedymentacji silikoklastyków i wraz z nimi uległa redepozycji w głębsze partie basenu;

- w strefie sedymentacji terygenicznej pojawiły się niewielkie, efemeryczne platformy węglanowe, a mieszanie klastów węglanowych i krzemianowych odbywało się dopiero w czasie transportu;

- istniały dwa różne obszary alimentacyjne: węglanowy i silikoklastyczny, a ich stożki podwodne zazębiały się w przestrzeni i w czasie. Procesy erozji w obrębie stożków (kanały, rynny) doprowadzały do mieszania się materiału z obu źródeł.

Ważnym składnikiem litologicznym serii fliszowej są utwory piroklastyczne wykazujące często cechy depozycji z prądów zawiesinowych (7, 28). Detrytus roślin lądowych, spotykany powszechnie we wszystkich frakcjach osadów terygenicznych kulumu, dostarczany był do basenu systemem delt u podnóża gór porośniętych obfitą roślinnością klimatu wilgotnego i gorącego.

Za przyjęciem tezy o pochodzeniu całego materiału fitogenicznego z systemu górskiego Moravo-Silesidów przemawia obecność gleb węglanowych typu caliche i śladów ewaporatów na wszystkich szelfach węglanowych strefy renohercyńskiej (26). Dowodzi to panowania klimatu półsuchego, z roślinnością typu kserotermicznego na płaskich łąkach otaczających baseny. Tylko w wysokich górach suma opadów była wystarczająca do utrzymania bujnej roślinności. Skład petrograficzny gruboziarnistych silikoklastyków zmienia się stopniowo w czasie; w utworach dewonu i turneju dominują lityczne klasty skał epi-mezometamorficznych. W ciągu wizenu rośnie udział ziarn skał głębiej zmetamorfizowanych, a jednocześnie skał osadowych pochodzących z erozji starszych serii fliszowych i pelagicznych.

Struktury sedymentacyjne ławic szarogłazów wykazują typowe dla osadów prądów zawiesinowych uziarnienie frakcjonalne, lecz równie często spotyka się ławice bezstrukturalne lub o cechach trakcjoniitów. Częste są zaburzenia typu osuwiskowego i konwolucje. Subfacje dystalnego fliszu i jego proksymalnych (kanałowych) odpowiedników oraz podążające za nimi subfacje utworów prodeltowych zdominowane przez trakcjoniity i tempestyty progradują stopniowo w ciągu dinantu ku wschodowi (10, 28, 21).

2. **Strefa wygłodzonych basenów** (starved basins). Między strefą fliszu silikoklastycznego a systemem platform węglanowych i peryplatformowych stożków podmorskich z sedymentacją wapieni alodapicznych, w zagłębieniach – rzadziej na płaskich elewacjach dna głębszych części basenu – rozwija się sedymentacja osadów pelagicznych. Są one produktem wypadania z toni wodnej drobnej zawiesiny mineralnej i organicznej, akumulowanej zwykle poniżej powierzchni kompensacji węglanu wapnia oraz poniżej strefy fotycznej i podstawy falowania. Obszar zajęty przez tego typu sedymentację gwałtownie zmienia się w czasie dinantu, co jest związane ze zmianami morfologii dna oraz progradacją lub zamieraniem systemu podwodnych stożków z sedymentacją silikoklastyczną i węglanową.

Wyraźna jest zależność obszaru zajętego przez sedymentację czysto pelagiczną od eustatycznych wahań poziomu morza (12). Maksymalny zasięg uzyskuje się w zonie *anchoralis*, gdy facje basenowe wkraczają na platformy węglanowe w całej strefie renohercyńskiej (12). Litologia osadów w profilu dinantu zmienia się wyraźnie, przy czym zmiany te są prawie izochroniczne w skali geosynkliny (globalne ?) (12).

Czynniki paleoceanograficzne (cyrkulacja termohali-

nowa, prądy wstępujące, ruchy eustatyczne i konfiguracja basenów) decydują o zmienności osadów w pionie. W słabszym stopniu w porównaniu z innymi typami osadów zmieniają się one w poziomie, co jest wynikiem relatywnie płaskiej powierzchni depozycji i niskiego tempa akumulacji. Najbardziej kompletny profil tego typu utworów występuje w basenie Gór Świętokrzyskich, gdzie praktycznie cały dinant, począwszy od zony *crenulata* aż po zony *Goniatites granosus*, jest wykształcony w facjach pelagicznych.

