

RAFAL UNRUG¹, ZDZISŁAW DEMBOWSKI²

ROZWÓJ DIASTROFICZNO-SEDYMENTACYJNY BASENU MORAWSKO-ŚLĄSKIEGO

(7 fig.)

Diastrophic and sedimentary evolution of the Moravia—Silesia Basin

(7 Figs.)

WSTĘP

Badania przeprowadzone w ubiegłym dwudziestolecu przyniosły dane pozwalające na przedstawienie nowego poglądu na przebieg rozwoju diastroficzno-sedymentacyjnego Morawsko-Śląskiego basenu hercyńskiego, wypełnionego seriami osadowymi dewonu, karbonu i dolnego permu. Obraz wynikający z nowych danych oparty jest głównie na rezultatach badań nad stratygrafią, rozmieszczeniem facji i sedymentacją serii osadowych wypełniających basen.

Osady permu i górnego karbonu basenu Morawsko-Śląskiego występują głównie na terenie Polski. Nie sposób jednak przedstawić całości zagadnienia bez uwzględnienia wyników badań przeprowadzonych w Czechosłowacji, zwłaszcza w odniesieniu do dolnego karbonu i dewonu.

Stopień poznania poszczególnych serii osadowych wypełniających basen jest nierównomierny. Najdokładniej poznana jest seria węglonośna, dzięki dużemu nasileniu prac geologicznych prowadzonych dla potrzeb górnictwa węglowego.

Starsza literatura dotycząca regionu morawskiego i śląsko-krakowskiego jest tak obszerna, że ze względu na ograniczone ramy niniejszej pracy przedstawienie ewolucji dawniejszych poglądów nie było możliwe. Poglądy te są wyczerpująco przedstawione w monografiach S. Czarnockiego (1935), S. Siedleckiego (1954), V. Havleny (1964) i J. Svobody (1966).

Autorowie pragną złożyć serdeczne podziękowanie drowi Karolowi Bojkowskiemu, mgrowi Wiesławowi Malczykowi i mgrowi Adamowi Kotasowi, którzy uprzejmie udostępnili swe nie opublikowane jeszcze syntetyczne opracowanie dolnego i górnego karbonu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym.

¹ Kraków, ul. Oleandry 2a

² Sosnowiec, ul. Białego 5.

GRANICE I PODŁOŻE BASENU

Granice obszaru, który określamy mianem basenu Morawsko-Sląskiego wyznaczone być mogą na różnych odcinkach z różną dokładnością (fig. 1).

Granica zachodnia określona jest najdokładniej. Stanowi ją kontakt parametamorficznych i osadowych skał dewonu z algonckimi skałami kry-

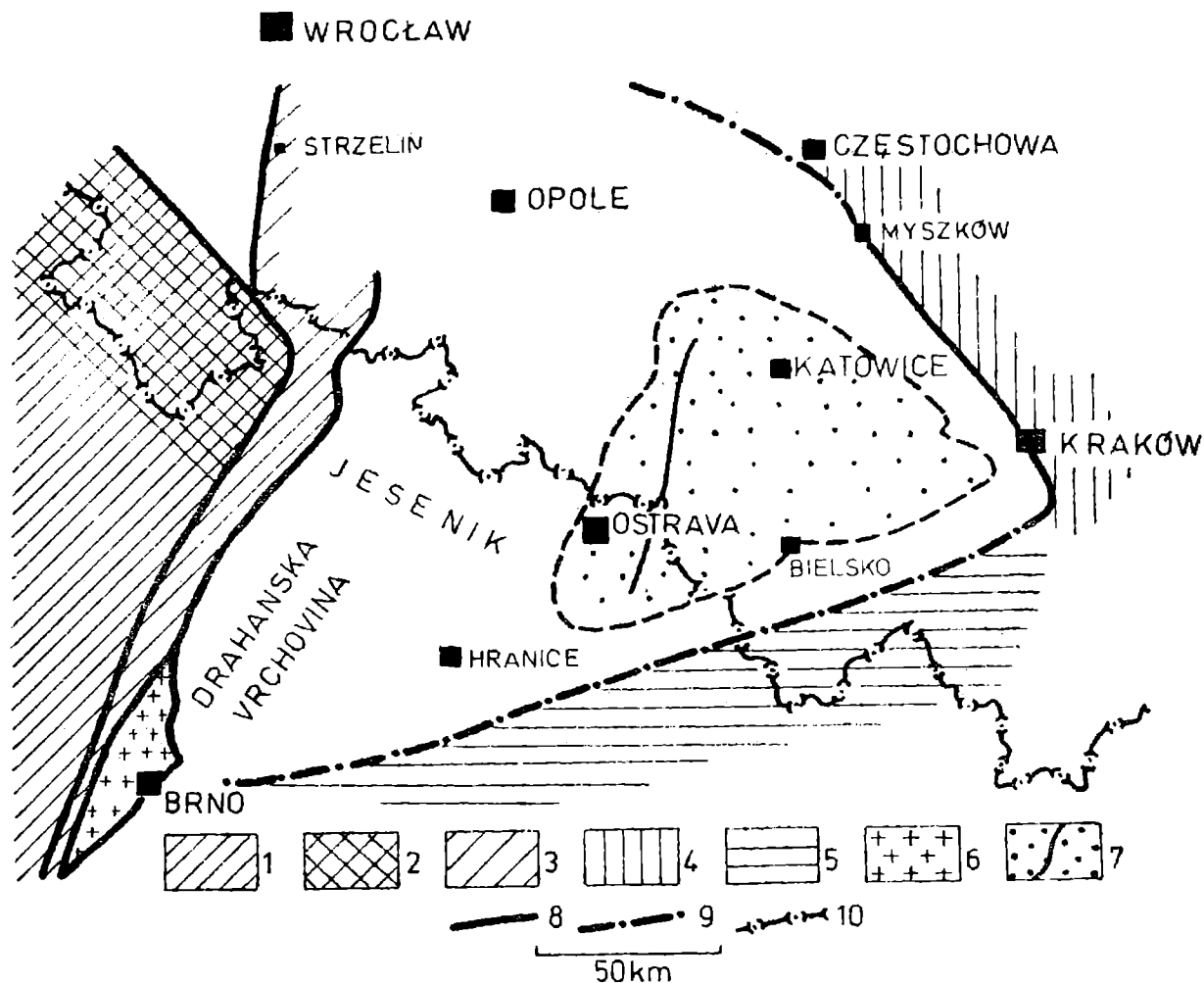


Fig. 1. Granice basenu morawsko-sląskiego i otaczające jednostki strukturalne. 1 — masyw czeski; 2 — Sudety środkowe; 3 — morawsko-sląska strefa metamorficzna; 4 — kaledońskie pasmo krakowskie; 5 — skały krystaliczne południowego obrzeżenia basenu morawsko-sląskiego; 6 — masyw plutoniczny Brna; 7 — Górnośląskie Zagłębie Węglowe i linia nasunięcia orłowskiego; 8 — granice basenu morawsko-sląskiego stwierdzone; 9 — granice basenu morawsko-sląskiego przybliżone; 10 — granica polsko-czechosłowacka

Fig. 1. Boundaries of the Moravia-Silesia Basin and the neighbouring structural units. 1 — Bohemian massif; 2 — Central Sudetes; 3 — Moravo-Silesian metamorphic zone; 4 — Caledonian belt of Kraków; 5 — crystalline rocks of the southern border of the Moravia-Silesia Basin; 6 — Brno plutonic massif; 7 — Upper Silesia Coal Basin and the line of the Orłowa thrust-fault; 8 — determined boundaries of the Moravia-Silesia Basin; 9 — approximate boundaries of the Moravia-Silesia Basin; 10 — Polish-Czechoslovakia state boundary

stalicznymi masywu plutonicznego Brna i metamorficznej strefy morawsko-sląskiej i wschodnio-sudeckiej. Granica południowa ciągnie się od okolic Brna ku wschodowi, przebiegając na południe od Hranic, Cieszyna, Bielska i Andrychowa aż po południk Krakowa. Na odcinku pomiędzy Cieszynem a Krakowem przypuszczalny przebieg tej granicy wyznaczony

jest na południe od linii głębokich wierceń, które przebiły skały dewońskie, leżące tu na krystalicznym podłożu zbudowanym ze skał metamorficznych i magmowych (K. Konior i A. Tokarski, 1959, K. Konior, 1969).

Granicę północno-wschodnią stanowi pasmo fałdowe Krakowidów (J. Znosko, 1962) określone również mianem „wypiętrzenia Myszków-Kraków-Rzeszotary-Tymbark” (K. Konior, 1969). Granicę tę, rozumiemy za Siedleckim (S. Siedlecki, 1962) jako strefę oddzielającą waryscyjskie synklinorium Górnośląskiego Zagłębia Węglowego — a w szerszym ujęciu basenu Morawsko-Śląskiego — od kaledońsko-waryscyjskiego antyklinorium rozciągającego się dalej ku północnemu wschodowi. Devon zalega tu niezgodnie na staropaleozoicznych i algonckich skałach osadowych (S. Siedlecki, 1962; H. Roszek i S. Siedlecki, 1963; S. Bukowy, 1964).

Najmniej wyraźnie zdefiniowana jest przy obecnym stanie wiedzy północna granica basenu. Według przyjmowanych obecnie poglądów należy położyć ją wzdłuż zachodniego przedłużenia pasma Krakowidów (A. Siedlecka, 1964), okalającego od północy Górnośląskie Zagłębie Węglowe i łączącego się z przebiegającymi w przybliżeniu południkowo fałdami Sudetów Wschodnich (J. Znosko, 1960, 1962). Nie jest jednak dotąd jasne, gdzie przebiega linia oddzielająca obszar występowania skał osadowych waryscyjskiego cyklu sedymentacyjnego od położonego prawdopodobnie na północ obszaru denudowanego podczas znacznej części górnego karbonu.

Tak pojęte granice basenu Morawsko-Śląskiego uformowane zostały w różnym czasie i podczas ewolucji basenu odgrywały różną rolę paleogeograficzną.

Niezgodne zaleganie skał osadowych dewonu na skałach sylurskich i starszych znane ze Stinavy na Morawach (I. Chlupač, 1964), oraz z południowej i wschodniej strefy brzeżnej basenu wskazuje, że podłoże basenu Morawsko-Śląskiego stanowi górotwór kaledoński zregenerowany w orogenezie hercyńskiej.

ROZWÓJ DIASTROFICZNO-SEDYMENTACYJNY BASENU

Rozwój facjalny osadów waryscyjskiego cyklu sedymentacyjnego pozwala podzielić historię basenu Morawsko-Śląskiego na cztery główne etapy:

— etap transgresji, etap sedymentacji nerytycznej i batialnej, etap wypełniania basenu przez osady klastyczne, po którym nastąpiło sfałdowanie basenu i etap tworzenia się pokrywy osadowej sfałdowanego basenu.

Basen Morawsko-Śląski cechuje wyraźna asymetria, a różnice rozwoju pomiędzy zachodnią i wschodnią oraz pomiędzy północną i południową częścią basenu powodują, że niektóre z wymienionych etapów są diachroniczne. Osady klastyczne związane z etapem transgresji obejmują interwał stratygraficzny od zigeny po fran. Etap sedymentacji nerytycznej i batialnej w części zachodniej basenu kończy się w dolnym wizenie, a w brzeżnej części wschodniej w górnym wizenie. Etap wypełniania basenu osadami klastycznymi rozpoczyna się w części zachodniej w dolnym wizenie a w części wschodniej w górnym wizenie i trwa do końca westfalu. Etap tworzenia się posttektonicznej pokrywy osadowej obejmuje stefan i dolny perm.

ETAP TRANSGRESJI

Seria klastyczna — głównie dolny dewon

Waryscyjski cykl sedymentacyjny rozpoczyna się na obszarze basenu Morawo-Śląskiego osadami klastycznymi reprezentującymi głównie dolny dewon, a południowej części basenu sięgającymi stratygraficznie wyżej (fig. 2).

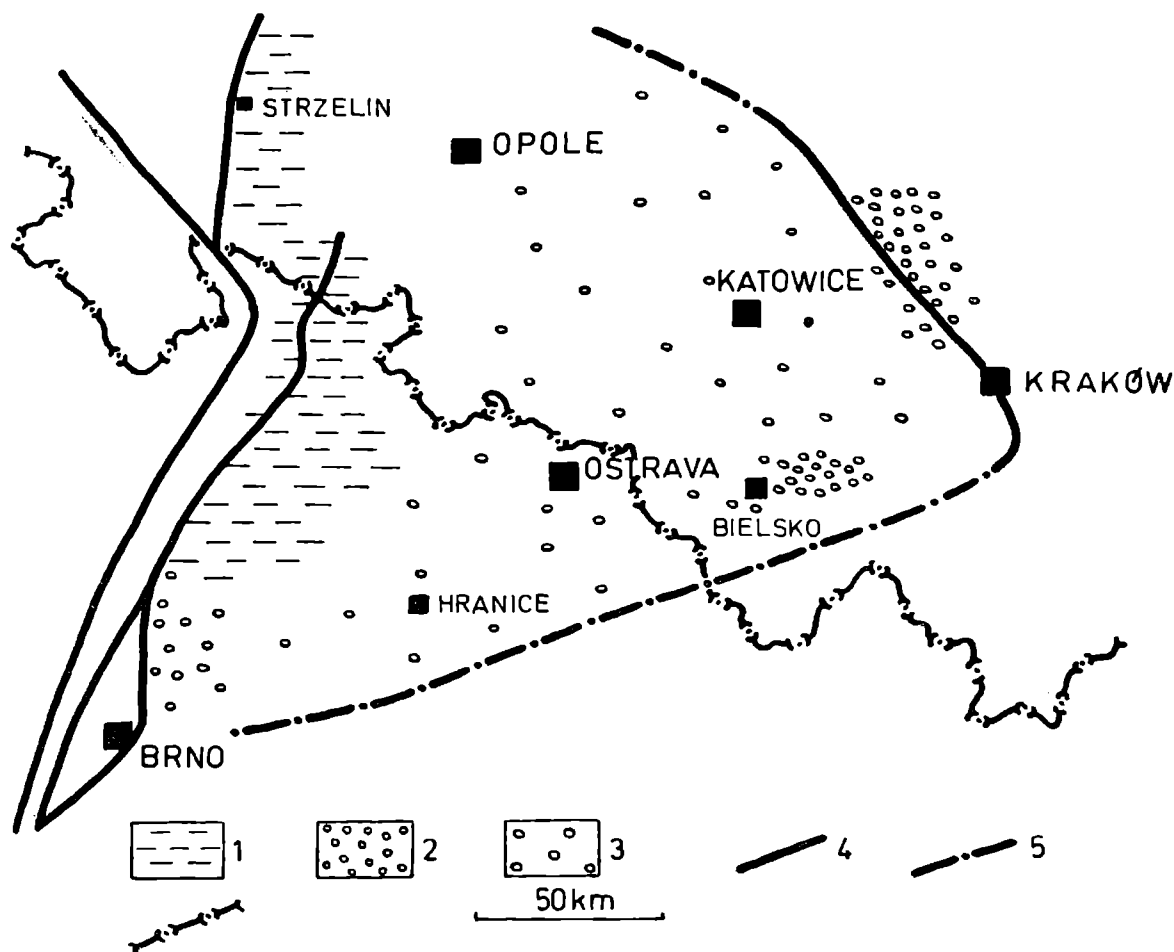


Fig. 2. Rozmieszczenie facji w basenie morawo-śląskim w etapie transgresji. 1 — morskie osady klastyczne dolnego dewonu; 2 — lagunowo-kontynentalne dolnego i środkowego dewonu stwierdzone w odsłonięciach lub w otworach wiertniczych; 3 — prawdopodobne rozprzestrzenienie lagunowo-kontynentalnych osadów dolnego i środkowego dewonu; 4 — granice basenu morawo-śląskiego stwierdzone; 5 — granice basenu morawo-śląskiego przybliżone; 6 — granica polsko-czechosłowacka

Fig. 2. Facies distribution in the Moravia-Silesia Basin in the transgression phase. 1 — marine detrital sediments of the Lower Devonian; 2 — lagoonal-continentals of the Lower and Middle Devonian exposed or reached by drilling; 3 — probable extent of lagoonal-continentals of the Lower and Middle Devonian; 4 — determined boundaries of the Moravia-Silesia Basin; 5 — approximate boundaries of the Moravia-Silesia Basin; 6 — Polish-Czechoslovakian state boundary

W północnej części Moraw, w Wysokim Jeseníku, klastyczne osady dolnego dewonu rozwinięte jako kwarcyty i zlepionce epizonalnie zmetamorfizowane, zwane warstwami wrbneńskimi, zawierają znaną od dawna faunę morską zigeny. Dalej ku południowi, na Wyżynie Drahańskiej znane są w klastycznych osadach dolnego dewonu ubogie fauny wskazujące na górny ems (I. Chlupač, 1960), podczas gdy u południowego krańca

basenu, w Morawskim Krasie, klastyczne osady rozpoczynające waryscyjski cykl sedymentacyjny leżą bezpośrednio pod wapieniami franu (I. Chłupač, 1964).

Osady dolnodewońskie wykształcone jako pstre piaskowce, mułowce i ilowce znane są też z południowo-wschodniej, brzeżnej części basenu (K. Konior, 1965, 1969, H. Roszek i S. Siedlecki, 1963). Zawierają one florę psylofitową (K. Konior, 1965; S. Alexandrowicz, 1970) i zaliczone są do emsu na podstawie ich położenia pod osadami węglanowymi, których wiek określony został w oparciu o korelację litologiczną jako eifel. Materiał klastyczny tych osadów pochodzi ze skał metamorficznych i plutonicznych podłoża. Miąższość ich wykazuje największe wahania w południowej strefie brzeżnej basenu, gdzie wynosi od kilku do około 200 m (I. Chłupač, 1964; K. Konior, 1969). We wschodnim obrzeżeniu basenu miąższość osadów klastycznych dolnego dewonu nie przekracza 80 m (H. Roszek i S. Siedlecki, 1963), a na Wyżynie Drahańskiej morskie osady klastyczne mierzą 20—60 m.

Stosunki obserwowane na Morawach wskazują na transgresję postępującą ku południowi. Obserwowane różnice miąższości osadów klastycznych zdają się być związane ze zrównaniem podłoża o zróżnicowanej morfologii. Niemniej jednak już w dolnym dewonie zaznacza się silniejsza subsydencja w obszarze obejmującym Wyżynę Drahańską i Jesioniki, gdzie osady klastyczne rozwinięte są w facji morskiej, co dokumentuje fauna, gdy natomiast w południowej i wschodniej części basenu flory psylofitowe wskazują raczej na limniczne warunki sedymentacji (fig. 2).

ETAP SEDYMENTACJI NERYTYCZNEJ I BATALNEJ

Seria węglanowa: środkowy dewon — wizen

W południowej i wschodniej części brzeżnej basenu na osadach klastycznych leży seria węglanowa składająca się z wapieni i dolomitów (fig. 3). Lokalnie ma ona zasięg szerszy niż klastyczne osady dolnego dewonu i leży wprost na skałach krystalicznych podłoża, jak to stwierdzono w profilu wiercenia w Puńcowie (K. Konior i A. Tokarski, 1959). Na obszarze Morawskiego Krasu sedymentacja serii węglanowej rozpoczyna się w żywecie (J. Dvořak i J. Ptak, 1963; J. Dvořak i V. Haylíček, 1963), natomiast na polskim odcinku południowej strefy brzeżnej basenu i we wschodniej strefie brzeżnej osady węglanowe pojawiają się już w eiflu, rozwijając się z łupkowych warstw przejściowych leżących na piaskowcowej serii dolnego dewonu (K. Konior i A. Tokarski, 1959; K. Konior, 1969).

Osady serii węglanowej, zawierające liczne korale, gruboskorupowe ramienionogi, stromatopory, amfipory i krynoidy, reprezentują fację płytkowodną, w znacznej części rafową.

W Morawskim Krasie podział litostratygraficzny serii węglanowej przeprowadzili ostatnio J. Dvořak i J. Ptak (1963). Rozpoczyna się ona ulawiconymi, ciemnoszarymi, organogenicznymi wapieniami dolomitycznymi warstw josefowskich, które osiągają kilka do kilkudziesięciu metrów miąższości. Wapienie te składają się głównie z grubościennych ramienionogów należących do rodzaju *Bornhardtina*. Występują też amfipory i stromatopory wskazujące na wiek żywecki.

Wyżej leżą ciemnoszare, ulawicone wapienie lażaneckie z amfiporami, stromatoporami i koralami żywetu. Miąższość ich wynosi około 400 m.

W swej niższej części warstwy łażaneckie zazębiają się bocznie z warstwami josefowskimi.

W stropie wapieni łażaneckich rozwijają się jasnoszare wapienie koralowo-stromatoporowe warstw wilemowickich, zaliczone do franu. Miąższość ich wynosi od około 100 do 400 m.

W południowej części Morawskiego Krasu warstwy wilemowickie leżą wprost na osadach klastycznych.

Powyżej warstw wilemowickich zaznacza się w Morawskim Krasie zróżnicowanie facjalne. W części północnej tego obszaru występują warstwy křtínskie — szare i różowe wapienie gruzłowe o miąższości 30—40 m; a w części południowej warstwy hadeckie — złożone z ciemnoszarych, płytowych, organodetrytycznych wapieni przekładających się z wapieniami gruzłowymi i łupkami wapnistymi, o miąższości około 200 m. Stratygraficznie warstwy křtínskie i warstwy hadeckie reprezentują famen i turnej. Facja ich wskazuje na morze głębsze niż to, w którym osadzały się organogeniczne osady żywetu i franu.

W rejonie Hranic, leżących na wschód od Morawskiego Krasu, facja wapieni gruzłowych pojawia się już we franie; ponad wapieniami gruzłowymi leżą jasnoszare wapienie laminowane, ponad którymi rozwijają się organodetrytyczne wapienie z koralami reprezentujące dolny karbon (I. Chlupáč, 1964). Sedymentacja serii węglanowej kończy się w rejonie Morawskiego Krasu i Hranic w piętrze *Pericyclus*.

Dalej ku wschodowi w rejonie Cieszyn—Andrychów seria węglanowa znana jest z wierceń. Lokalnie osady serii węglanowej mają szersze rozprzestrzenienie niż osady klastyczne dolnego dewonu i leżą wprost na skałach krystalicznych podłoża (K. Konior i A. Tokarski, 1959).

Serię węglanową rozpoczynają w tym rejonie ciemnoszare dolomity i wapienie zaliczane do eiflu, lecz nie datowane paleontologicznie. Wyżej leżą ciemnoszare wapienie bitumiczne z amfiporami i ramienionogami, reprezentujące żywet. Przykryte są one przez wapienie szare i kremowe z amfiporami wskazującymi na fran, ponad którymi występują wapienie kremowe bez fauny, zaliczone do famenu.

W omawianym rejonie na różnych ogniwach górnodewońskich serii węglanowej leżą osady górnego wizenu; zaznacza się tu przerwa w sedymentacji i okres erozji, która powiększyła lukę stratygraficzną u szczytu serii węglanowej.

Dane o rozwoju serii węglanowej w centralnej części basenu Morawsko-Śląskiego są bardzo skąpe. Serię tę osiągnęło jedynie wiercenie w Maczkach, gdzie według opinii M. Pajchlowej występują osady od żywetu do famenu włącznie.

Bezpośrednio na wapieniach famenu leżą w Maczkach, zachowane w szczątkowej postaci, osady górnej części dolnego wizenu¹ (miąższość 10,5 m), a na nich osady wizenu górnego.

Wskazuje to, że przerwa w sedymentacji i erozja związane z wynurzeniem zaznaczyły się na znacznych obszarach basenu Morawsko-Śląskiego.

Drugim obszarem, gdzie sedymentacja serii węglanowej trwała nieprzerwanie od eiflu do górnego wizenu, jest wschodnia część brzeżna basenu. Najpełniejszy profil znany jest w okolicach Krzeszowic, gdzie

¹ W wierceniu Maczki IG-1 zastosowano dwudzielny podział wizenu, wyodrębniając górny i dolny wizen.

niemal cała seria węglanowa odsłonięta jest na powierzchni. Rozpoczyna się ona marglami i płytowymi dolomitami eiflu (znanymi tylko z wierceń), ponad którymi leżą czarne, krystaliczne dolomity bitumiczne zwane warstwami ze Zbrzy, reprezentujące dolny żywet oraz szare i czarne wa-

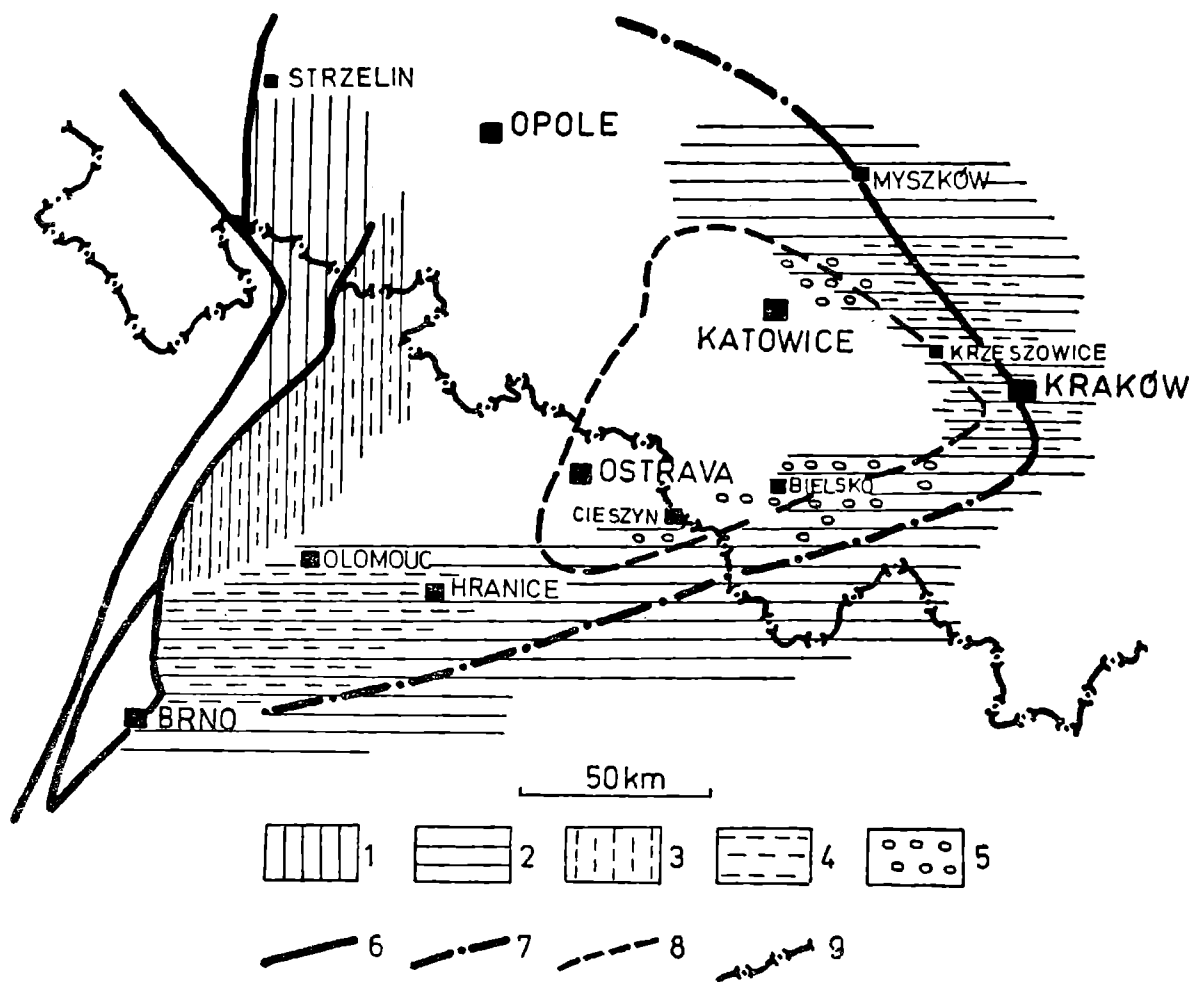


Fig. 3. Rozmieszczenie facji w basenie morawsko-śląskim w etapie sedymentacji bathialnej i nerytycznej. 1 — łupki z wulkanitami (ems-dolny fran); 2 — seria węglanowa (środkowy i górny dewon); 3 — łupki z radiolarytami (warstwy ponikiewskie — górny fran — najniższy wizen); 4 — seria węglanowa (turnej — najniższy wizen); 5 — obszar pozbawiony osadów turneju, górny dewon nadcięty przez erozję; 6 — granice basenu morawsko-śląskiego stwierdzone; 7 — granice basenu morawsko-śląskiego przybliżone; 8 — granice Górnośląskiego Zagłębia Węglowego; 9 — granica polsko-czechosłowacka

Fig. 3. Facies distribution in the Moravia-Silesia Basin in the bathyal and neritic sedimentation phase. 1 — shales with volcanic rocks (Emnian — Lower Frasnian); 2 — carbonate series (Middle and Upper Devonian); 3 — shales with radiolarites — Upper Frasnian — Lowermost Viséan); 4 — carbonate series (Tournaisian — Lowermost Viséan); 5 — area with Tournaisian deposits absent and eroded surface of Devonian; 6 — determined boundaries of the Moravia-Silesia Basin; 7 — approximate boundaries of the Moravia-Silesia Basin; 8 — boundary of the Upper Silesia Coal Basin; 9 — Polish-Czechoslovakian state boundary

pienie ze stromatoporami i amfiporami (wapienie z Dębника) należące do górnego żywetu. Osady franu i famenu składają się z ciemnoszarych wapieni marglistych z ramienionogami. Wyżej leżą jasnoszare dolomity i szarobrunatne wapienie stromatoporowe, reprezentujące warstwy przejściowe dewonu i karbonu. Ponad nimi występują płytowe i grubolawicowe szarobrunatne wapienie turneju z koralami i ramienionogami. W niższej

części górnego turneju rozwijają się wśród tych wapieni cienkoławicowe, czarne wapienie bitumiczne, rogowcowe, oraz czarne łupki.

Osady wizenu składają się z jasnoszarych, a w wyższej części z czerwonych wapieni z ramienionogami i koralami. W górnym wizenie występują wśród nich wkładki śródformacyjnych zlepieńców (S. A l e x a n d r o w i c z i A. S i e d l e c k a, 1964).

Miąższość sumaryczna serii węglanowej jest dość silnie zróżnicowana w poszczególnych regionach basenu Morawsko-Śląskiego. W Morawskim Krasie, gdzie famen i turnej rozwinięte są w facji wapieni gruzłowych, typowej dla bardzo powolnej sedymentacji sumaryczna miąższość serii węglanowej wynosi około 1000 m. W południowej części brzeżnej basenu, gdzie znane są tylko dewońskie ogniwa serii węglanowej, miąższość sięga 700 m (K. K o n i o r i A. T o k a r s k i, 1959). We wschodniej strefie brzeżnej basenu, w rejonie Krzeszowic miąższość sumaryczna ogniwa dolnokarbońskich serii węglanowej wynosi około 1000 m. Miąższość ogniwa dewońskiego nie jest bliżej znana, z pewnością wynosi jednak kilkaset metrów.

W obrębie samej niecki węglowej stwierdzona miąższość nie przebitych osadów węglanowych dewonu (do żywetu włącznie), wraz z węglanową serią dolnego wizenu wynosi 724 m.

W północnym obrzeżeniu Zagłębia w wierceniu Brudzowice przebito węglanowy na ogół kompleks osadów zaliczonych wstępnie przez St. B u k o w e g o od franu do eiflu włącznie, którego miąższość wynosiła ponad 1250 m.

Seria łupkowo-radiolarytowa ze skałami wulkanicznymi: ems — dolny wizen

W północnej części Moraw, na obszarze Jeseniku i Wyżyny Drahańskiej ponad osadami klastycznymi dolnego dewonu leżą łupki stinawskie i łupki chabicowskie zaliczone do emsu i eiflu. Są to pelityczne łupki z tentakulitami, osiągające około 100 metrów miąższości i zawierające wkłady skał wulkanicznych reprezentowane przez spility, diabazy, aglomeraty i tufity, którym towarzyszą występujące w mniejszych ilościach keratofiry i keratofiry kwarcowe (V. B a r t h, 1964). Lokalnie występują wkładki wapieni, szerzej rozprzestrzenione w stropie serii łupkowej, zwane wapieniami jeseneckimi, zawierające faunę żywetu i franu. Maksymalna miąższość tych wapieni nie przekracza 50 m. W pasmie Wysokiego Jeseniku odpowiednikami łupków stinawskich i chabicowskich są fyllity z wkładkami skał wulkanicznych i wapieni występujące w wyższej części warstw wrbneńskich (I. C h l u p a č, 1964).

Ponad wapieniami jesenickimi, a w obszarach, gdzie te ostatnie nie są rozwinięte, wprost na łupkach chabicowskich leżą warstwy ponikiewskie, składające się z łupków z przewarstwieniami i soczewkami radiolarytów oraz wkładkami skał wulkanicznych i wapieni. Pozycja stratygraficzna warstw ponikiewskich została ostatnio ustalona na podstawie faun konodontowych. Reprezentują one górny fran, famen, turnej i niższą część dolnego wizenu po poziom *Scaliognathus anchoralis* włącznie (I. C h l u p a č, J. Z i k m u n d o v a, V. Z u k a l o v a, 1968). Sedymentacja jest ciągła, a granica dewonu i karbonu nie zaznacza się zmianą facji.

Warstwy ponikiewskie reprezentują najbardziej głębokowodną fację geosynklinalną w basenie Morawsko-Śląskim. Miąższość ich jest niewielka i wynosi od kilkudziesięciu do stu metrów (I. C h l u p a č, 1964).

Paleogeografia

Zróznicowanie facjalne osadów omawianego etapu ewolucji basenu wskazuje, że już w dolnym dewonie uformował się w zachodniej części basenu Morawsko-Sląskiego głęboki rów geosynklinalny, w którym gromadziły się osady serii łupkowo-radiolarytowej i produkty podmorskiego wulkanizmu. W pozostałych częściach basenu trwała w środkowym i górnym dewonie sedymentacja w morzu płytkim o stopniowo obniżającym się dnie. W obszarze Morawskiego Krasu u schyłku dewonu zaznaczyło się pogłębienie zbiornika morskiego i zmniejszenie tempa akumulacji osadów, na co wskazuje cienka „skondensowana” górna część serii węglanowej, obejmująca famen i turnej.

Osady utworzone w etapie sedymentacji nerytycznej i batialnej pozbawione są materiału terrygenicznego o ziarnie grubszym od pelitu. Wydaje się, że w etapie tym granice basenu nie były jeszcze ukształtowane, a poszczególne regiony facjalne rozciągały się daleko poza dzisiejsze granice basenu. Morze pokrywające obszar basenu Morawsko-Sląskiego miało dobre połączenia z innymi obszarami o czym świadczą pokrewieństwa faunistyczne z regionem reńskim i z paleotetydą (I. Chlupač, 1964; I. Chlupač, J. Zikmundova, V. Zukołova, 1968).

Brak zmian facjalnych na granicy dewon-karbon i charakter osadów wyższej części serii łupkowej, to jest warstw ponikiewskich w zachodniej części basenu, zdaje się wskazywać, że luka stratygraficzna zaznaczająca się na rozległych obszarach w basenie Morawsko-Sląskim a obejmująca turnej, dolny wizen a lokalnie i wyższą część dewonu jest wynikiem erozji działającej po okresie niższej części wizenu dolnego.