Wyróżnić tu można fację utworów deponowanych w środowisku dysaerobowym przy dnie. Są to tzw. warstwy zarębiańskie i dolna część warstw z Lechówka (sensu H. Żakowa – 31) wykształcone jako ciemne iłowce bogate w materię organiczną, podrzędnie radiolaryty z licznymi poziomami kongrecji fosforytowych. Zwraca w nich uwagę brak bioturbacji i fauny bentonicznej, z wyjątkiem nielicznych otwornic aglutynujących i spikul gąbek.

Odpowiednikiem warstw zarębiańskich (sensu H. Żakowa) są podobnie wykształcone utwory turneju spotykane we wszystkich głębszych basenach wschodniego szelfu zbiornika morawsko-śląskiego (np. otwór Liplas 2, strefa Olkusza, blok Sosnowca, łupki ponikiewskie Niskiego Jesioniku i czarne radiolaryty z fosforytami w rejonie Hranic i Brna – ryc. 1, 3). W. Engel i in. (12) sugerują, że ciemne osady pelagiczne często spotykane w basenie renohercyńskim są wynikiem epizodów anoksycznych.

Okresy względnie niskiego poziomu morza doprowadzają do odbudowy cyrkulacji i przewietrzenia stagnujących basenów, co wyraża się sedymentacją jaśniejszych, zbioturbowanych i zawierających faunę bentoniczną pelitów, przy czym utwory kongrecyjne w ich obrębie są reprezentowane głównie przez węglany. W basenie Olkusza i w mniejszym stopniu w Górach Świętokrzyskich ten typ osadów panuje w ciągu prawie całego dolnego i środkowego wizenu. Fauna występująca w osadach wygłodzonych basenów jest bardzo zbliżona do opisanej ze strefy sedymentacji silikoklastycznej.

3. Strefa przybrzeżnych platform węglanowych. Przybrzeżne platformy węglanowe zajmują w dinancie bardziej stabilne bloki o równomiernej, choć szybkiej subsydencji (ryc. 1, 2). Platforma zajmująca blok Krakowa jest jedyną zachowaną formą tego typu, lecz z pośrednich przesłanek sedymentologicznych można wnioskować o jej obecności na północnym obrzeżeniu zbiornika Gór Świętokrzyskich. Wskazuje na to obecność wkładek węglanowych w warstwach masłowskich strefy łysogórskiej i wzmiankowane w literaturze facje oolitowe dinantu na północ od niej. Platforma węglanowa dinantu bloku Krakowa oparta jest o tzw. ład prekarpacki na południu, w przybliżeniu wzdłuż linii Sucha Beskidzka–Tokarnia (ryc. 3). Miąższość osadów węglanowych platformy rośnie w kierunku północnym, osiągając ok. 1100 m w rejonie Krzeszowic, w tym też kierunku maleje liczba i ranga luk stratygraficznych w profilu (25).

Ewolucję tej platformy można podzielić na kilka etapów (ryc. 3). Rozpoczyna ją założenie na fragmencie zamartej w wyniku emersji, rozległej platformy węglanowej dewonu, nowej platformy o znacznie mniejszych rozmiarach. Zjawisko to jest związane z eustatycznie uwarunkowaną transgresją w zonie *crenulata*. Gwałtowne pogłębienie basenu jest dokumentowane szybkim przejściem od węglanowych brekcji transgresyjnych przez cienkie osady platformowe i wapienie allodapiczne i gruzłowe do ciemnych, bogatych w materię organiczną, zapiaszczonych mułowców i iłowców z radiolariami. Osad ten odpowiada dolnym łupkom ałunowym i „peracuta shales”, występującym w basenie

renohercyńskim i saksoturyńskim geosynkliny waryscyjskiej (12). Odpowiednikiem tej sekwencji, znanej z wierceń w rejonie Olkusza, są wapienie gruzłowe wnętrza platformy odsłonięte w okolicach Krzeszowic (25). Leżą one tam na płytkowodnej sekwencji cyklicznej najwyższego famenu (25).

Nadbudowa osadów platformy przewyższająca subsydencję doprowadziła do wykształcenia typowej sekwencji regresywnej: 1 – wapienie gruzłowe, 2 – wysokoenergetyczne kalkarenity, 3 – niskoenergetyczne facje zabarierowe, lagunowe, deponowane częściowo w strefie międzyplywowej, zawierające ewaporaty, szczeliny z wysychania, węglanowe gleby kopalne (ryc. 3).

Następny megacykl transgresywno-regresywny rozpoczyna się gwałtownym wkroczeniem facji basenowych na platformę aż po rejon Kryspinowa w zonie *anchoralis* (3, ryc. 3). Wapniste spikulity z krzemieniami tego wieku na platformie – mimo ciemnej barwy – wykazują bioturbacje (*Zoophycos*, *Chondrites*, *Scalaritruha*) i zachowały w pozycji przyżyciowej zespoły fauny bentonicznej, stosunkowo głębokowodnej (mszywioly fenestralne, trylobity cienkoskorupowe, ramienionogi z zachowanymi kolcami itp.). O eustatycznym charakterze tej transgresji świadczy powszechne występowanie facji basenowych na zatopionych platformach węglanowych szelfu renohercyńskiego w zonie *anchoralis*. Głębszym anoksycznym odpowiednikiem tych osadów są radiolaryty z kongrecjami fosforytowymi, występujące w basenach otaczających platformę (blok Sosnowca, basen Olkusza i Liplasu – ryc. 1, 3).

Kolejny etap progradacji platformy w najniższym wizenie doprowadza do rozwoju facji lagunowych na przeważającym obszarze platformy. Strefa barier oddzielających jej wnętrza od otaczających basenów rozwinęła się w przybliżeniu na linii Paczółtowie–Gorenice, gdzie dominują osady barierowe typu grzbietu szelfowego (shelf crest). Są to pizoidowe greinstony i osady typu beach rock ze strukturami tipi i wadycznymi osadami wewnętrznymi. Lagunowym zabarierowanym odpowiednikiem tych osadów są madstony z ewaporatami strefy południowej (rejon Krzeszowic–Głogoczowa; ryc. 3).

Jednocześnie po zewnętrznej stronie strefy barier były deponowane litosomy wysokoenergetycznych wapieni detrytycznych typu oolitów i miejscami rozwijały się budowle organiczne (rafy) budowane przez glony (m.in. *Renalcis* i *Girvanella*), otwornice inkrustujące i szkieletowe metazoa. Autor stwierdził tego typu rafy w odsłonięciu na wschodnim skraju wsi Paczółkowie oraz w wierceniu WB 105 w Gorenicach i BO 150 w rejonie Starczynowa jako luźny blok w osadzie typu debris flow na głębokości 379 m. Luźne klasty raf tego typu erodowanych w permie występują w zlepieńcach myślachowickich rowu Sławkowa.

Kolejne pogłębienie platformy odbyło się na pograniczu środkowego i górnego wizenu i jest dokumentowane osadami masywnych, gruboławicowych greinstonów o miąższości do 200 m, znanych zarówno z rejonu Krzeszowic, jak i z wierceń w basenie Olkusza (2, ryc. 3). Fauna jest dość uboga, dominują gruboskorupowe produkty i ślimaki z r. *Strapharollus* oraz glony z r. *Koninckopora* i *Uraloporella*. Etap ten jest związany z przekształceniem platformy w rampę węglanową.

Z najwyższą częścią sekwencji węglanowej na platformie jest związane występowanie licznych powierzchni ekspozycji subaeralnej na przemian z utworami otwartej platformy (rampy węglanowej – ryc. 3). O eustatycznym charakterze tych fluktuacji świadczy ich występowanie w identycznej pozycji na całym węglanowym szelfie strefy renohercyńskiej (S Walia, Ardeny). Ewolucję zachodniej

krawędzi platformy w dinancie szczegółowo zrekonstruował Z. Bełka (2, 3). W tym miejscu należałoby uzupełnić jego wnioski o obserwacje najnowszych wierceń w basenie Olkusza. Zatapanie platformy rozpoczęło się – zdaniem autora – dopiero w wysokim wizenie i było przyspieszone przez eustatyczne podnoszenie się poziomu morza, natomiast poprzednie fluktuacje były uwarunkowane raczej zmianami poziomu Oceanu Światowego niż lokalnymi czynnikami tektonicznymi, które dotknęły głównie blok Sosnowca i strefę Kraków–Myszków.