ETAP WYPEŁNIANIA BASENU OSADAMI KLASTYCZNYMI

Seria fliszowa: wyższa część dolnego wizenu — dolny namur A

W zachodniej części basenu Morawsko-Sląskiego ponad osadami serii węglanowej i serii łupkowo-radiolarytowej leży seria fliszowa mierząca około 4000 m miąższości. Podział litostratygraficzny tej serii wprowadzony na obszarze Niskiego Jeseniku przez K. Patteiskiego (1929) został ostatnio zmodyfikowany w wyniku prac Z. Hokra (1955), V. Havleny (1964) i B. Koverdynskiego (1964). W serii fliszowej wydzielane są obecnie od spagu do stropu, warstwy górnobeneszowskie o przewadze gruboławicowych piaskowców, warstwy morawickie składające się z czarnych i zielonych mułowców i łupków z grubymi wkładkami gruboławicowych piaskowców, zlepieńców i żwirowców ilowych, warstwy hradeckie o przewadze piaskowców gruboławicowych i gruboziarnistych oraz warstwy kyjowickie, w których łupki przeważają nad piaskowcami.

Położenie stratygraficzne serii fliszowej, a zwłaszcza jej dolna granica, były przedmiotem długotrwałej dyskusji. Przedmiotem sporu był zwłaszcza wiek warstw andelskohorskich¹. Warstwy te, składające się z naprzemianległych czarnych łupków i cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców, uważane były dawniej za najniższe ogniwo serii fliszowej (K. Patteisky, 1929, J. Dvořak, 1959).

¹ W literaturze polskiej powszechnie stosowana była nazwa warstwy andelskohorskie. Ponieważ jednak warstwy te biorą nazwę od miejscowości Andelska Hora wydaje się słuszniejsze określanie ich nazwą warstw andelskohorskich lub warstw z Andelskiej Hory.

W warstwach tych znane jest występowanie fauny górnodewońskiej (H. Schmidt, 1927; J. Dvořák, G. Freyer i L. Slezak, 1959). Ostatnio wysunięto jednak przekonujące argumenty świadczące, że fauny te pochodzą z materiału egzotycznego występującego na wtórnym złożu (B. Koverdyński, 1964; I. Chlupač, 1964). Ci sami autorzy wykazali, że warstwy andelskohorskie i warstwy górnobeneszowskie za-
zębiają się bocznie i można uznać te ogniwa za równowiekowe.

Ścisłe określenie wieku górnej części warstw ponikiewskich na Wyżynie Drahańskiej i górnej części serii węglanowej Morawskiego Krasu i rejonu Hranic, które podścielają serię fliszową na niższą część dolnego wizenu pozwala uznać wiek warstwy górnobeneszowskich, w których nie znaleziono dotąd fauny o znaczeniu stratygraficznym, za wyższy dolny wizen i środkowy wizen. Z wyższych ogniwi serii fliszowej znane są fauny goniatytowe górnego wizenu (K. Patteisky, 1960).

Górną granicę serii fliszowej stanowi poziom morski Štura, oddzielający ją od warstw brzeżnych (ostrawskich) serii węglonośnej. Granica dolnego i górnego karbonu przebiega około 400 m poniżej poziomu morskiego Štura (V. Havlena, 1964), a zatem górna część warstw kyslowickich odpowiada najniższemu namurowi A.

Dawniejsi autorzy uważali serię „szarogłazowo-lupkową” Moraw za osad przybrzeżny i płytkowodny i dopiero M. Eliaš (1956) rozpoznał fliszowy charakter warstw andelskohorskich. Dokładniejsze badania sedymentologiczne (O. Kumpera, 1959 a, 1959 b, 1961, 1964, 1966; R. Unrug, 1964) wykazały, że osady szarogłazowo-lupkowe odpowiadają ściśle współczesnej definicji facji fliszowej (S. Džułyński i A. Smith, 1964). W świetle tych badań poglądy o częściowo deltowym pochodzeniu osadów warstw górnobeneszowskich, morawickich i hradeckich (I. Chlupač i V. Havlena in J. Svoboda, 1966, A. Želichowski, 1964) nie znajdują potwierdzenia. Główną rolę w sedymentacji serii fliszowej odgrywały prądy zawiesinowe i spływy piaskowe. W związku z tym należy również wspomnieć, że spotykane często w literaturze czechosłowackiej poglądy o śródwieżnych regresjach i transgresjach oparte na obserwacjach kontaktów erozyjnych w spągu wkładek zlepieńcowych występujących w serii fliszowej (zob. I. Chlupač i V. Havlena in J. Svoboda, 1966) powinny być traktowane z dużą ostrożnością. Takie kontakty erozyjne mogą być rezultatem podmorskiej erozji, która w osadach fliszowych jest często spotykana (S. Džułyński i A. Ślącza, 1959; R. Unrug, 1963).

Struktury sedymentacyjne w serii fliszowej wskazują, że materiał klastyczny transportowany był z południowego zachodu ku północnemu wschodowi i z południa ku północy (O. Kumpera, 1959, 1966; R. Unrug, 1964) (fig. 4). Wielkość ziarna maleje od południa, gdzie w południowej części Wyżyny Drahańskiej szeroko rozprzestrzeniona jest facja gruboziarnistych zlepieńców, ku północy, gdzie w północnej części Niskiego Jeseniku obserwuje się znaczniejszy rozwój osadów pelitycznych. Skład petrograficzny zlepieńców wskazuje, że materiał klastyczny pochodzi ze skał krystalicznych masywu Czeskiego. W rejonie Głubczyc, gdzie osady serii fliszowej odsłaniają się na powierzchni na terytorium Polski i w przyległych obszarach Czechosłowacji, pojawiają się w większych ilościach zlepienie i gruboziarniste piaskowce. Pochodzenie materiału klastycznego tych gruboziarnistych osadów jest sporne. O. Kumpera (1966) uważał, że materiał ten przynoszony był z północy, jednak struktury sedymentacyjne wskazują na transport ku północy (O. Kumpera, 1961; R. Un-

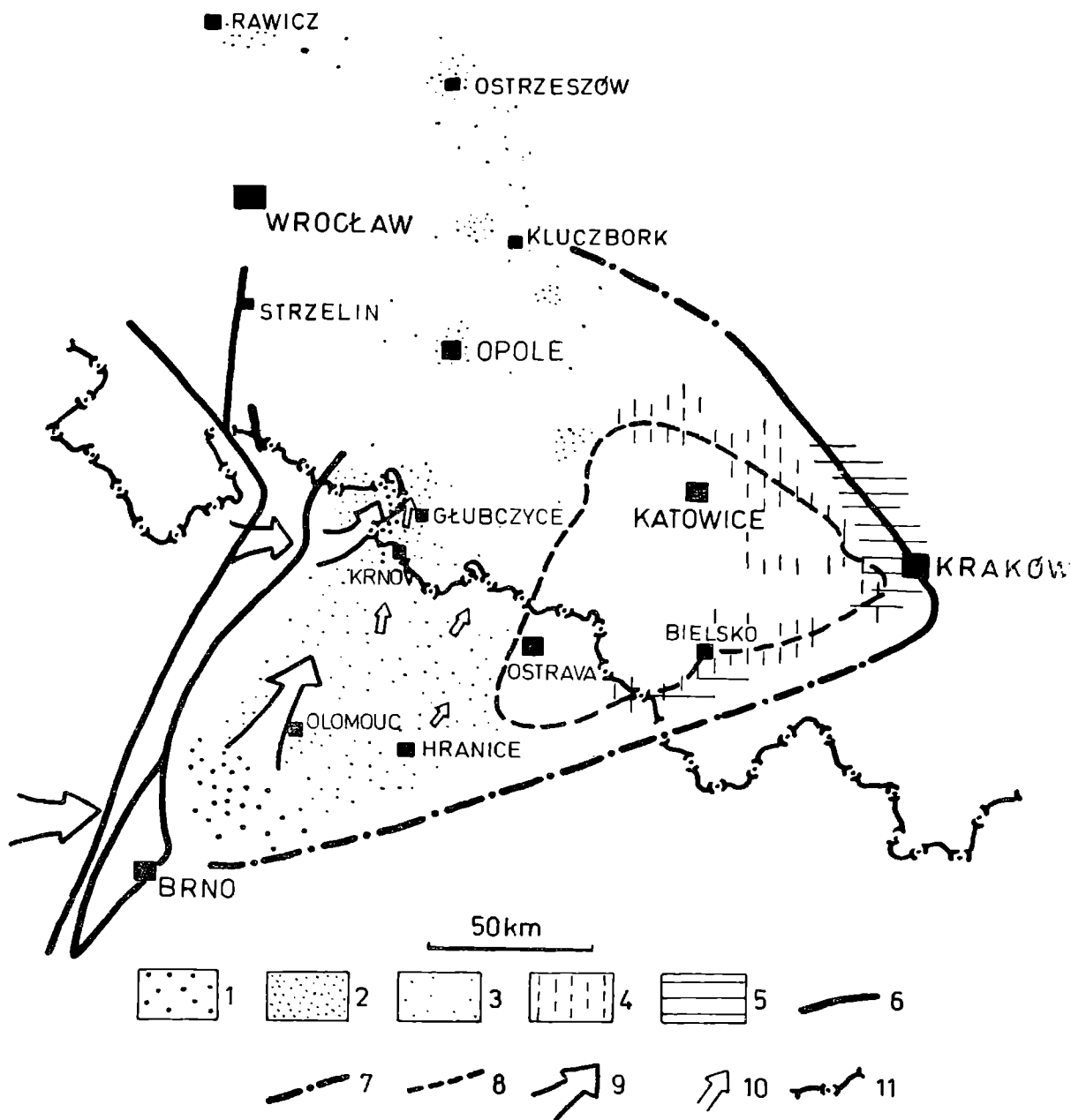


Fig. 4. Rozmieszczenie facji w basenie morawsko-śląskim w etapie wypełniania basenu osadami klastycznymi (seria fliszowa i seria iłowcowa — dolny wizen — dolny Namur A). 1 — zlepieńce morskie; 2 — piaskowce i łupki fliszowe stwierdzone na powierzchni lub w wierceniach; 3 — prawdopodobne rozprzestrzenienie osadów fliszowych; 4 — seria iłowcowa; 5 — seria węglanowa (wizen); 6 — granice basenu morawsko-śląskiego stwierdzone; 7 — granice basenu morawsko-śląskiego przybliżone; 8 — granice Górnośląskiego Zagłębia Węglowego; 9 — regionalny kierunek transportu materiału klastycznego w serii fliszowej; 10 — stwierdzone kierunki transportu materiału klastycznego w serii fliszowej; 11 — granica polsko-czechosłowacka

Fig. 4. Facies distribution in the Moravia-Silesia Basin in the phase of filling by clastic sediments (flysch series and claystone series — Lower Viséan — Lower Namurian A). 1 — marine conglomerates; 2 — flysch exposed or reached by drilling; 3 — probable extent of the flysch deposits; 4 — claystone series; 5 — carbonate series (Viséan); 6 — determined boundaries of the Moravia-Silesia Basin; 7 — approximate boundaries of the Moravia-Silesia Basin; 8 — boundary of the Upper Silesia Coal Basin; 9 — regional paleocurrents direction in the flysch series; 10 — determined paleocurrent directions in the flysch series; 11 — Polish-Czechoslovakian state boundary

rug, 1964), skład petrograficzny zlepieńców i piaskowców (K. Łydka, 1958), a także dane z wierceń wskazujące na szerokie rozprzestrzenienie serii fliszowej ku północy sprawiają, że pogląd ten jest trudny do utrzymania. Obszaru źródłowego dla materiału gruboziarnistego osadów rejonu Głubczyc należy dopatrywać się w Sudetach Wschodnich. Prądy zawieszinowe powstające na skłonie obrzeżającym od zachodu basen sedimentacyjny serii fliszowej skręcały prawdopodobnie wzdłuż podłużnej osi basenu i stąd w osadach tych zarejestrowany został w strukturach sedimentacyjnych kierunek transportu z południa ku północy.

Soczewki wapienne z fauną płytkowodną występujące wśród osadów fliszowych w górnej części doliny Osobłogi (J. Skacel, 1961) mogą składać się z materiału redeponowanego, przemieszczonego ze strefy sublitoralnej w głąb basenu sedimentacyjnego serii fliszowej.

W świetle powyższych rozważań przypuszczać można, że zachodnia granica basenu sedimentacyjnego serii fliszowej ukształtowana w ciągu wizeny odpowiada zachodniej granicy basenu Morawsko-Śląskiego. Granica północna basenu sedimentacyjnego serii fliszowej nie jest znana. Występowanie serii piaskowcowo-łupkowej dolnego karbonu, którą paralelizować można z serią fliszową basenu Morawsko-Śląskiego znane z wierceń w Opolu i Leśnej (P. Assman, 1926, 1929), Wojciechowa koło Olesna, Wołczyzna koło Kluczborka, Ostrzeszowa (A. Żelichowski, 1964), Marcinek koło Ostrzeszowa oraz Ostrowa Wielkopolskiego i Rawicza (K. Korejwo i L. Teller, 1967), wskazuje na przedłużanie się basenu sedimentacyjnego serii fliszowej w kierunku północnym.

Basen sedimentacyjny serii fliszowej miał kształt rynny o szerokości co najmniej 200 km wydłużonej w kierunku południkowym. Od wschodu do rynny tej przylegał basen sedimentacyjny serii iłowcowej górnego wizeny i najniższego namuru.

Seria iłowcowa: górny wizen — dolny namur A

Seria iłowcowa górnego wizeny i dolnego namuru A znana jest z południowej i wschodniej, brzeżnej części basenu Morawsko-Śląskiego. W obszarach tych, w odsłonięciach powierzchniowych i w wierceniach został stwierdzony górny wizen. W południowej, brzeżnej części basenu, iłowce i mułowce górnego wizeny leżą na różnych ogniwach górnego dewonu (K. Konior i A. Tokarski, 1959; K. Konior i S. Kwiatkowski, 1965; K. Konior, 1968; L. Jansa i J. Blumenthal, 1963). We wschodniej części wiercenia nie sięgnęły do warstw starszych od górnego wizeny. Jedynie w bardziej centralnie położonym obszarze wiercenie w Maczkach przebiło pod serią iłowcową górnego wizeny osady najwyższej części dolnego wizeny, wykształcone jako wapienie płytowe o miąższości 10,5 m (Z. Dembowski, 1966).

Dominującym typem osadu w omawianej serii są ciemnoszare iłowce i mułowce zawierające wkładki drobnoziarnistych piaskowców. Jedynie w skrajnie południowej i wschodniej części basenu, na jego peryferiach, występują wśród serii mułowcowo-iłowcowych okruchowe i gruzłowe wapienie, dolomity i zlepieńce, a także niekiedy tufity. Takie wykształcenie osadów górnego wizeny obserwujemy w rejonie Ustronia i Cieszyna (K. Konior i S. Kwiatkowski, 1965; K. Konior, A. Tokarski, 1959), Andrychowa (K. Konior, 1968), w Orleju (S. Dżułyński, 1954; S. Czarniecki, 1956) oraz w rejonie Bolesławia (S. Alexandrowicz, Z. Alexandrowicz, 1960).

Zachodnia granica rozprzestrzenienia serii iłowcowej nie może być dokładnie określona; przebiega ona pod grubymi osadami węglonośnej serii Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Obszar rozprzestrzenienia serii mułowcowej odpowiada „katowicko-bielskiej” strefie facjalnej wydzielonej przez K. B o j k o w s k i e g o i S. B u k o w e g o (1966).

Miąższość serii iłowcowej górnego wizenu i dolnego namuru A jest zróżnicowana. Dane z wiercenia w Gołonogu wskazują, że w północnej części swego obszaru występowania seria ta osiąga 1000 m miąższości. W południowej, brzeżnej części basenu miąższość jej nie przekracza 100 m.

Granica wizenu i namuru przebiega w obrębie serii iłowcowej nie zaznaczając się zmianami facjalnymi. Wyznaczenie jej jest możliwe tylko na podstawie przesłanek paleontologicznych (A. K o t a s, K. B o j k o w s k i, 1969).

P a l e o g e o g r a f i a

W okresie wizenu i dolnego namuru A w basenie Morawsko-Śląskim zaznaczyło się duże zróżnicowanie facjalne. W zachodniej części basenu rów geosynklinalny wypełniany był począwszy od wyższej części dolnego wizenu osadami fliszowymi. Materiał klastyczny tych osadów pochodził z wypiętrzonych odcinków zachodniego obrzeżenia basenu.

Ruchy, z którymi związane było pojawienie się facji fliszowej, objęły zapewne również obszar ograniczający od wschodu rów geosynklinalny, powodując jego podniesienie i nadcięcie przez erozję górnej części serii węglanowej. Obszar ten został ponownie zalany przez morze po przerwie sedymentacyjnej, obejmującej prawdopodobnie dolny i środkowy wizen. Obecność najwyższej części dolnego wizenu w profilu wiercenia w Maczkach może wskazywać, że transgresja wizeńska postępowała z północy na południe. Północna część basenu obniżyła się szybko w okresie górnego wizenu i dolnego namuru A i w tym obszarze osady serii mułowcowej osiągnęły znaczną miąższość, chociaż w porównaniu z basenem sedymentacyjnym serii fliszowej zaznacza się w profilu wiercenia w Gołonogu znaczna redukcja miąższości poszczególnych poziomów goniatytowych (K. B o j k o w s k i et al., 1968). Południowa, brzeżna strefa basenu była w tym czasie bardziej stabilna, na co wskazuje niewielka miąższość osadów serii iłowcowej.