Sedymentacja na platformie zakończyła się jej zatopieniem i rozpadem. W rejonie Krzeszowic płytkowodne wapienie pelityczne przechodzą w stropie w ławice kalcyrudytów frakcjonalnie uziarnionych, a wyżej w osady typu debris flow. Najmłodszym ogniwem są wapienie gruzłowe i margliste z onkoidami o ciemnych barwach, znane z obszaru od Brna (11) po Krzeszowice, przy czym na stabilnym bloku Ostrawy–Bielska-Białej zalegają – wraz z dojrzałymi piaskowcami i piroklastykami – wprost na skrasowiałym podłożu dewońskim. Natomiast w bloku Krakowa osady te leżą w zgodności sedymentacyjnej na różnych ogniwach wizenu, a w skrajnie południowej części – na utworach turneju. Czarne łupki warstw załaskich (21) i malinowickich pokrywające osady platformy stanowią część basenu euksynicznego najwyższego wizenu i zawierają bogatą faunę radiolarii znaną z basenu Olkusza.

4. Obszar zajęty przez mniej lub bardziej efemeryczne platformy węglanowe, okresowo zatapiane lub wynurzane i erodowane. Platformy te oddzielone są od siebie systemem wewnątrzszelfowych basenów o skomplikowanej konfiguracji, wypełnionych produktami niszczenia wynoszonych elementów (wapienie allodapiczne, debryty itp. – ryc. 1). Utwory te przeławicają się z osadami pelagicznymi. Pod koniec wizenu baseny te stały się drogami migracji materiału szarogłazowego pochodzącego ze strefy Moravo-Silesidów. Rozkład facji w tej strefie był silnie uwarunkowany synsedymentacyjną tektoniką blokową, lecz eustatyczne ruchy poziomu morza odgrywały niewątpliwie znaczną rolę w procesach erozji i sedymentacji zachodzących w tej części basenu.

Eustatyczne podnoszenie się poziomu morza powodowało zatapanie platform węglanowych, zamieranie systemów dystrybucji materiału węglanowego (stożków podmorskich) i euksynizację basenów między platformami. W zonie *crenulata*, *anchoralis* i najwyższym wizenie zjawisko to daje się wyraźnie obserwować w basenie Słomnik, Liplasu, Sosnowca i Olkusza. Emersja i erozja brzeżnych części platform węglanowych, w czasie regresji wizeńskiej i środkowoeuropejskiej, jest dokumentowana silnym rozwojem systemu stożków podwodnych, rozprowadzających wapienie allodapiczne po całym obszarze basenów wewnątrzszelfowych (tzw. flisz wapienny sensu K. Bojkowski, S. Bukowy – 6). Facje tego typu są znane z kilkudziesięciu otworów na obszarze całego szelfu Morawsko-Śląskiego, lecz dotychczas nie zostały właściwie rozpoznane ze względu na brak szczegółowych analiz sedymentologicznych materiału rdzeniowego. Badania mikrofacjalne ławic wapieni allodapicznych ze stref basenowych doprowadzały do niewłaściwych wniosków sedymentologicznych. Osady platform węglanowych zachowały się tylko fragmentarycznie, z powodu erozji zarówno synsedymentacyjnej, jak i przedtriasowej, lecz można odtworzyć warunki ich powstawania na podstawie analizy materiału detrytycznego – w basenach – pochodzącego z aktywnych, jak i zamarłych (zatonionych, wynurzonych) platform węglanowych (13, 17).

Wstępne obserwacje autora z wielu wierceń na obszarze północnej części szelfu sugerują powszechne występowanie

budowli organicznych typu raf i kopców mułowych, erodowanych w ciągu dinantu na krawędziach platform węglanowych. Między innymi autor stwierdził bloki wapieni facji Waulsortien i raf koralowo-glonowych górnego wizenu w osadach debrytów węglanowych pochodzących z bloku Pilicy (ryc. 1). Erozja wynoszonych elementów przybierała okresowo charakter katastroficzny, co jest dokumentowane mięszymi pokrywami debrytów węglanowych, a nawet olistostromów i olistolitów, osiagających w otworze Pomorzany 2 rozmiary kilkudziesięciu metrów. Jest oczywiste, że procesy takie miały charakter tektoniczny (wstrząsy sejsmiczne, synsedymentacyjne deformacje uskokowe), a nie tylko eustatyczny. Utwory grubookruchowe często wypełniają w basenach formy erozyjne. Zawartość klastów i kongrecji fosforytowych oraz syderytowych wypłukanych z utworów basenowych (np. w wapieniach gałęzickich z Gór Świętokrzyskich czy debrytach dinantu w basenie Olkusza) dowodzi skali erozji. Łuki stratygraficzne związane z procesami erozji tego typu są znane w basenie renohercyńskim (np. 11, 14, 21).