Na wschodnim skraju basenu trwała w okresie wizenu sedymentacja serii węglanowej. Najmłodsze zachowane osady tej serii należą do poziomu *Goniatites striatus*, i odpowiadają stropowej części warstw morawickich w serii fliszowej. Osady odpowiadające wyższym poziomom górnego wizenu zostały prawdopodobnie zniszczone przez erozję (W. Z a j ą c z k o w s k i, 1968). Zlepieńce śródformacyjne występujące w górnym wizenie serii węglanowej (S. A l e x a n d r o w i c z i A. S i e d l e c k a, 1964) oraz tufity obecne w serii iłowcowej w Puńcowie (K. K o n i o r i A. T o k a r s k i, 1959) i Orleju (T. P i ł a t, 1957) świadczą o aktywności diastroficznej i wulkanicznej związanej, jak się wydaje, z południowym obrzeżeniem basenu Morawsko-Śląskiego.

Seria węglonośna

Ponad serią fliszową na zachodzie i serią łupkową na wschodzie leży seria węglonośna, sięgająca stratygraficznie do stropu Westfalu. Dolna granica serii węglonośnej przebiega w dolnej części Namuru A. Obszar występowania ma kształt zbliżony do trójkąta, którego naroża stanowią

Morawska Ostrawa, Tarnowskie Góry i Krzeszowice. Ku południowi basen węglowy zanurza się pod nasunięte od południa Karpaty fliszowe. Na terytorium Polski południowa jego granica przebiega pod Karpatami nieco na południe od linii Wadowice—Cieszyn. Na południowy zachód od Morawskiej Ostrawy seria węglonośna wypełnia niewielki, izolowany basen Frenstatu.

Seria węglonośna dzieli się na dwie części różniące się genezą: część niższą o rozwoju paralicznym obejmującą Namur A z wyjątkiem jego najniższej części i część wyższą o rozwoju limnicznym, obejmującą Namur B i C oraz Westfal.

Seria paraliczna

Seria paraliczna leży zgodnie na morskich utworach najniższego Namuru A bez objawów przerwy sedymentacyjnej. Dolną jej granicę stanowi strop poziomu morskiego Štura (XVI)¹ występującego w zachodniej części basenu węglowego oraz strop morskiego piaskowca z Gołonoga w części północno-wschodniej (A. Kotas i W. Malczyk, w druku).

Górną granicę tej serii stanowi spąg pokładu węgla 510² — najniższego pokładu serii limnicznej. Tak określona górna granica serii paralicznej może być prześledzona na całym obszarze Zagłębia Węglowego z wyjątkiem jego wschodniej części, gdzie na dużym obszarze występuje luka sedymentacyjna obejmująca wyższą część serii paralicznej oraz niższą część serii limnicznej. W zachodniej części basenu pokład 510 lokalnie nie jest wykształcony, a granica pomiędzy serią paraliczną i serią limniczną ma charakter erozyjny (S. Z. Stopa, 1957; K. Matl, 1965, 1966, 1967).

Seria paraliczna odpowiada warstwom brzeźnym (strawskim), w których obrębie wydzieliła się cztery ogniwa litostratygraficzne. Z przyczyn historycznych utrwaliły się dwa odrębne podziały litostratygraficzne, z których jeden oparty na pracach R. Michaela (1913), W. Petraschecka (1928) oraz K. Patteiskiego (1936), stosowany był w zachodniej, drugi, wprowadzony przez S. Doktorowicza-Hrebnickiego (1935), w północno-wschodniej części basenu węglowego. Badania lat ostatnich pozwoliły na skorelowanie obu tych podziałów (Z. Dembowski, A. Kotas, W. Malczyk, 1963; K. Bojkowski, 1967, A. Kotas, W. Malczyk, w druku). Odrębność rozwoju serii paralicznej we wschodniej części basenu węglowego uzasadnia utrzymanie wydzieleni litostratygraficznych lokalnego podziału.

W zachodniej części basenu węglowego w profilu serii paralicznej wydzieliła się od spagu do stropu warstwy pietrkowickie, gruszowskie, jakłowieckie i porębskie. W części północno-wschodniej warstwom pietrkowickim odpowiada najwyższa część górnych warstw malinowickich, leżąca ponad piaskowcem z Gołonoga, warstwy sarnowskie i najniższa część warstw florowskich. Warstwom gruszowskim obszaru zachodniego odpowiadają warstwy florowskie (z wyjątkiem ich najniższej części), a odpo-

¹ Poziomy morskie występujące w serii paralicznej noszą indywidualne nazwy wprowadzone przez Šustę, a także mają numerację biegnącą od stropu do spagu serii, opartą na ich następstwie w rejonie Gliwic (O. Niemczyk, 1929).

² Numeracja pokładów węglowych wprowadzona została w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym przez S. Doktorowicza-Hrebnickiego i T. Bocheńskiego (1952), a następnie została skorygowana przez Z. Dembowskiego, A. Kotas i W. Malczyka (1963).

wiednikiem warstw jakłowieckich i porębskich są warstwy grodzieckie (A. Kotas i W. Malczyk, w druku).

Mięszczość serii paralicznej osiąga w zachodniej części basenu węglowego około 3500 m i zmniejsza się w kierunku południowym i wschodnim do kilkuset metrów.

Osady serii paralicznej składają się z iłowców, mułowców oraz piaskowców zwykle drobnoziarnistych i średnioziarnistych, i sporadycznych cienkich wkładek margli. Piaskowce gruboziarniste i zlepieńce występują w niewielkich ilościach. Materiał piroklastyczny jest pospolity i występuje zarówno w rozproszeniu w osadach klastycznych, jak i w postaci wkładek osadów tufogenicznych osiągających miąższość kilkunastu metrów. Osady fytogeniczne reprezentowane są przez pokłady węgla i występujące często w ich stropie łupki węglowe i sapropelity.

Margle dolomityczne i ankerytowe występują w postaci niegrubych warstw, zazwyczaj zawierających skamieniałości fauny morskiej. Z pojedynczych wystąpień znane są też piaszczyste dolomity i ankeryty.

Iłowce i mułowce laminowane poziomo i przekątnie zawierają często sferosyderyty.

Wśród iłowców stwierdzono występowanie dwóch odmian: kwarcowo-hydromikowej i montmoryllonitowo-illitowej, zawierającej okruchy szklawa wulkanicznego.

Piaskowce drobnoziarniste, laminowane i przekątnie laminowane, reprezentują typ litoklastyczny i skaleniowy. Wśród okruchów litoklastycznych występują skały metamorficzne i wulkaniczne. Stwierdzono też obecność kwarców piroklastycznych. Szkielet ziarnowy spojony jest substancją detrytyczno-iłową lub spoiwem dolomitowym lub kalcytowym.

Piaskowce gruboziarniste, przekątnie warstwowane lub bezstrukturalne zawierają toczące iłowców i mułowców i fragmenty zwęglonych pni (J. Kuhl, 1955; A. Chodyncka, 1962; S. Cebulak i Z. Dembowski, 1964). Rozmieszczenie skaleni i minerałów ciężkich wykazuje zróżnicowanie w profilu serii paralicznej (S. Cebulak, B. Nurkiewicz, M. Skupień, 1967).

Występujące w najwyższym ogniwie w serii paralicznej zlepieńce, zwane zlepieńcami zameckimi, składają się z otoczków kwarcu, łupków krystalicznych, kwarcytów, lidyków, okruchów ortoklazów i węgla. Zawierają też toczące czerwonych iłowców (A. Makowski, 1936; A. Kotas i W. Malczyk, w druku).

Niezbyt liczne są znaleziska otoczków skał egzotycznych w pokładach węgla. Znaleziono tu w warstwach grupy brzeźnej (grodzieckich) na kopalni „Grodziec”, otoczki gnejsu, porfiru kwarcowego, granitu ortoklazowego, piaskowców drobnoziarnistych, łupków, iłołupków i kwarcu żyłowego. Jeden okaz otoczaka piaskowca został znaleziony w warstwach siodłowych z rejonu Zabrze (W. Żelechowski, 1926).

Rozległe poziomy skał tufogenicznych występują w serii paralicznej w zachodniej i północnej części basenu węglowego. W obszarze zachodnim są to tak zwane „łupki szlifiarskie”, których najrozleglejszy poziom znany od Łabęd po Morawską Ostrawę na południu, rozgranicza warstwy pietrkowickie i warstwy gruszowskie. W rejonie Morawskiej Ostrawy liczne poziomy łupki szlifiarskiego występują w całym profilu warstw pietrkowickich i gruszowskich, lecz zanikają ku północy, tak że na terytorium Polski znany jest tylko jeden poziom w górnej części warstw gruszowskich (M. Dopita i V. Havlena, 1959; J. Kadlec, J. Tomsik i L. Ormandy, 1961; A. Chodyncka, 1962).

Autorzy czechosłowaccy (J. Kadlec, J. Tomsik i L. Ormandy, 1961) negują tufogeniczne pochodzenie osadów łupku szflifierskiego, przypisując ich powstanie specyficznym, lecz bliżej nie sprecyzowanym warunkom geochemicznym, panującym w czasie sedymentacji i diagenety.

Drugi, rozległy poziom skał tufogenicznych (poziom iłów montmorylonitowych) znany jest w wyższej części warstw porębskich w rejonie Bytomia, Chorzowa (A. Bolewski, Z. Michałek, S. Stopa, 1963; J. Ryszka i S. Cebulak, 1964) oraz Kopalń Dąbrowskiego Zjednoczenia Przemysłu Węglowego (J. Sztelak, 1964).

Osady morskie rozpoznane są na podstawie obecności fauny złożonej głównie z małży, ramienionogów, ślimaków, głowonogów, koralii i otwornic. W mniejszych ilościach występują również trylobity, liliowce, mszywioly i inne grupy (K. Bojkowski, 1967). Fauna morska występuje w iłowcach i mułowcach, rzadziej w piaskowcach. Kryteria petrograficzne pozwalają zaliczyć do osadów morskich również margle, iłowce i mułowce margliste oraz piaskowce o spoiwie węglanowym nie zawierające fauny (S. Cebulak i Z. Dembowski, 1964) a także piaskowce kwarcowe złożone z wysortowanych ziarn (V. Havlena, J. Jaroš i J. Pešek, 1968). Osady morskie mają więc w profilu serii paralicznej większy udział, niż wynikałoby to z występowania fauny. Rozmieszczenie morskich osadów nie zawierających skamieniałości jest jeszcze słabo poznane i wymaga dalszych badań.

Poziomy morskie występujące w serii paralicznej mają dość zróżnicowany charakter. Wyróżnić wśród nich można poziomy szeroko rozprzestrzenione, znacznej miąższości, pozbawione osadów węglowych, oraz poziomy cienkie, występujące lokalnie, zazwyczaj w stropie pokładów węglowych.

W poziomach szeroko rozprzestrzenionych można często prześledzić cykl transgresywno-regresywny, zaznaczający się zwiększonym zapiaszczeniem w spągu i stropie, gdy natomiast część środkowa składa się z iłowców; taki charakter mają na przykład w rejonie Gliwic poziomy: Franciszka (X) o miąższości 80—100 m w warstwach gruszowskich i poziom Barbara (V) o miąższości 105—115 m w warstwach porębskich. Na regresywny charakter wskazuje też występowanie fauny słodkowodnej w stropowej części bezwęglowych serii związanych z poziomami morskimi, znane na przykład z poziomu Franciszka (A. Makowski, 1936).

Niektóre szeroko rozprzestrzenione poziomy morskie przedzielone są w części środkowej ławą piaskowcową z cienkimi pokładami węgla i fauną słodkowodną. Zjawisko takie znane jest z poziomu Enna (VII) o miąższości 220—300 m w rejonie Rybnika (S. Stopa i K. Matl, 1966).

Oprócz poziomów z fauną morską występują w serii paralicznej liczne poziomy zawierające wyłącznie gatunki z rodzajów *Lingula* i *Orbiculoidea* (K. Bojkowski, 1967). Poziomy takie zwane poziomami lingulowymi uważane są za wskaźnik brakicznej facji lagunowej.

Poziomy zawierające wyłącznie zespoły słodkowodnych małży (K. Korejwo, 1954) występują zwykle w stropie pokładów węglowych, rzadziej spotyka się je wśród osadów klastycznych bez związku z osadami fitogenicznymi.

Poziomy z fauną morską stanowią najważniejsze elementy korelacyjne w serii paralicznej. Szeroko rozprzestrzenione poziomy posłużyły do wyznaczania granic litostratygraficznych, wydzielanych w tej serii. Badania lat ostatnich udowodniły, że największa ilość poziomów z fauną morską występuje w zachodniej i północno-zachodniej części obszaru występo-

wania serii paralicznej, zmniejszając się zarówno ku południowi jak i ku wschodowi (K. Bojkowski 1967, Ł. Musiał, 1967; Ł. Musiał i K. Tabor, 1964). Zjawisko to ma podstawowe znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznej basenu sedymentacyjnego serii paralicznej.

Rozwój ogniw litostratygraficznych serii paralicznej

Warstwy pietrkowickie

Warstwy pietrkowickie, wyróżnione w zachodniej części basenu węglowego, stanowią najniższe ogniwo serii paralicznej. Dolną ich granicę stanowi strop poziomu morskiego Štura (XVI), granicę górną zaś spąg najszerzej rozprzestrzenionego poziomu łupku szlifiarskiego występującego bezpośrednio nad poziomem morskim Nanetta (XI). Maksymalna miąższość warstw pietrkowickich w rejonie zachodnim wynosi około 1000 m.¹

W rejonie Cieszyna, na terytorium Czechosłowacji, nad poziomem morskim Štura leżą średnioziarniste i gruboziarniste piaskowce o miąższości 150 m, nad którymi rozwija się seria węglonośna zawierająca tylko poziomy z fauną słodkowodną i lingulową przy całkowitym braku wkładek z fauną morską. Brak też jest wkładek łupku szlifiarskiego, co uniemożliwia ściśle rozgraniczenie warstw pietrkowickich i wyżej ległych warstw gruszowskich. Udział piaskowców w warstwach pietrkowickich jest wyraźnie większy niż w rejonie Morawskiej Ostrawy, a cała seria paraliczna ma bardziej kontynentalny charakter (V. Havlena, J. Jaroš i J. Pešek, 1968).

W rejonie Morawskiej Ostrawy warstwy pietrkowickie są już wyraźnie zidentyfikowane, gdyż zarówno poziom morski Nanetta (XI), jak i leżący nad nim poziom łupku szlifiarskiego są dobrze rozwinięte. W dolnej części warstw pietrkowickich występuje lokalnie kompleks o wybitnej przewadze piaskowców średnioziarnistych i gruboziarnistych, zawierający gleby stigmariowe i cienkie, nie eksploatowane pokłady węglowe. Kompleks ten był nazwany warstwami hostiałkowickimi (Hokr, 1955). Stanowi on odpowiednik najniższej części warstw pietrkowickich z rejonu Cieszyna. Powyżej rozwija się seria węglonośna z dwoma poziomami morskimi: Leonard (XIV) i Nanetta (VI) oraz wkładkami łupku szlifiarskiego.

W rejonie Rybnika ponad poziomem morskim Leonard (XIV) występują trzy tak zwane „poziomy dodatkowe”, a wyżej poziom Wilhelmina (XIII), Bruno (XII), cztery dalsze „poziomy dodatkowe” i wreszcie poziom Nanetta (XI). W rejonie Gliwic, gdzie znana jest tylko wyższa część warstw pietrkowickich, występują poziomy Nanetta (XI), Bruno (XII) i Wilhelmina (XIII); w każdym z nich występuje kilka wkładek z fauną morską. W położonym dalej ku północy rejonie Pyskowic ilość wkładek z fauną morską w poszczególnych poziomach wzrasta, rośnie też miąższość poziomów w stosunku do obszaru Gliwic. Między poziomami Wilhelmina (XIII) a Leonard (XIV) występuje 6 wkładek z fauną morską określonych jako „poziomy dodatkowe”. Cechą charakterystyczną warstw pietrkowickich w tym obszarze jest przewaga iłowców i mułowców nad piaskowcami oraz brak pokładów węglowych. Znane są tylko dwa poziomy gleb stigmariowych.

W północno-wschodniej i wschodniej części basenu węglowego odpowiednikiem warstw pietrkowickich w przyjmowanym obecnie ujęciu są:

¹ Opis poszczególnych ogniw serii paralicznej oparto na opracowaniu syntetycznym A. Kotasa i W. Malczyka (w druku).

iłowce i mułowce najwyższej części warstw malinowickich, leżące ponad piaskowcem z Gołonoga uważanym ostatnio za odpowiednik poziomu morskiego Štura (XVI) (K. Bojkowski, A. Jachowicz i Z. Zoldani, 1968), seria piaskowcowa warstw sarnowskich zawierająca bardzo nieliczne i cienkie wkładki węglowe i seria węglonośna najniższej części warstw florowskich.

Warstwy gruszowskie

Warstwy gruszowskie mają charakter serii węglonośnej na całym obszarze swego występowania.

Dolną granicę warstw gruszowskich stanowi spąg ławicy łupku szlifierskiego występującego nad poziomem morskim Nanetta (XI), granicę górną spąg pierwszego pokładu węglowego nad poziomem morskim Enna (VII).

W rejonie Cieszyna całe warstwy gruszowskie wykształcone są w facji limnicznej, a jedynym poziomem morskim jest Enna (VII) występująca u ich stropu. W rejonie Morawskiej Ostrawy w środkowej części warstw gruszowskich pojawia się poziom morski Franciszka (X).

W rejonie Rybnika bezwęglowe osady poziomu morskiego Franciszka (X) osiągają miąższość 80—100 m. Niższa część warstw gruszowskich poniżej tego poziomu morskiego ma charakter limniczny, znane są w niej tylko poziomy z fauną słodkowodną. Nad poziomem Franciszka (X) występuje jeszcze poziom morski Roland (IX), a wyżej poziom „Bezimienny” (VIII). Osady bezwęglowe poziomu morskiego Enna (VII) osiągają miąższość 220—270 m.