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Model sedymentacji w basenie dinantu szeroko pojętego obszaru krakowskiego skonstruowano na podstawie wszystkich dostępnych danych regionalnych. Ich właściwa interpretacja była możliwa dzięki zastosowaniu modeli proponowanych w ostatnich latach dla innych części basenu renohercyńskiego. Ponadregionalne, a nawet globalne korelacje umożliwiają włączenie badanej części basenu w światowy system paleoceanograficzny, paleoklimatyczny i paleobiogeograficzny dinantu. Problem wschodniego zamknięcia basenu renohercyńskiego i jego połączeń z morzem płyty wschodnioeuropejskiej, Donbasu, Paleotetydy i platformy mezyjskiej w świetle badań autora wydaje się bliższy rozwiązaniu.

Drogi migracji fauny i flory między tymi obszarami wiodły przez basen rejonu Krakowa, na co wskazuje mieszany charakter zespołów skamieniałości (np. stromatoporoidey i glony obecnie oznaczane przez autora), a czas pojawienia się pewnych form znanych z płyty wschodnioeuropejskiej i Europy Zachodniej – w rejonie Krakowa jest zazwyczaj pośredni między momentami pojawienia się ich na obu obszarach. Cyrkulacja wód w basenie świadczy o istnieniu wyraźnego progę na wschód od Gór Świętokrzyskich.

Obecność fosforytów w całym profilu dinantu tej strefy świadczy o utrzymywaniu się warunków upwellingu w zasadzie permanentnie, co jest unikatową sytuacją w skali światowej. Prąd płynący ku NW wzdłuż wschodniej krawędzi geosynkliny waryscyjskiej generował regionalny upwelling, którego wpływ sięgał na zachód aż po Kornwalię, lecz takie rozprzestrzenianie się ciemnych osadów było możliwe tylko w okresach eustatycznego podniesienia poziomu morza (12). Geotektoniczny rozwój basenu ogólnie nie odbiega od rozwoju całej strefy renohercyńskiej, a wiele charakterystycznych facji (jednostek litostratygraficznych), występujących w okolicach Krakowa, daje się bez trudu korelować w skali całej geosynkliny.

LITERATURA

1. Alexandrowicz S.W., Siedlecka A. – Charakterystyka litologiczna wapieni wizeńskich w Czernej koło Krzeszowic. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1964 z. 3.
2. Bełka Z. – Lower Carboniferous conodont bio-