W rejonie Gliwic dolna część warstw gruszowskich rozwinięta jest w facji paralicznej. Poniżej poziomu morskiego Franciszka (X) występują tu wkładki morskie ośmiu „poziomów dodatkowych”, zaznacza się też zmniejszanie się udziału piaskowców w kierunku północnym. Ponad poziomem morskim Franciszka występują poziomy Roland (IX) i „Bezimienny” (VIII). Rozwinięty w stropie warstw gruszowskich bezwęglowy pakiet osadów morskich poziomu Enna (VII) mierzy 130—150 m miąższości.

W rejonie Pyskowic rozwój warstw gruszowskich jest podobny z tą różnicą, że znane jest tylko 6 poziomów dodatkowych poniżej poziomu Franciszka (X). W porównaniu z rejonem Gliwic zaznacza się zmniejszenie węglonośności.

W północno-wschodniej części basenu węglowego warstwom gruszowskim odpowiadają warstwy florowskie (z wyjątkiem ich najniższej części). Rozwój tych warstw jest limniczny z poziomami lingulowymi i słodkowodnymi, jedynym poziomem morskim jest Enna (VII) występujący w stropie serii.

Maksymalna miąższość warstw gruszowskich w rejonie Rybnika wynosi około 1200 m.

Warstwy jakłowieckie

Dolna granica warstw jakłowieckich stanowi strop poziomu morskiego Enna (VII), górną — spąg poziomu morskiego Barbara (V). Na całym obszarze swego występowania warstwy jakłowieckie mają charakter limniczny i zawierają tylko poziomy z fauną słodkowodną. Fauna lingulowa znana jest z pojedynczych stanowisk. Maksymalna miąższość warstw jakłowieckich w rejonie Morawskiej Ostrawy wynosi około 425 m i zmniejsza się zarówno ku południowemu wschodowi do 240 m w rejonie Karwiny

i 50 m w rejonie Cieszyna, jak i w kierunku północnym i północno-wschodnim, osiągając w rejonie Rybnika 250—380 m, w rejonie Gliwic 200 m, w północno-wschodniej części basenu węglowego redukując się do 40—50 m. W tym ostatnim obszarze warstwom jakłowieckim odpowiada najniższa część warstw grodzieckich, poniżej poziomu morskiego Barbara (V).

Zarówno w rejonie Cieszyna, jak i w północno-wschodniej części basenu węglowego warstwy jakłowieckie składają się wyłącznie z piaskowców i nie zawierają pokładów węgla.

Warstwy porębskie

Warstwy porębskie stanowią najwyższe ogniwo litostratygraficzne serii paralicznej. Największą miąższość 1100 m osiągają one w rejonie Rybnika. Zarówno ku południowi, jak i ku wschodowi miąższość warstw porębskich maleje i wynosi w rejonie Cieszyna 250—85 m, a w rejonie Jaworzna 210 m, spadając do 66 m dalej ku wschodowi. Wschodnia granica obszaru występowania warstw porębskich przebiega przez okolice Oświęcimia i Chrzanowa.

Dolną granicę warstw porębskich stanowi spąg poziomu morskiego Barbara (V), granicę górną spąg najniższego pokładu warstw siodłowych — 510 (pokład Prokop na terytorium Czechosłowacji). W rejonie rybnickim pokład 510 nie występuje, a stropowa część warstw porębskich została zerodowana. Granicę górną serii paralicznej stanowi w tym obszarze spąg rozmycia erozyjnego, wypełnionego zlepieńcami i piaskowcami najniższej części warstw siodłowych (M a t l 1965, 1966, 1967).

W warstwach porębskich występuje pięć poziomów morskich rozpadających się na szereg podpoziomów. Najniższy z tych poziomów — Barbara (V) znany jest na całym obszarze występowania warstw porębskich.

Kolejny wyższy poziom Gabriela (IVb) występuje tylko w zachodniej części basenu węglowego, zanika natomiast zarówno w kierunku południowym, jak i w kierunku wschodnim (K. B o j k o w s k i 1967). Poziom Koks (IVa) jest równie szeroko rozprzestrzeniony jak poziom Barbara. Poziom Henryk (III) zanika w kierunku południowym, występuje natomiast w północno-wschodniej części basenu węglowego. Wyższe poziomy: Konrad (II), Roemer (Ic, Id) i Gaebler (Ia, Ib) zanikają zarówno ku południowi, jak i ku wschodowi. W północno-wschodniej części basenu węglowego te najwyższe poziomy z fauną morską zastąpione są przez poziomy słodkowodne i lingulowe (Ł. M u s i a ł, 1967; Ł. M u s i a ł i M. T a b o r, 1964).

Pomiędzy poziomami morskimi warstw porębskich występują grubsze pakiety o charakterze limnicznym (A. M a k o w s k i, 1936). W jednym z takich pakietów występuje charakterystyczny kompleks zlepieńców zameckich. Strefa występowania największej miąższości i najgrubszego ziarna w zlepieńcach zameckich obejmuje zachodnią część rejonu Morawskiej Ostrawy; ku północy miąższość zlepieńców zameckich zmniejsza się, maleje również średnica otoczków.

Udział piaskowców w profilu warstw porębskich jest większy w zachodniej i północnej części ich obszaru występowania niż w części południowo-wschodniej (A. C z e k a j et al. 1964). Uważane to było za wskazówkę, że materiał klastyczny warstw porębskich pochodzi z zachodu i północy. Taka interpretacja paleogeograficzna pozostaje jednak w sprzeczności z rozkładem poziomów morskich, kierunkami warstwowania przekątnego i rozkładem wielkości otoczków w zlepieńcach zameckich. Należy

w związku z tym przypomnieć, że w niektórych współczesnych deltach stwierdzono zwiększone zapiaszczenie w zewnętrznej strefie delty (O o m k e n s, 1967). Piasek transportowy poprzez obszar delty w korytach rzecznych osadzony jest w zewnętrznej strefie delty, gdy tymczasem w strefie wewnętrznej przeważają osady pelityczne. Przyjmując, że strefa zwiększonego zapiaszczenia w zachodniej i północnej części obszaru występowania warstw porębskich odpowiada zewnętrznej strefie delty, otrzymujemy zgodność wszystkich przesłanek stanowiących podstawę dla rekonstrukcji paleogeograficznej.

Paleogeografia

Warstwowanie przekątne w piaskowcach serii paralicznej wskazuje, że materiał klastyczny transportowany był z południowego wschodu ku północnemu zachodowi (R. G r a d z i ń s k i, A. R a d o m s k i, R. U n r u g 1959, 1961). Zestawiając to spostrzeżenie z rozmieszczeniem poziomów morskich i rozkładem wielkości otoczków w zlepieńcach zameckich oraz ze zmianami rozwoju facjalnego poszczególnych ogniw litostratygraficznych serii paralicznej otrzymujemy zgodny obraz wskazujący na istnienie basenu morskiego na zachód i północ od Zagłębia Węglowego. Obszar źródłowy materiału klastycznego położony był na południe i na wschód od Zagłębia Węglowego. Wniosek ten sformułowany na podstawie badań nad kierunkami transportu materiału klastycznego w górnym karbonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, znalazł przekonujące potwierdzenie w świetle wyników późniejszych badań (fig. 5).

Cała seria paraliczna może być uznana za kompleks deltowy, w którym występują facje rzeczne, jeziorne, lagunowe i morskie. Kompleks osadów deltowych narastał w kierunku północno-wschodnim, co uwidacznia szczególnie jasno rozwój facjalny, zwłaszcza warstw pietrkowickich i gruszowskich, w których ku północnemu zachodowi (rejon Pyskowic) węgloność redukuje się przy wzrastającym udziale osadów morskich. Wszystkie ogniw litostratygraficzne serii paralicznej wykazują bardziej kontynentalny charakter południowej i wschodniej części basenu węglowego. W wyższych ogniwach serii paralicznej nie obserwuje się już zaniku węgloności w kierunku północno-zachodnim. Strefa zaniku węgloności odpowiadająca czołu delty została przesunięta na północ i zachód w wyniku narastania kompleksu deltowego i podczas sedymentacji wyższych ogniw serii paralicznej znajdowała się poza dzisiejszymi erozyjnymi granicami Zagłębia Węglowego.

○ pierwotnym rozprzestrzenieniu serii paralicznej poza północną granicą Zagłębia Węglowego świadczy również występowanie otoczków węgla dolnonamurskich w ogniwach litostratygraficznych serii limnicznej należących do namuru C i westfału B i C. Materiał klastyczny transportowany był wówczas z północy (por. str. 142).

Zanik facji fliszowej i pojawienie się facji węglonośnej w basenie morawsko-śląskim związane były z ruchami, które doprowadziły do wypiętrzenia południowego obrzeżenia i być może również południowego odcinka wschodniego obrzeżenia basenu. Ruchy te objęły tylko obrzeżenie basenu, natomiast w obrębie basenu sedymentacja nie uległa przerwie (K. B o j k o w s k i, 1961). Występowanie tufitów i rozproszonego materiału piroklastycznego pospolitych zwłaszcza w niższej części serii paralicznej świadczy o działalności wulkanicznej, zapewne związanej genetycznie z tymi ruchami.

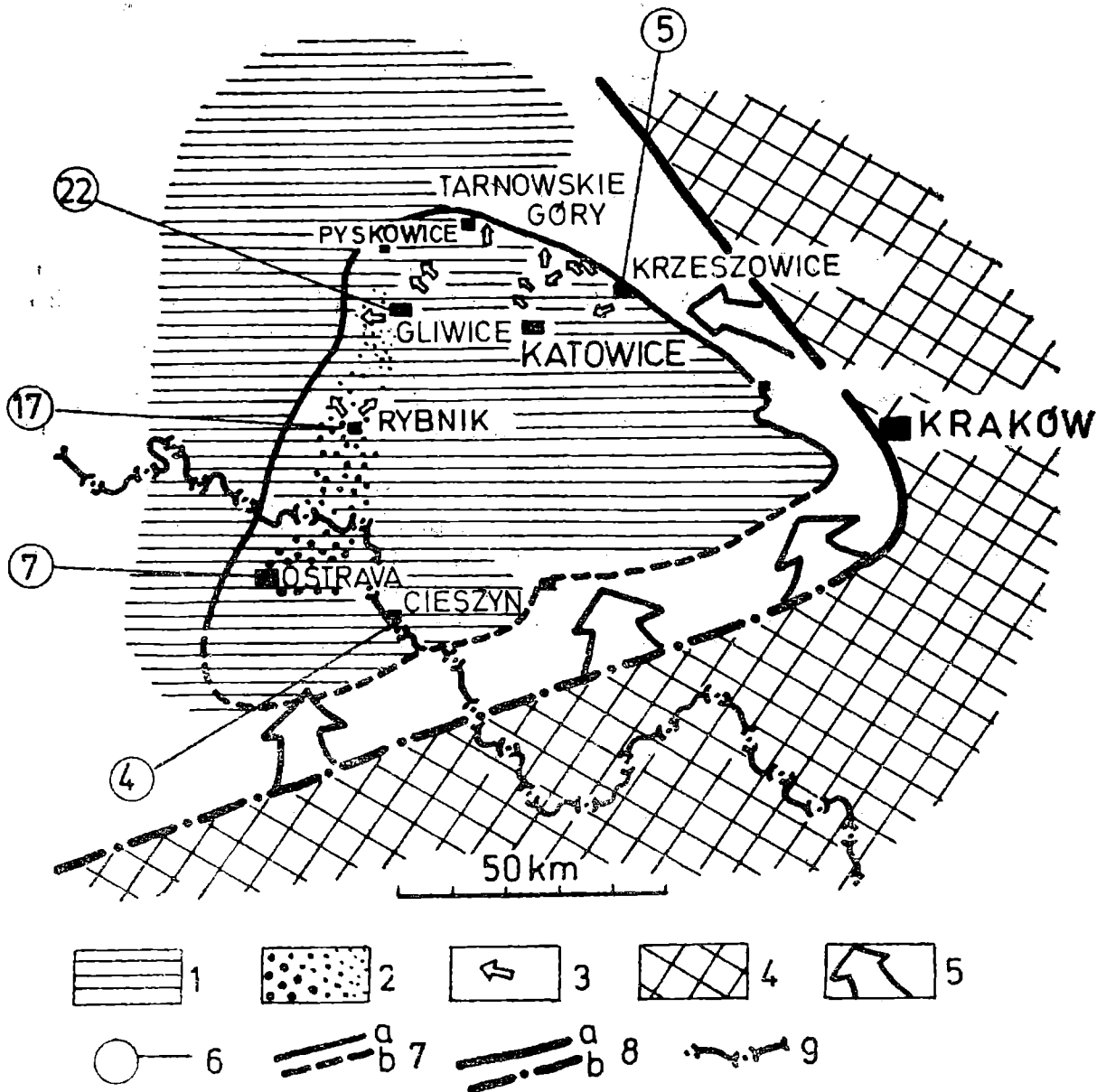


Fig. 5. Rozmieszczenie facji w basenie morawo-śląskim w etapie wypełniania basenu osadami klastycznymi (seria paraliczna — Namur A). 1 — rozprzestrzenienie osadów serii paralicznej (poza granicami Górnośląskiego Zagłębia Węglowego — przybliżone); 2 — obszar występowania zlepieńców zameckich w warstwach porębskich i rozkład ich wielkości ziarna; 3 — kierunki warstwowania przekątnego w piaskowcach serii paralicznej; 4 — prawdopodobne położenie obszarów źródłowych materiału klastycznego; 5 — regionalne kierunki transportu; 6 — liczba poziomów z fauną morską w profilu serii paralicznej; 7 — granice Górnośląskiego Zagłębia Węglowego; a — stwierdzone; b — przybliżone; 8 — granice basenu morawo-śląskiego; a — stwierdzone; b — przybliżone; 9 — granica polsko-czechosłowacka

Fig. 5. Facies distribution in the Moravia-Silesia Basin in the phase of filling by clastic sediments (paralic coal-bearing series — Namurian A). 1 — distribution of sediments of the paralic coal-bearing series (beyond the boundary of the Upper Silesia Coal Basin — inferred); 2 — distribution of the Zamek conglomerate in the Poruba beds, and its grain-size gradient; 3 — directions of cross-stratification in sandstones of the paralic coal-bearing series; 4 — inferred position of the source areas of clastic material; 5 — regional paleocurrent directions; 6 — number of fossiliferous marine bands in the profile of the paralic coal-bearing series; 7 — boundaries of the Upper Silesia Coal Basin; a — determined; b — approximate; 8 — boundaries of the Moravia-Silesia Basin; a — determined; b — approximate; 9 — Polish-Czechoslovakian state boundary

W wyższej części Namuru A, południowo-wschodnia część basenu uległa niewielkiemu podniesieniu, co spowodowało lukę sedymentacyjną i brak wykształcenia warstw grodzieckich na wschód od linii przebiegającej przez Czechowice, Oświęcim i Chrzanów.

Seria limniczna

Ponad serią paraliczną leżą osady serii limnicznej, występujące głównie na terytorium Polski. W zachodniej części Zagłębia Węglowego kontakt tych serii jest zgodny i jedynie lokalnie występują w spągu serii limnicznej rozmycia erozyjne nadcinające najwyższą część serii paralicznej. W południowo-wschodniej części Zagłębia Węglowego osady serii limnicznej ułożone są przekraczająco na powierzchni erozyjnej ścinającej wyższą część osadów serii paralicznej.

Seria limniczna składa się z trzech ogniw litostratygraficznych. Są to od spągu do stropu serii: górnosląska seria piaskowcowa obejmująca warstwy siodłowe (zabrskie) i dolną część warstw rudzkich (do pokł. 407 włącznie), seria mułowcowa, obejmująca górną część warstw rudzkich i całe warstwy orzeskie oraz krakowska seria piaskowcowa, obejmująca warstwy łaziskie i libiąskie (Z. Dembowski, A. Kotas, W. Malczyk, J. Porzycki, praca w druku).

Górnosląska seria piaskowcowa w podziale międzynarodowym, odpowiada górnemu Namurowi, seria mułowcowa Westfalowi A i B, a krakowska seria piaskowcowa Westfalowi C i D.

Pozycja stratygraficzna poszczególnych ogniw określona jest na podstawie wielu badań makro- i mikroflorystycznych, z których tylko przykładowo można wymienić prace S. Stopy (1936, 1957, 1967), T. Migier (1963), A. Kotasowej (1968), A. Jachowicza (1967) i Z. Dembowskiego (1967).

Dolną granicę serii limnicznej stanowi najniższy pokład (510) warstw siodłowych. Granica ta może być prześlędzona tylko na obszarze pełnego rozwoju tej serii.

Granica górną jest powierzchnia erozyjna stanowiąca strop warstw libiąskich.

Sumaryczna miąższość wszystkich ogniw serii limnicznej wynosi ponad 4000 m. Miąższość ogniw zachowanych po sfałdowaniu i erozji osiąga na zachodzie około 2900 m, na wschodzie zaś redukuje się do 1000 m i mniej metrów.

Osady serii limnicznej składają się ze zlepieńców kwarcowych i polimiktycznych złożonych z materiału egzotycznego, zlepieńców śródformacyjnych, różnorodnych piaskowców, mułowców i iłowców, syderytów i sferosyderytów, turfitów i oraz osadów fytogenicznych reprezentowanych przez węgle, łupki węglowe i sapropelity.

Rozwój litologiczny serii limnicznej wykazuje wyraźną trójdzielność (S. Stopa, 1967). Dolną część serii (górnosląska seria piaskowcowa) cechuje przewaga piaskowców i duży udział zlepieńców oraz występowanie grubych pokładów węgla. Część środkowa (seria mułowcowa) składa się głównie z mułowców i iłowców; częste są w niej syderyty i sferosyderyty oraz zlepieńce śródformacyjne, a pokłady węgla są na ogół cienkie.

Krakowska seria piaskowcowa, zbudowana w przewodzie z piaskowców grubo- i średnioziarnistych oraz zlepieńców, wśród których występują pokłady węgla o znacznej grubości, stanowi najwyższą część serii limnicznej.

Dolna i górna część serii limnicznej o rozwoju piaskowcowym wykazuje ogólne zróżnicowanie petrograficzne.

Gruboziarniste zlepieńce części dolnej (warstwy siodłowe i dolnorudzikie) składają się z kwarcu i otoczków skał osadowych i epimetamorficznych. Piaskowce mają charakter litoklastyczny i przeważają w nich okruchy tych samych typów skał (S. C e b u l a k i Z. D e m b o w s k i, 1964, V. H a v l e n a, 1964). W górnej części (warstwy łaziskie i libiąskie) zlepieńce obok otoczków skał osadowych i metamorficznych zawierają też otoczki skał magmowych (W. H e f l i k i R. U n r u g, 1965), a piaskowce mają charakter litoklastyczno-skaleniowy przy nieznacznej przewodze okruchów skał nad skaleniami (S. C e b u l a k i Z. D e m b o w s k i, 1964; Z. D e m b o w s k i, 1967). Obtoczenie i wysortowanie ziarn w piaskowcach jest lepsze w dolnej niż w górnej części piaskowcowej. Spoiwo piaskowców w dolnej i górnej części ma charakter hydromikowo-kaolinitowy. Mułowce i iłowce składają się z pelitu kwarcowo-hydromikowego.

Osady środkowej części (seria mułowcowa) mają odrębny charakter. Mułowce i iłowce zawierają tu liczne kongrecje i warstwy syderytu, a w piaskowcach nierzadkie jest syderytowe spoiwo. Zlepieńce śródformacyjne złożone są z kongrecji syderytowych, wyerodowanych z osadów pelitycznych.

Tufity tworzą w osadach serii limnicznej rozległe, choć cienkie, poziomy, mające znaczenie korelacyjne w warstwach orzeskich i warstwach łaziskich (J. K u h l i K. K r u s z e w s k a, 1965; A. K o t a s vide J. P o r z y c k i, praca w druku).

G ó r n o ś ł a s k a s e r i a p i a s k o w c o w a

Warstwy siodłowe

Warstwy siodłowe, zwane też warstwami zabrskimi (S. S t o p a, 1959) występują w zachodniej i północnej części Zagłębia Węglowego, wyklinowując się ku południowemu wschodowi. Stratygraficznie reprezentują one Namur B. Warstwy siodłowe stanowią jedną wiązkę pokładów. W obszarze swego maksymalnego rozwoju rozciągającego się od Zabrzea po Rybnik zawierają one do 10 pokładów węgla, które ku wschodowi i południowemu wschodowi łączą się w jeden pokład osiagający do 26 m miąższości. Linia, wzdłuż której pokład ten zaczyna się rozszczepiać, biegnie przez Dąbrowę Górniczą, obszar kopalni „Ziemowit” — Międzyrzecze i Czechowice. W południowo-zachodniej części Zagłębia Węglowego, w rejonie Karwiny, zaznacza się również tendencja do łączenia się pokładów węgla warstw siodłowych i do redukcji miąższości całej serii (V. H a v l e n a, 1964; J. Z e m a n, 1960). Granice warstw siodłowych wyznaczone są przez spąg najniższego pokładu (510) i strop najwyższego pokładu (501) tej wiązki. Jak już wspomniano, tylko w rejonie Rybnika pokład 510 nie jest wykształcony, a dolna granica warstw siodłowych kładziona jest w spagu serii zlepieńcowej wypełniającej rozmycie w stropie serii paralicznej.

Miąższość warstw siodłowych jest bardzo zmienna i waha się od kilkunastu metrów na wschodzie do nieco ponad 200 m na zachodzie.

Skały klastyczne warstw siodłowych składają się głównie z gruboziarnistych piaskowców. W zachodniej części obszaru występowania tych warstw rozwijają się silnie zlepieńce, złożone z otoczków mlecznego kwarcu, podrzędnie występują otoczki fyllitów serycytowych i grafitowych, kwaśnych skał wylewnych, litytów, kwarcytów, oraz okruchy węgla i skał iłowcowo-mułowcowych. Wielkość otoczków w tych zlepieńcach

dochodzi do 7 cm. Drobnodziarniste zlepieńce zawierają bardzo liczne ziarna skaleni (V. Havlena, 1964). Zlepieńce zanikają ku południowi i w rejonie Cieszyna nie występują. Ku południowi maleje też ilość ław piaskowcowych i ich grubość, maleje wielkość ziarna w piaskowcach, natomiast wzrasta zawartość łyszczyków i spoiwa przy zmniejszającej się zawartości kwarcu i okruchów skał (S. Koziół, 1969; H. Buczek i J. Stankiewicz, 1969). Dane te wskazują, że materiał klastyczny transportowany był ku południowi. Obszar źródłowy materiału klastycznego położony był najprawdopodobniej w północnym obrzeżeniu Zagłębia Węglowego.

W rejonie Morawskiej Ostrawy nagromadzenia osadów gruboklastycznych w warstwach brzeżnych występują w postaci wydłużonych stref o kierunku północ-południe. Strefowe rozmieszczenie materiału gruboklastycznego przypisywane jest zróżnicowanej subsydencji basenu związanej z synsedymenacyjnie czynnymi uskokiemi w podłożu serii węglonośnej (V. Havlena, 1964; J. Zeman, 1960).

Warstwy rudzkie

Warstwy rudzkie zalegają ponad warstwami siodłowymi i wykazują wyraźną dwudzielność. Dolna ich część, którą nazywać będziemy warstwami rudzkimi właściwymi, ma profil podobny do warstw siodłowych i odpowiada stratygraficznie Namurowi C (S. Stopa, 1957). Strop ich wyznacza pokład 407 łącznie z występującym poniżej, szeroko rozprzestrzenionym poziomem fauny słodkowodnej.

Górna część warstw rudzkich posiada profil podobny do profilu warstw orzeskich i dlatego została włączona razem z tymi warstwami do jednego ogniwa litostratygraficznego.

Warstwy rudzkie (część dolna) składają się z grubych ław piaskowcowych z wkładkami zlepieńców, którym towarzyszą pokłady węgla o zmiennej, niekiedy znacznej miąższości, oraz cienkie na ogół warstwy mułowców i ilowców. W sąsiedztwie niektórych pokładów w wyższej części warstw występuje fauna słodkowodna. Miąższość warstw rudzkich osiąga w rejonie Rybnika 400—450 m redukując się w kierunku południowym do 250 m w rejonie Karwiny i 30—100 m w rejonie Cieszyna.

Również i w północno-wschodniej części basenu węglowego zaznacza się spadek miąższości warstw rudzkich, które mierzą tu około 100 m i składają się niemal wyłącznie z piaskowców z wkładkami zlepieńców. W południowo-wschodniej części Zagłębia Węglowego warstwy te wyklinowują się i całkowicie zanikają. Kierunki warstwowania przekątnego w warstwach rudzkich wskazują na transport materiału klastycznego ku południowi. W tym samym kierunku zmniejsza się też wielkość ziarna w piaskowcach, które w rejonie Cieszyna są drobnodziarniste i nie zawierają zlepieńców pospolitych w północnej części Zagłębia Węglowego. Zlepieńce występujące w spągu warstw rudzkich w rejonie Dąbrowy Górniczej zawierają otoczaki węgla pochodzących z serii paralicznej, a także prawdopodobnie z warstw siodłowych (A. Zieliński i A. Jachowicz, 1968). Materiał klastyczny tych zlepieńców transportowany był ku południowi (R. Gradziński, A. Radomski, R. Unrug, 1961).

Seria mułowcowa

Warstwy górnorudzkie i orzeskie

Warstwy te leżące nad warstwami rudzkimi zaliczane są do Westfalu A i B. Obejmują one odcinek serii limnicznej od stropu pokładu 407 do spągu pokładu 301. Granicę pomiędzy dolnymi i górnymi warstwami orzeskimi

wyznacza szeroko rozprzestrzeniona wkładka tufitowa w grupie pokładów 328—326.

Warstwy orzeskie składają się głównie z iłowców i mułowców, zawierających konkrecje syderytowe, częste zwłaszcza w dolnej części ogniwa, gdzie znane są też poziomy z fauną słodkowodną. Piaskowce występują w postaci soczewkowatych ławic, złożonych w korytach rzecznych wciętych w pelityczne osady. Piaskowcom towarzyszą ławice śródformacyjne zlepieńców złożonych z konkrecji syderytowych wyerodowanych z iłowców. W piaskowcach wyższej części warstw orzeskich występują otoczaki węgla dolnonamurskich, pochodzące z niższych ogniw serii paralicznej (Z. Dembowski i A. Jachowicz, 1964).

Charakterystyczną cechą warstw orzeskich jest występowanie grubych poziomów gleb stigmariowych. Pokłady węgla są liczne, lecz na ogół cienkie, często przechodzące w łupki węglowe.

Kierunki transportu materiału klastycznego warstw orzeskich wykazują dużą zmienność lokalną, zaznacza się w nich jednak wyraźnie generalny kierunek transportu ku południowi.

W południowo-wschodniej części Zagłębia Węglowego warstwy orzeskie są szerzej rozprzestrzenione niż warstwy siodłowe i rudzkie, i leżą wprost na osadach serii paralicznej, zaliczanych do warstw grodzieckich i florowskich. Górna część warstw orzeskich rozprzestrzenia się przy tym dalej ku wschodowi niż część dolna. Wskazuje to na stałe przesuwanie się wschodniej granicy basenu sedymentacyjnego serii limnicznej ku wschodowi.

Maksymalna miąższość warstw orzeskich przekracza 1500 m w zachodniej części ich obszaru występowania na obszarze przylegającym do linii nasunięcia orłowskiego. Na zachód od nasunięcia orłowskiego warstwy orzeskie zostały niemal całkowicie zerodowane i jedynie w rejonie Karwiny zachowały się odpowiedniki ich niższej części — tak zwane warstwy doubrawskie zaliczane do westfalu A. Warstwy doubrawskie zawierają więcej piaskowców niż odpowiadający im odcinek profilu orzeskich na terytorium Polski. Na wschód od nasunięcia orłowskiego warstwy orzeskie tracą stopniowo na miąższości i w rejonie Tenczynka mierzą zaledwie kilkadziesiąt metrów.

K r a k o w s k a s e r i a p i a s k o w c o w a

Warstwy łaziskie

Powyżej warstw orzeskich leży miąższy kompleks górnwestfalski osadów gruboklastycznych. Pomimo litologicznej jednolitości wydzielane są w nim dwa ogniwa: warstwy libiąskie, reprezentujące Westfal C i warstwy libiąskie należące do westfalu D.

Warstwy łaziskie występują w centralnej i wschodniej części Zagłębia Węglowego, pomiędzy Pszczyną i Mikołowem a Tenczykiem. Dolną granicę tych warstw wyznacza się w stropie najwyższego pokładu warstw orzeskich noszącego numer 300 w rejonie Łazisk lub 303 w rejonie Jaworzna, natomiast granicę górną stanowi spąg pokładu 119, który jest najniższym pokładem warstw libiąskich.

Warstwy łaziskie składają się z piaskowców gruboziarnistych i średnioziarnistych, często zlepieńcowatych. Występują też wkładki zlepieńców o średnicach otoczków dochodzących do 10 cm. Zlepieńce składają się z otoczków kwarcu, kwarcytów, litytów, zsylikowanych wapieni, łupków kwarcytowych, gnejsów, porfirów i granitów (W. Heflik i R. U n-

r u g, 1965). Piaskowce litoklastyczno-skaleniowe zawierają okruchy tych samych skał, skalenie są reprezentowane przez ortoklaz i mikroklin. W piaskowcach występują otoczaki węgla dolnonamurskich, pochodzące z niższych ogniów serii paralicznej (Z. D e m b o w s k i i A. J a c h o w i c z, 1960, 1964). Piaskowce drobnoziarniste występują rzadko.

Wśród piaskowców występują pokłady węgla osiągające do 9 m miąższości, z towarzyszącymi im ławicami mułowców i ilowców.

Rozwój litologiczny warstw łaziskich wykazuje znaczną jednorodność zarówno w kierunku pionowym, jak i poziomym. Zmiana charakteru litologicznego na granicy warstw orzeskich i warstw łaziskich zaznacza się bardzo ostro.

W obszarze, gdzie zachowane są pełne profile warstw łaziskich, miąższość ich wynosi 900 m na zachodzie, malejąc ku wschodowi do 250—300 m. Wzrost miąższości dolnych odcinków profilu ku zachodowi wskazuje, że w obszarach, gdzie wyższa część warstw łaziskich została zniszczona przez erozję, pierwotna miąższość tego ogniwa przekraczała 1000 m. Szereg pokładów węglowych w warstwach łaziskich zanika ku wschodowi (Z. D e m b o w s k i, A. K o t a s i W. M a l c z y k, 1963), co prawdopodobnie spowodowane jest działaniem synsedymencyjnej erozji (Z. D e m b o w s k i i R. U n r u g, 1970).

Strefy najwyższej zawartości osadów klastycznych w poszczególnych odcinkach profilu warstw łaziskich zawartych pomiędzy pokładami węglowymi są wydłużone w kierunku północ-południe i północny zachód, południowy wschód (Z. D e m b o w s k i i R. U n r u g, 1970). Kierunki warstwowania przekątnego, lokalnie dość zmienne, wskazują jednak wyraźnie na regionalny kierunek transportu materiału klastycznego ku południowi i południowemu wschodowi (R. G r a d z i ń s k i, A. R a d o m s k i i R. U n r u g, 1961).

Warstwy libiąskie

Warstwy libiąskie stanowią najmłodsze ogniwo serii węglonośnej zaliczane do Westfalu D. Występują one we wschodniej części Zagłębia Węglowego na niewielkim obszarze pomiędzy Chełmem Wielkim, Jaworzniem, Sierszą, Tenczykiem i Zatorem. Spąg warstw libiąskich przyjmowany jest pod pokładem 119, strop zaś stanowi powierzchnia erozyjna, na której leżą osady arkozy kwaczalskiej, wchodzące w skład pokrywy sfałdowanego basenu.

Zachowana miąższość warstw libiąskich przekracza 400 m, nie wiadomo jednak, jaka była pierwotna miąższość tego ogniwa. Charakterystyczną cechą warstw libiąskich jest bardzo niewielki wzrost ich miąższości w kierunku zachodnim, w przeciwieństwie do pozostałych ogniów serii limnicznej, których miąższość zwiększa się w tym kierunku bardzo wydatnie.

Obecne granice warstw libiąskich są erozyjne — a ich pierwotne rozprzestrzenienie pozostaje nie znane.

Warstwy libiąskie składają się z piaskowców zlepieńcowatych, gruboziarnistych i średnioziarnistych, litoklastycznych i skaleniowych, którym towarzyszą występujące w mniejszych ilościach piaskowce drobnoziarniste, mułowce, ilowce i węgle.

W piaskowcach zlepieńcowatych występują otoczaki kwarcu, litytów, skał wulkanicznych, różnorodnych łupków krystalicznych, gnejsów, granitognejsów i granitów. Okruchy skał występujące w piaskowcach należą do kwarcytów, łupków kwarcytowych, chalcedonitów, gnejsów i kwaśnych skał wylewnych.

Skalenie reprezentowane są wyłącznie przez ortoklaz i mikroklin. Charakterystyczna jest duża zawartość biotyty i granatów.

Podobnie jak w warstwach łaziskich, strefy największej zawartości materiału gruboklastycznego w poszczególnych odcinkach profilu rozdzielonych pokładami węgla wydłużone są w kierunku północ-południe lub północny zachód — południowy wschód (Z. D e m b o w s k i, 1967). Kierunki warstwowania przekątnego wskazują na transport materiału klastycznego ku południowemu wschodowi (R. G r a d z i ń s k i, A. R a d o m s k i i R. U n r u g, 1961).

P a l e o g e o g r a f i a

Osady serii limnicznej występujące w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym stanowią fragment pokrywy akumulacyjnej utworzonej na rozległej równinie aluwialnej podczas górnego namuru i westfalu. Struktury sedymentacyjne oraz zmienność litologiczna i petrograficzna skał klastycznych tej serii wskazują, że materiał klastyczny transportowany był ku południowi i południowemu wschodowi.

Obszar źródłowy materiału klastycznego znajdował się podczas sedymentacji serii limnicznej na północ od obecnych granic występowania osadów górnego karbonu. Za takim położeniem obszaru źródłowego materiału klastycznego przemawia też występowanie otoczków węgla dolno-namurskich w piaskowcach serii limnicznej.

Z uwagi na obraz paleogeograficzny namuru A przedstawiony powyżej (str. 138) nie można przyjmować pochodzenia otoczków węgla z innego kierunku niż północny.

Zmiana paleogeografii na przełomie namuru A i namuru B i towarzysząca jej zmiana facji paralicznej na fację limniczną związane były z ruchami, które doprowadziły do wypiętrzenia północnego odcinka obrzeżenia basenu morawsko-śląskiego.

Rozwój litologiczny serii limnicznej wskazuje, że obszar źródłowy materiału klastycznego podnoszony był co najmniej w dwóch fazach; na początku namuru B i na początku westfalu C. Obszar ten poddany był erozji w ciągu długiego czasu, a zróżnicowanie petrograficzne dolnego i górnego oddziały piaskowcowego serii limnicznej wskazuje na postępujące niszczenie pokrywy skał osadowych i metamorficznych i odsłanianie granitowego podłoża.

Dla namurskich ogniw serii limnicznej, to jest dla warstw siodłowych i rudzkich znany jest wschodni kraniec ich basenu sedymentacyjnego przebiegający dla warstw rudzkich przez Szczakową, Sierszę, na W od Chrzanowa aż do Oświęcimia. Linia zasięgu warstw siodłowych przebiega bardziej na zachód od zasięgu warstw rudzkich, przy czym wyraźnie zagina się w kierunku południowo-wschodnim (Brzeszcze, Czechowice). Ogniw te osiagają maksymalne miąższości w strefie przylegającej do fałdu orłowskiego.