- stratigraphy in the northeastern part of the Moravia – Silesia Basin. *Acta Geol. Pol.* 1985 no. 1–2.
3. B e ł k a Z. – The development and decline of a Dinantian carbonate platform from the Moravia–Silesia Basin. [W:] *European Dinantian Environments*. Ed. J. Miller, A.E. Adams and V.P. Wright. John Wiley & Sons Ltd. London 1987.
 4. B o g a c z K. – Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1980 z. 2.
 5. B o j k o w s k i K. – Środowiska paleogeograficzne karbonu na obszarze lubelskim i śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol.* 1978 t. 86.
 6. B o j k o w s k i K., B u k o w y S. – Strefy facjalne dolnego karbonu antyklinalioru śląsko-krakowskiego. *Acta Geol. Pol.* 1966 nr 2.
 7. B u k o w y S. – Struktury waryscyjskie regionu śląsko-krakowskiego. *Geologia UŚl.* 1984 nr 691.
 8. C z a r n i e c k i S., K w i a t k o w s k i S. – Uwagi o rozmieszczeniu facji w dolnym karbonie zapadliska przedkarpackiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1963 z. 3.
 9. C h l u p a c I., Z i k m u n d o v a J. – The Devonian and Lower Carboniferous in the Nepasice bore in East Bohemia. *Vestník Ustr. Ust. Geol.* 1976 no. 5.
 10. D v o r a k J. – Proterozoischer Untergrund der Variszischen Geosynklinale in Mahren (CSSR) und ihre Entwicklung. – *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 1978 t. 129.
 11. D v o r a k J. – The Devonian and Lower Carboniferous in the Basement of the Carpathians South and Southeast of Ostrava (Upper Silesian Coal Basin, Moravia, Czechoslovakia). *Ibidem* 1982 t. 133.
 12. E n g e l W., F r a n k e W., L a n g e n s t r a s s e n F. – Palaeozoic sedimentation in the northern branch of the Mid-European Variscides: essay of an interpretation. [W:] *Intracontinental Fold Belts*. Ed. H. Marting and F.W. Eder. Springer Verlag Berlin Heidelberg 1983.
 13. E d e r F.W., E n g e l W. et al. – Devonian and Carboniferous Limestone Turbidites of the Rheinisches Schiefergebirge and Their Tectonic Significance. *Ibidem*.
 14. F r a n k e W., E d e r W., E n g e l W. – Sedimentology of a Lower Carboniferous Shelf-margin (Velbert Anticline, Rheinisches Schiefergebirge, W. Germany), *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 1975 t. 150.
 15. G a w t h o r p e R.L. – Tectono-sedimentary evolution of the Bowland Basin, N England during the Dinantian. *Jour. Geol. Society* 1978 vol. 144 part 1.
 16. G u t t e r i g e P. – Dinantian Sedimentation and the basement structure of the Derbyshire Dome. *Geol. Jour.* 1987 vol. 22 no. 1.
 17. H e r b i g H.G. – Rekonstruktion eines mehr existierenden Sedimentationsraums – Die Kalkgerole im Karbon Flysch der Malagides (Betsche Kordillera, Sud Spanien). *Facies* 1984 vol. 11.
 18. J a w o r E. – Wgłębna budowa geologiczna obszaru na wschód od Krakowa. *Acta Geol. Pol.* 1970 no. 4.
 19. J u r k i e w i c z H. – Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.* 1975 nr 283.
 20. J u r k i e w i c z H., Ż a k o w a H. – Rozwój litologiczno-paleogeograficzny dewonu i dolnego karbonu w Niece Miechowskiej. *Kwart. Geol.* 1972 nr 4.
 21. K o t a s A. – Górnośląskie Zagłębie Węglowe oraz strefa morawsko-śląska. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permskich, pod red. J. Porzyckiego, Z. Dembowskiego, część tczkstowa. *Wyd. Geol.* 1984.
 22. K o t a s A. – Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. [W:] *Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. *Mat. Sympozjum Sosnowiec* 1985.
 23. L a n e R.H. – The Burlington Shelf (Mississippian, north – central United States). *Geologica et Palaeontologica* 1978 vol. 12.
 24. N a r k i e w i c z M. – Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Pol.* 1978 no. 2.
 25. P a s z k o w s k i M. – Facies. Variation of Subaerial Carbonates and their Role in the Evolution of the Dinantian Carbonate Platform in the Krzeszowice Area, Cracow Upland. [W:] *7th IAS Regional Meeting Excursion Guidebook*, Ossolineum 1986.
 26. P a s z k o w s k i M., S z y d ł a k T. – Evidence of hypersaline sedimentary environment in Dinantian carbonate deposits in area of Krzeszowice near Kraków. *Annales Soc. Geol. Pol.* 1986 vol. 56.
 27. S a n d b e r g C.A., G u t s c h i c k R.C. – Distribution, microfauna and source rock potential of Mississippian Delle Phosphatic Member of Woodman Formation and equivalents, Utah and adjacent States. [W:] *Woodward J. Meisser F.F., and Clayton (Eds) – Hydrocarbon source rocks of the Greater Rocky Mountain region: Denver Colorado* 1984.
 28. U n r u g R., D e m b o w s k i Z. – Rozwój diastroficzo-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1971 z. 1.
 29. Z a j ą c z k o w s k i W.A. – Utwory dolnego karbonu i budowa geologiczna okolic grzbietu dębnickiego. *Mat. 37 Zjazd Pol. Tow. Geol. Katowice* 1964.
 30. Z a j ą c z k o w s k i W.A. – Stratygrafia i litologia wapieni dinantu w Czernej koło Krzeszowic. *Biul. Inst. Geol.* 1975 nr 282.
 31. Ż a k o w a H., J a c h o w i c z A. – Dolnokarbońska facja kulmowa w podłożu zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.* 1963 nr 2.