Rozwój warstw siodłowych i rudzkich w obszarze położonym na zachód od fałdu orłowskiego sugeruje, że obszar ten wchodził w skład strefy wolniej obniżającej się, co może wskazywać na synsedymentacyjny rozwój dyslokacji w podłożu basenu (J. Z e m a n, 1960).

W niższym westfalu podczas sedymentacji warstw orzeskich nastąpiło rozszerzenie basenu sedymentacyjnego serii limnicznej ku wschodowi.

Wschodnia granica występowania górnych warstw orzeskich i młodszych ogniw serii limnicznej przebiega przez Tenczynek, pokrywając się

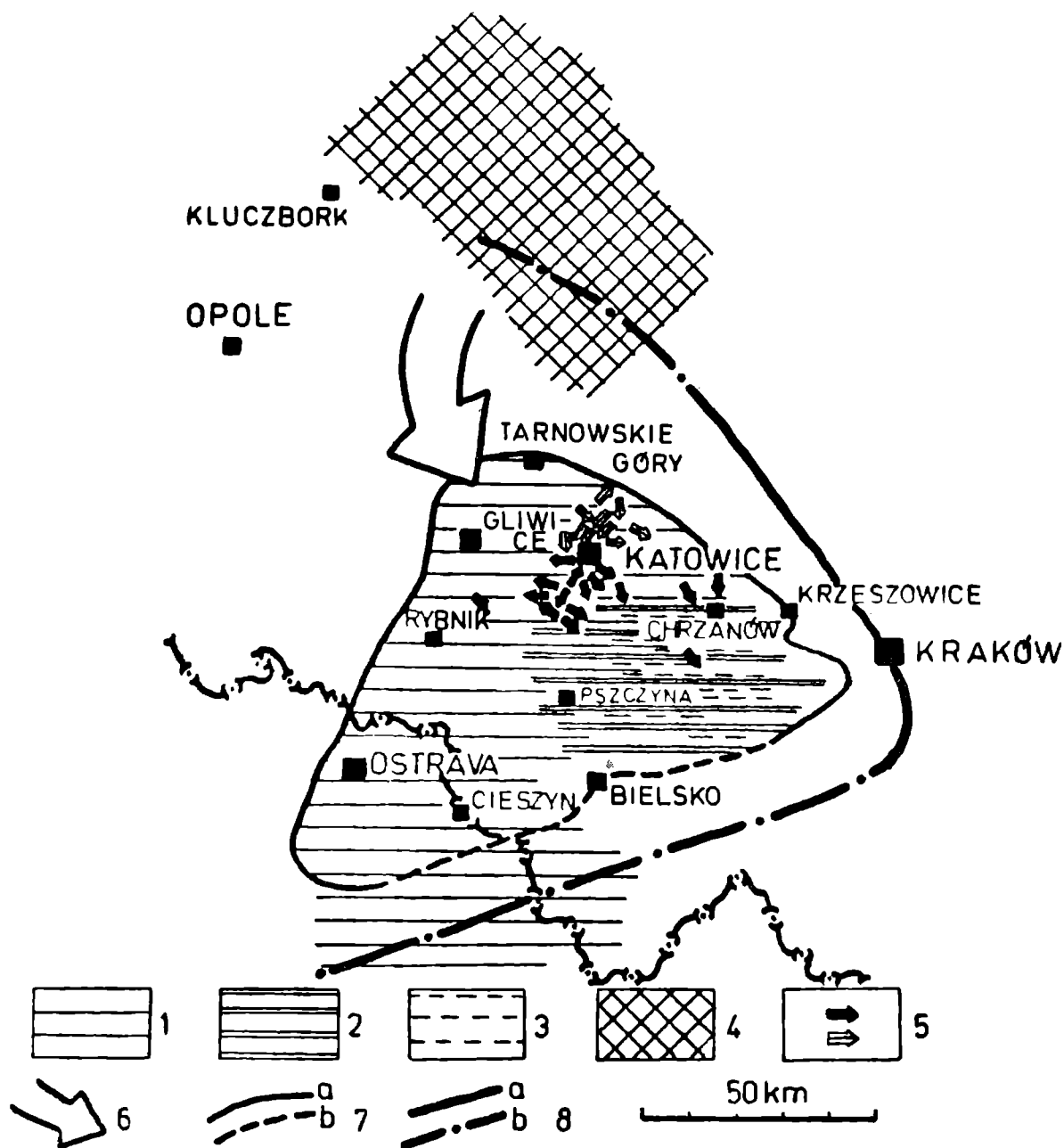


Fig. 6. Rozmieszczenie facji w basenie morawsko-śląskim w etapie wypełniania basenu osadami klastycznymi (seria limniczna — namur B — westfal). 1 — rozprzestrzenienie osadów serii limnicznej (górnosląska seria piaskowcowa i niższa część serii mułowcowej — poza granicami Górnośląskiego Zagłębia Węglowego — przybliżone); 2 — obszar występowania osadów wyższej części serii mułowcowej (górne warstwy orzeskie) i niższej części krakowskiej serii piaskowcowej (warstwy łaziskie); 3 — obszar występowania osadów wyższej części krakowskiej serii piaskowcowej (warstwy libiąskie); 4 — prawdopodobne położenie obszaru źródłowego materiału klastycznego; 5 — kierunki warstwowania przekątnego w piaskowcach; a — w namurze B i C; b — w westfalu; 6 — regionalny kierunek transportu materiału klastycznego; 7 — granice Górnośląskiego Zagłębia Węglowego; a — stwierdzone; b — przybliżone; 8 — granice basenu morawsko-śląskiego; a — stwierdzone; b — przybliżone. Inne oznaczenia jak na fig. 5

Fig. 6. Facies distribution in the Moravia-Silesia Basin in the phase of filling by clastic sediments (limnic coal-bearing series — Namurian B — Westphalian). 1 — distribution of sediments of the lower part of the limnic coal-bearing series (Upper Silesia sandstone series and the lower part of the siltstone series), beyond the boundaries of the Upper Silesia Coal Basin — inferred; 2 — area of occurrence of the upper part of the siltstone series and the lower part of the Kraków sandstone

w przybliżeniu ze wschodnią granicą występowania osadów serii paralicznej. Należy tu wspomnieć, że we wschodnim obrzeżeniu basenu morawsko-śląskiego znane są z wiercenia w Bęble bezwęglowe osady złożone ze zlepieńców, piaskowców i mułowców o miąższości 37 m zalegające niezgodnie na sylurze. Osady te paralelizowane są na podstawie podobieństwa litologicznego i petrograficznego z warstwami libiąskimi (S. B u k o w y i J. S l ó s a r z, 1968). Wniosek ten należy jednak traktować z dużą ostrożnością.

Niezależnie od sprawy ewentualnego występowania osadów najwyższego westfalu we wschodnim obrzeżeniu basenu, przyjąć można pogląd, że wschodnie obrzeżenie basenu morawsko-śląskiego ograniczało basen sedymentacyjny limnicznej serii węglonośnej.

Północna, zachodnia i południowa granica występowania osadów serii limnicznej mają charakter erozyjny, a przybliżony zasięg basenu sedymentacyjnego w tych kierunkach może być określony tylko pośrednio. Położenie północnej granicy basenu sedymentacyjnego odpowiadało zapewne północnemu obrzeżeniu basenu morawsko-śląskiego. Zmniejszenie subsydencji basenu w obszarze położonym na zachód od fałdu orłowskiego może być wskazówką bliskości zachodniej granicy basenu sedymentacyjnego.

Brak jest natomiast pośrednich choćby wskazówek pozwalających wnioskować o bliskości południowej granicy basenu sedymentacyjnego serii limnicznej w okresie westfalu. Nie jest zatem wykluczone, że basen sedymentacyjny serii limnicznej sięgał ku południowi poza współczesną granicę zagłębia węglowego. Liczne otoczaki węgla namuru C i westfalu A i B występują we fliszu dolno- i środkowokredowym zachodniej części polskich Karpat Zewnętrznych, (E. T u r n a u, 1962).

Flisz ten tworzył się w basenie położonym na południe od Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, a materiał klastyczny dostarczany był z północy (M. K s i ą ż k i e w i c z, 1960). Możliwe jest, że otoczaki węgla występujące we fliszu pochodzą z osadów serii limnicznej południowego przedłużenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Pogląd o przedłużaniu się osadów węglonośnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego ku południowi i południowemu wschodowi wypowiedział już J. N o w a k (1927). Przedłużanie się osadów węglonośnych poza wschodnie obrzeżenie basenu morawsko-śląskiego wydaje się w świetle obecnego stanu znajomości budowy geologicznej obszaru śląsko-krakowskiego raczej wątpliwe, lecz dalszy ku południowi zasięg basenu sedymentacyjnego serii limnicznej w namurze C i westfalu jest nader prawdopodobny.

Warto przy tym podkreślić, że we fliszu karpackim nie są znane otoczaki węgla namuru A, co się zgadza z przedstawionym tu poglądem, że w okresie sedymentacji serii paralicznej południowe obrzeżenie basenu morawsko-śląskiego było wypiętrzone i erodowane.

series; 3 — area of occurrence of the upper part of the Kraków sandstone series (Libiąż beds); 4 — inferred position of the source area of clastic material; 5 — directions of cross-stratification in sandstones of the limnic coal-bearing series; a — in Namurian B and C; b — in Westphalian; 6 — regional direction of transport of clastic material; 7 — boundaries of the Upper Silesia Coal Basin; a — determined; b — approximate; 8 — boundaries of the Moravia-Silesia Basin; a — determined; b — approximate. For explanation of remaining symbols see Fig. 5

FAŁDOWANIE BASENU

Serie osadowe wypełniające basen Morawsko-Śląski są sfałdowane. Najmłodszym ogniwem objętym deformacjami fałdowymi są warstwy libiąskie, co pozwala wiązać ruchy fałdowe w basenie z fazą asturyjską. Intensywność deformacji fałdowych we wschodniej części basenu, gdzie występują warstwy libiąskie, jest jednak niewielka. Znacznie silniej sfałdowana jest zachodnia część basenu Morawsko-Śląskiego, gdzie fałdy mają kierunek NNE-SSW, a ich osie ujęte są w poprzeczne undulacje o kierunku WNW-ESE. W północno-wschodniej części kierunek ten zaznacza się w siodle głównym Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i w drobniejszych fałdach na północ od siodła głównego. W związku z tym od długiego czasu przewija się w literaturze problem ilości faz fałdowań w basenie Morawsko-Śląskim.

Na temat ten wypowiedziano trzy poglądy, z których jeden uznaje fałdy o kierunku NNE-SSW za powstałe w głównej fazie fałdowań, a undulacje osi tych fałdów za późniejsze, drugi uważa fałdy o kierunku NNE-SSW za późniejsze od poprzecznych undulacji, wreszcie trzeci dopatruje się istnienia tylko jednej fazy fałdowej w basenie Morawsko-Śląskim. Ten ostatni pogląd, wypowiedziany już przez A. Stahla (1932), znajduje nowe potwierdzenie w wynikach analizy drobnych struktur (V. Havlena, 1964; V. Havlena, J. Jaroš i J. Pešek, 1968).

Dodać tu należy, że hipoteza uskoków czynnych w podłożu basenu Morawsko-Śląskiego w górnym karbonie i zróżnicowanych ruchów pionowych, przyjmowana coraz powszechniej na podstawie wyników badań sedymentologicznych (J. Zeman, 1960; V. Havlena, 1964; H. Buczek i J. Stanekiewicz, 1969) nie da się pogodzić z hipotezą przedasturyjskiej kompresji i ruchów fałdowych w basenie Morawsko-Śląskim.

Dotychczasowy stan badań basenu Morawsko-Śląskiego pozwala na wysunięcie hipotezy, że w obrzeżeniu basenu zaznaczały się ruchy podnoszące, być może związane z fałdowaniami, różnych faz orogenezy waryscyjskiej. Natomiast sam basen węglowy poddany został tylko raz ruchom fałdowym w fazie asturyjskiej. Najprawdopodobniej kulm obrzeżający od zachodu basen węglowy został sfałdowany w tej samej fazie, aczkolwiek brak utworów młodszych od wizenu w tej części basenu Morawsko-Śląskiego uniemożliwia jednoznaczne rozstrzygnięcie tego zagadnienia.

POKRYWA SFALDOWANEGO BASENU

Jako pokrywę sfałdowanego basenu rozumiemy tu osady należące do hercyńskiego cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego, utworzone po asturyjskim fałdowaniu basenu Morawsko-Śląskiego. Pokrywa ta zachowana jest na niewielkich obszarach w południowo-wschodniej części basenu oraz wzdłuż jego północno-wschodniej i północnego obrzeżenia. Składa się ona z dwóch serii leżących w niezgodności kątowej na powierzchni erozyjnej ścinającej osady karbonu.

Niższą pokrywą tworzy arkoza kwaczalska zaliczana do środkowego stefanu, wyższa pokrywa zaś składa się z litologicznie zróżnicowanych skał osadowych i wulkanicznych dolnego permu. Dotychczas przyjmowano, że te dwie pokrywy akumulacyjne rozdzielone są powierzchnią erozyjną widoczną w obszarze pomiędzy Krzeszowicami a Trzebinią (S. Siedlecki, 1951; A. Siedlecka i M. Kryśowska, 1962). Z nowszych badań

I. Lipiańskiego (1966, 1967) wynika jednak, że tak zwane piaskowce karniowickie i filipowickie uważane dotąd za osady stefañskie, a leżące bezpośrednio pod permem, reprezentują w istocie różnorodne podpiętra westfalu. Problem kontaktu pomiędzy stefañską a permską pokrywą akumulacyjną pozostaje zatem otwarty.

Arkoza kwaczalska

Pokrywa akumulacyjna zbudowana z arkozy kwaczalskiej rozciąga się na niewielkim obszarze pomiędzy Libiążem, Jaworzmem, Szczakową, Sierszą i Tenczynkiem. Składa się ona z gruboziarnistych, słabo scementowanych piaskowców i piasków, zlepieńcowatych, z wkładkami bruku żwirowego, gruboławicowych, przekątnie warstwowanych, zawierających wkładki czerwonych iłowców, częste zwłaszcza w północnej części jej obszaru występowania. W ławicach piaskowców częste są toczne czerwonych iłowców, osiągające nieraz dość znaczne rozmiary. Charakterystyczną cechą arkozy kwaczalskiej jest występowanie skrzemieñiałych pni drzew z rodzaju *Dadoxylon*.

Głównymi składnikami arkozy kwaczalskiej są: kwarc, skałen potasowy (mikropertyt), okruchy chalcedonitów i gnejsów oraz biotyt, w związanych odmianach tej skały scementowane spoiwem kaolinitowym i żelazistym. Występujące z rzadka spoiwo kalcytowe lub syderytowe uważane jest za epigenetyczne. Wśród otoczków egzotycznych najliczniejsze są kwarcze żyłowe, którym towarzyszą granity, granitognejsy, aplity, kwaśne skały wylewne, różnorodne rogowce, lidyty oraz gnejsy i łupki krystaliczne (M. Turnau-Morawska i K. Łydka, 1954).

Podłoże arkozy kwaczalskiej stanowią westfalskie osady limnicznej serii węglonośnej, na których leży ona w niezgodności kątowej (S. Siedlecki, 1951).

Pokrywa akumulacyjna arkozy kwaczalskiej uważana jest za zespół stożków napływowych zasypujących poasturyjską rzeźbę (S. Siedlecki, 1951). Zmienność facjalna wskazuje, zdaniem tego autora, na transport materiału klastycznego z południa ku północy. Wniosek ten potwierdzony został przez badania nad kierunkami warstwowania przekątnego (R. Grądziński, A. Radomski i R. Unrug, 1959, 1961).

Spostrzeżenia te pozwalają uznać, że obszar źródłowy materiału klastycznego arkozy kwaczalskiej położony był w południowym obrzeżeniu basenu Morawsko-Śląskiego. Było to nowe źródło materiału klastycznego, z którego pojawieniem się związane było zapoczątkowanie sedymentacji pokrywy sfałdowanego basenu. Erozyjne granice obszaru występowania arkozy kwaczalskiej nie pozwalają ocenić pierwotnej rozległości tej pokrywy akumulacyjnej (fig. 7).

Pozycja stratygraficzna arkozy kwaczalskiej została określona przez S. Siedleckiego (1951) metodami pośrednimi, na podstawie paralelizacji litologiczno-paleoklimatycznej ze środkowostefañską arkożą żaltmańską z masywu czeskiego. Wspólną cechą paleobotaniczną tych osadów jest występowanie flory *dadoxylonowej* i jej stan zachowania.