S U M M A R Y

The Dinantian sedimentary basin of Cracow area (S Poland) developed on the fragment of older, epicaldonian platform and formed the E shelf of Moravia-Silesia geosyncline (E closure of terminal part of Rhenohercynian Zone). Geotectonic framework of this area was formed during Dinantian by successive fragmentation of this relatively stable shelf. It was occupied during Devonian by carbonate platforms.

System of synsedimentary active blocks was developed as a result of desintegration of carbonate platforms. Their relative movements controlled facies distribution in basin. Closing of pull-apart type Moravia-Silesia basin by horizontal movements of lithospheric blocks along Elbe and Cracow–Hamburg lineaments created orogen and related greywacke flysch trough/foredeep basin. Eastward migration of maximal subsidence axis and area of immature clastic sedimentation during Dinantian caused onlap of Culm facies on all the other types of sediments. Relatively big and stable blocks were occupied by carbonate platforms or emerged. Quickly drowned blocks or fragments of tilted blocks were occupied by starved basins.

The main part of the shelf formed a kind of "basin and range province" i.e. system of tilted blocks. Small ephemeral carbonate platforms, frequently emerged or drowned occupied elevations. Network of basins among those platforms was situated on the drowned parts of

tilted blocks. Basins were filled with pure pelagic sediments of starved type, but usually typical basinal deposits interfingered with allodapic limestones or carbonate debris flows, which derived from intrabasinal highs. Eustatically controlled events enable interregional correlation of successions both on carbonate platforms and in basins. The rise of sea level caused anoxic events in basinal areas indicated by deposition of unbioturbated black shales and cherts with phosphatic nodules, without benthos. This phenomena are known from *crenulata*, *anchoralis* and Upper Viséan time and connected with disappearance of allodaps and partial drowning of carbonate platform. The fall of sea-level caused deposition of lighter, bioturbated pelites and spreading of allodapic limestones. This was manifested on the platforms (Fig. 3) as episodes of emersions and evaporite deposition during Middle/Upper Tournaisian and Lower/Middle Viséan.

Translated by the author

РЕЗЮМЕ

Бассейн динанта образовался на части древней эпикаледонской платформы, он составляет собой восточный шельф Моравско-Силезской геосинклинали (восточный запор терминальной части Ренхерцинской зоны). Геотектонические рамки бассейна образовались в течении динанта путем последовательного расчленения этого — относительно устойчивого — шельфа. В результате образовалась синседиментационная система активных блоков. Их взаимные перемещения обуславливали размещение фации в бассейне. Закры-

вание Моравско-Силезского бассейна типа пулл—апорт путём горизонтальных движений блоков литосферы вдоль линейментов Лабы и Кракова—Гамбурга формировало ороген и связанные с ним: бассейн грауваккового флиша и предгорную впадину. Миграция к востоку оси субсиденции и зоны седиментации незрелого силикластического материала вызвала, в течении динанта, трансгрессивное покрытие фацией кульма всех других типов осадков. Перед фронтом области седиментации крупнозернистых силикокластиков относительно большие и устойчивые блоки основания или части блоков были заняты изголодавшимися бассейнами. Основная часть шельфа являлась областью „мозаики хребтов и бассейнов”. Находился там ряд малых, эфемерных карбонатных платформ разделенных сетью бассейнов. Бассейны были заполнены пелагическими осадками, которые переслаиваются с аллодапическими известняками или/и карбонатными дебритами происходящими из внутрибассейновых поднятий. Эвстатически контролируемые события делают возможной сверхрегиональную корреляцию как бассейновых осадков, так и карбонатных платформ. Повышение уровня моря вызвало аноксические события в бассейновых областях, а также исчезновение аллодапических известняков и затопление карбонатных платформ. Понижение уровня моря вызвало в бассейнах седиментацию более светлых, сбиотурбированных пелитов и распространение аллодапических известняков. На платформе эти периоды отражались эмерсиями и/или седиментацией эвапоритов в среднем/верхнем турне, а также нижнем и среднем визейском ярусе.