Permska pokrywa akumulacyjna

Osady permskiej pokrywy akumulacyjnej występują wąskim pasmem we wschodniej i północnej części basenu Morawsko-Śląskiego, leżąc niezgodnie na różnych ogniwach dolnego i górnego karbonu. Są one litolo-

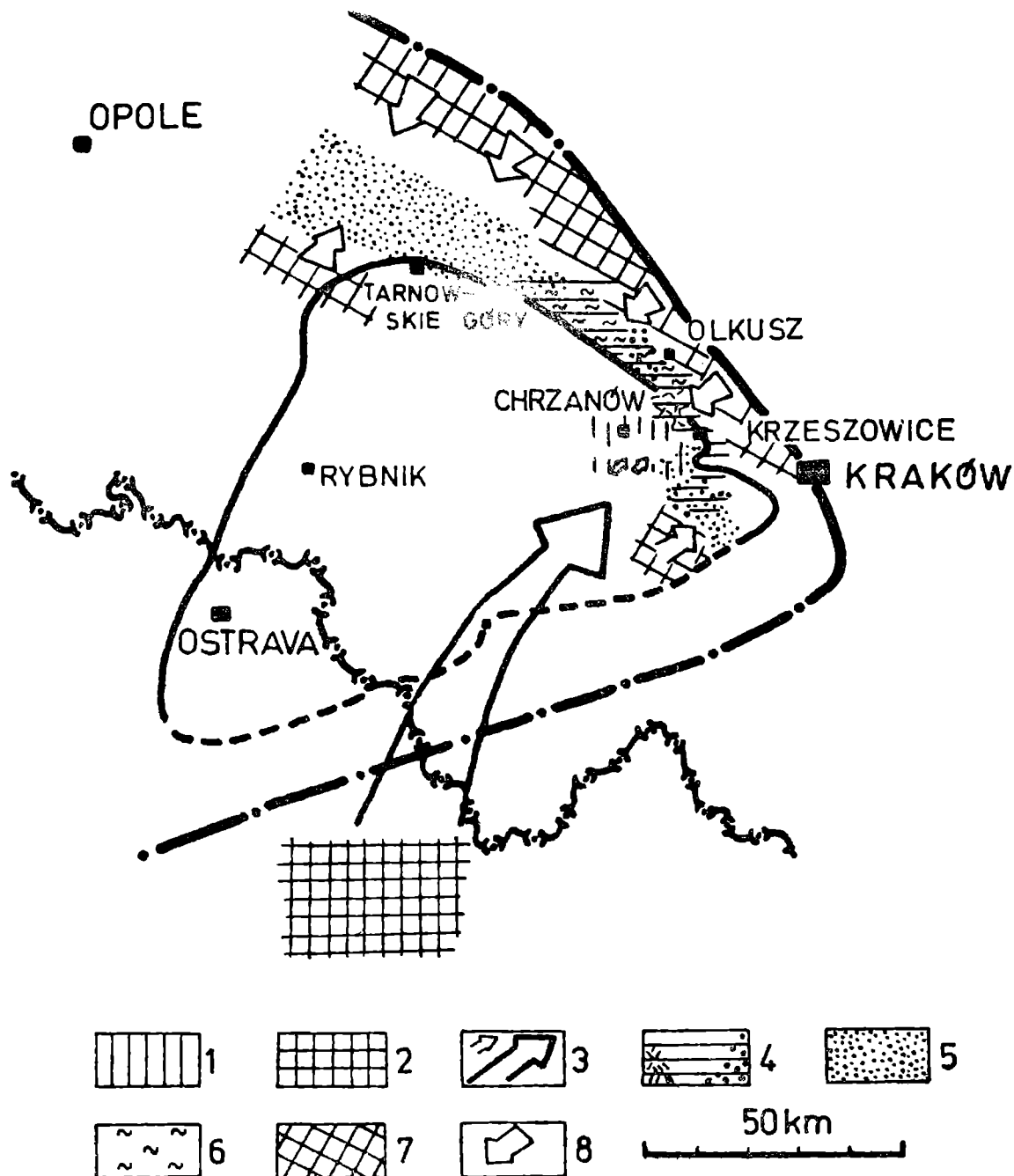


Fig. 7. Rozmieszczenie facji w basenie morawsko-śląskim w etapie tworzenia się pokrywy osadowej sfałdowanego basenu. 1 — arkoza kwaczalska (Stefan); 2 — przypuszczalne położenie obszaru źródłowego materiału klastycznego arkozy kwaczalskiej; 3 — a — kierunek warstwowania przekątnego w arkozie kwaczalskiej; b — regionalny kierunek transportu materiału klastycznego arkozy kwaczalskiej; 4 — zlepienie myślachowickie (dolny perm); a — zlepienie porfirowe, b — zwarta pokrywa tufów filipowickich; 5 — piaskowce permu; 6 — osady ilasto-margliste permu; 7 — położenie obszarów źródłowych materiału klastycznego osadów permskich; 8 — regionalne kierunki transportu materiału klastycznego osadów permskich. Pozostałe znaki jak na fig. 5

Fig. 7. Facies distribution in the Moravia-Silesia Basin in the phase of deposition of the sedimentary cover of the folded basin. 1 — Kwaczała arkose (Stephanian); 2 — inferred position of the source area of clastic material of the Kwaczała arkose; 3 — a — direction of cross-stratification in the Kwaczała arkose; b — regional direction of transport of clastic material of the Kwaczała arkose; 4 — conglomerates (Lower Permian); a — porphyry conglomerates; b — tuff resting on the conglomerates; 5 — sandstones (Permian); 6 — clays and marls (Permian); 7 — position of source areas of clastic material of Permian sediments; 8 — regional directions of transport of the clastic material of Permian sediments, for explanations of remaining symbols see Fig. 5

gicznie zróżnicowane i składają się z gruboziarnistych zlepieńców wapiennych zwanych zlepieńcami myślachowickimi, zlepieńców porfirowo-wapiennych i porfirowo-tufowych, piaskowców, czerwonych ilowców z wkładkami gipsu, margli i piaszczystych wapieni oraz tufów, tufitów i wylewnych porfirów, i melafirów (A. Siedlecka, 1964). Lokalnie występującym elementem składowym permskiej pokrywy akumulacyjnej jest martwica karniowicka, której wiek dolnopermski udokumentowany został ostatnio przez I. Lipiarskiego (1969).

Zróżnicowanie rozwoju litologicznego i miąższości osadów permskich pozwala na wydzielenie trzech regionów facjalnych. W regionie południowym, obejmującym obszar od doliny Wisły na południe po Olkusz na północy, występują zlepieńce wapienne oraz lokalnie zlepieńce porfirowo-tufowe i melafirowo-tufowe a także piroklastyczne i wylewne skały wulkaniczne. W południowej części tego regionu zlepieńcom wapiennym towarzyszą grubsze kompleksy piaskowców. Miąższość osadów permskich osiąga w północnej części omawianego regionu 200 m, wzrastając w części południowej do około 400 m.

Region środkowy obejmuje obszar pomiędzy Olkuszem a Strzemieszycami. Ponad zlepieńcami wapiennymi tworzącymi najniższą część permskiej pokrywy akumulacyjnej występują tu szeroko rozprzestrzenione zlepieńce porfirowo-wapienne i porfirowo-tufowe, przykryte przez osady piaszczysto-ilasto-margliste pochodzenia jeziornego. Miąższość osadów nie przekracza tu 200 m.

W regionie zachodnim, rozciągającym się od Ząbkowic Będzińskich ku zachodowi poza Tarnowskie Góry dominują osady piaszczyste o miąższości przekraczającej 400 m, którym towarzyszą wkładki zlepieńców wapiennych i porfirowo-wapiennych.

Materiał wapiennych zlepieńców myślachowickich składa się z otoczków dewońskich i dolnokarbońskich skał węglanowych, obok których występują drobne ilości otoczków piaskowców krzemionkowych pochodzących prawdopodobnie z serii klastycznej dolnego dewonu. Ponad zlepieńcami wapiennymi rozwijają się zlepieńce wapienno-porfirowe, w których obok otoczków skał węglanowych występują liczne otoczki szarych, fioletowoszarych i fioletowoczerwonych porfirów kwarcowych i bezkwarcowych (W. Heflik i A. Siedlecka, 1962). W leżących wyżej zlepieńcach porfirowo-tufowych lepsze zwietrzałych okruchów porfirowych zbudowane jest z materiału piroklastycznego.

Materiał klastyczny osadów piaszczystych pochodzi według A. Siedleckiej (1964) w regionie południowym z przerobienia osadów górno-karbońskich serii węglonośnej, a w regionie zachodnim z przerobienia osadów dolnokarbońskich serii fliszowej, przy znacznej domieszce materiału wulkanicznego występującego w postaci okruchów porfirowych.

Centra erupcji i wylewów wulkanicznych mogą być zlokalizowane tylko w regionie południowym. Występują one wzdłuż linii uskokowych ograniczających strefę zapadliskową, w której obrębie rozwinięte są osady permskie (S. Siedlecki, 1954; A. Siedlecka, 1964).

Pozycja stratygraficzna osadów permskich pokrywy akumulacyjnej może być ustalona tylko w sposób ogólny. Górna granica trwania sedymentacji osadów permskich w omawianym obszarze nie może być dokładnie ustalona. Nie jest wykluczone, że najmłodsze osady permskiej pokrywy akumulacyjnej — a zwłaszcza piaszczysto-ilasto-margliste osady jeziorne, powstałe z przerobienia starszych osadów reprezentują już cechy styn. Zdaniem A. Siedleckiej (1964) w ciągu permu górnego trwała

zarówno denudacja obszaru wschodniej części basenu Morawsko-Śląskiego, jak i lokalne przemieszczanie i gromadzenie osadów.

Pierwotne granice obszaru występowania osadów permskich nie są znane, lecz stosunki rozpoznane w południowym regionie facjalnym wskazują, że osady te wypełniają zapadlisko. Stosunki tektoniczne panujące w środkowym i północnym regionie facjalnym są słabiej rozpoznane, lecz występowanie grubych osadów permskich w wąskim pasie sugeruje, że i w tych regionach osady te wypełniają zapadlisko. Powstanie zapadliska i związane z nim wypiętrzenie obszarów sąsiadujących wzdłuż krawędzi uskokowych doprowadziło do utworzenia nowych obszarów źródłowych materiału klastycznego. Różnicowanie budowy geologicznej obszarów wypiętrzonych oraz krótka droga transportu spowodowały znaczną zmienność litologiczną osadów permskiej pokrywy akumulacyjnej. Omawianym ruchom towarzyszyła działalność wulkaniczna, której maksymalne natężenie przypada po sedymentacji głównej masy zlepieńców wapiennych, związanych z okresem dźwigania się krawędzi tektonicznych obramowujących zapadlisko.

DIASTROFIZM I JEGO WPŁYW NA SEDYMENTACJE

Rozwój sedymentacyjny basenu Morawsko-Śląskiego uzależniony był od dwóch czynników: zróżnicowanej subsydencji obszaru rozciągającego się pomiędzy masywem moldanubskim a kaledonidami pasma krakowskiego oraz od diastroficznego podnoszenia różnych odcinków obrzeżenia basenu.

Pierwsze dwa etapy rozwoju basenu Morawsko-Śląskiego — etap transgresji i etap sedymentacji nerytycznej i batialnej związane są z subsydencją zaznaczającą się na rozległych obszarach. Granice basenu były w tych etapach nie sprecyzowane, a zindywidualizowany wyraźnie był tylko rów geosynklinarny utworzony wzdłuż pęknięcia powstałego z początkiem dewonu na wschodniej krawędzi masywu moldanubskiego. W rowie tym, gdzie subsydencja była najsilniejsza, gromadziły się osady facji batialnej i produkty podmorskiego wulkanizmu. Na pozostałej części basenu panowała ujednolicona facja nerytyczna, a dopływ materiału terrygenicznego do basenu nie zaznaczył się zupełnie.

Kolejny etap rozwoju — to etap wypełniania basenu sedymentacyjnego osadami klastycznymi. Był on związany z dużym natężeniem ruchów diastroficznych w obrzeżeniu basenu Morawsko-Śląskiego. W wyniku tych ruchów uformowane zostały granice basenu, a zmiany facjalne zaznaczające się podczas omawianego etapu związane były z kolejnym wypiętrzeniem różnych odcinków obrzeżenia basenu.

Pojawienie się facji fliszowej w rowie geosynklinarnym związane było wypiętrzeniem zachodniego obrzeżenia basenu Morawsko-Śląskiego, które dostarczyło materiału klastycznego osadów serii fliszowej. Paraliczna facja węglonośna rozwinęła się w basenie po wypiętrzeniu jego południowego i wschodniego obrzeżenia, z którego pochodził materiał klastyczny kompleksu deltowego rozbudowującego się w kierunku północno-zachodnim. W kolejnym etapie ruchów wydźwignięte zostało północne obrzeżenie basenu, co doprowadziło do całkowitego ustąpienia morza i do zastąpienia paralicznej facji węglonośnej przez fację limniczną. Osady klastyczne tej facji stanowią kontynentalną pokrywę akumulacyjną osadzoną przez wody spływające ku południowi.

Po sfałdowaniu basenu Morawsko-Śląskiego w fazie asturyjskiej miały miejsce ostatnie ruchy w jego obrzeżeniu. Obszar wypiętrzony w południowym obrzeżeniu basenu dostarczył materiału klastycznego dla osadów arkozy kwaczalskiej, tworzących niższą pokrywę akumulacyjną leżącą na sfałdowanych starszych osadach. Wyższa pokrywa akumulacyjna sfałdowanego basenu, składająca się z osadów permskich, utworzona jest z materiału klastycznego pochodzącego z obszarów źródłowych leżących w obrębie basenu Morawsko-Śląskiego.

W ciągu całej historii basenu morawsko-śląskiego zaznacza się wyraźnie migracja strefy maksymalnej subsydencji od zachodu, to jest od strefy wewnętrznej geosynkliny, ku wschodowi, to jest ku jej strefie zewnętrznej. Migracja ta podporządkowana jest trzem liniom tektonicznym, wzdłuż których miały miejsce zróżnicowane ruchy obniżające. Są to: linia osi rowu wypełnionego osadami batialnymi i produktami podmorskiego wulkanizmu, przebiegająca wzdłuż wschodniej krawędzi masywu czeskiego, linia nasunięcia orłowskiego w Górnos Śląskim Zagłębiu Węglowym i linia zachodniej krawędzi kaledońskiego górotworu krakowskiego. Rezultatem zróżnicowanych ruchów obniżających wzdłuż tych trzech linii tektonicznych jest asymetria rozwoju facjalnego basenu morawsko-śląskiego.

Analiza rozwoju diastroficzno-sedymentacyjnego basenu morawsko-śląskiego dostarcza przesłanek niezbędnych do rozwiązania szeregu ważnych zagadnień tektonicznych, umożliwiając sprecyzowanie pozycji tektonicznej Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego oraz datowanie deformacji tektonicznych obszarów otaczających basen.

Katedra Geologii
Uniwersytet Jagielloński
Kraków

Instytut Geologiczny
Oddział Górnos Śląski
Sosnowiec

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Alexandrowicz S. W. (1970), Osady dolnego dewonu w Kluczach koło Olkusza (Lower Devonian sediments at Klucze near Olkusz). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, pp. 151—165.
- Alexandrowicz S., Alexandrowicz Z. (1960), Utwory triasowe w okolicach Strzemieszyc i Sławkowa (Triassic deposits in the vicinity of Strzemieszyce and Sławków, Upper Silesia). *Biul. Inst. Geol.* 152, pp. 97—171.
- Alexandrowicz S. W., Siedlecka A. (1964), Charakterystyka litologiczna wapieni wizeńskich z Czernej koło Krzeszowic (Lithological profile of Dinantian limestones at Czerna near Krzeszowice). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34, pp. 395—432.
- Alexandrowicz S., Bojkowski K., Brzozowska M., Bukowy S., Czekał A., Jachowicz A., Kotlicki S., Moszczyńska U. (1968), Wyniki wiercenia Borek Szlachecki (The results of Borek Szlachecki bore-hole). *Biul. Inst. Geol.* 212, pp. 39—92.
- Assman P. (1926), Die Tiefbohrung „Oppeln”. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 46, pp. 373—395.
- Assman P. (1929), Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 30, pp. 155—185.
- Barth V. (1963), Der Variszische geosynklinale Vulkanismus im Hohen und Niederen Gesenke und seine Beziehungen zur Tektonik. *Acta univ. Palackianae olomucensis* 10, pp. 5—117.

- Bojkowski K. (1960), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne z. 6 — Karbon (Geological atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems fasc. 6—Carboniferous). *Inst. Geol. Warszawa*.
- Bojkowski K. (1961), Problem fazy sudeckiej w Zagłębiu Górnośląskim (Problem of the Sudetic Phase in the Upper Silesian Coal Basin). *Prz. geol.* 4, pp. 214—215.
- Bojkowski K. (1967), Podział stratygraficzny karbonu produktywnego w Zagłębiu Górnośląskim na podstawie fauny (Stratigraphy of the Upper Carboniferous of the Upper Silesia Coal Basin based of fauna). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 37, pp. 65—99.
- Bojkowski K., Jachowicz A., Żołądani Z. (1968), Wyniki wiercenia Gołonóg (The results of Gołonóg bore-hole). *Biul. Inst. Geol.* 212, pp. 93—113.
- Bojkowski K., Bukowy S. (1966), Strefy facjalne dolnego karbonu antyklinoorium śląsko-krakowskiego (The facial zones of the Lower Carboniferous in the Silesia-Cracow anticlinorium). *Acta geol. pol.* 16, pp. 201—228.
- Bolewski A., Michałek Z., Stopa S.Z. (1963), Utwory montmorillonitowe warstw porębskich w niecce bytomskiej (Montmorillonite deposits of the Porębskie beds in the Bytom trough). *Prz. geol.* 7, pp. 333—335.
- Bukowy S. (1964), Uwagi o budowie geologicznej paleozoiku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Notes on the Geological Structure of the Paleozoic of the Eastern Margin of the Upper Silesian Coal Basin). *Biul. Inst. Geol.* 184, pp. 21—40.
- Bukowy S., Słószarz J. (1968), Wyniki wiercenia Bębło (The results of the Bębło bore-hole). *Biul. Inst. Geol.* 212, pp. 7—38.
- Buczek H., Stankiewicz J. (1969), Warunki sedymentacyjno-litologiczne w rejonie na południe od siodła głównego. Badania naukowo-techniczne surowców karbonu Zagłębia Górno- i Dolnośląskiego oraz ich praktyczne wyniki, pp. 71—80. Katowice.
- Cebulak S., Dembowski Z. (1964), Charakterystyka petrograficzna i problemy sedymentologiczne osadów karbonu produktywnego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, 37 Zjazd Pol. Tow. Geol., Problemy geologiczne i surowcowe Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. pp. 13—26, Katowice.
- Cebulak S., Nurkiewicz B., Skupień M. (1967), Opracowanie petrograficzne osadów z Wełnowca (Petrographic elaboration of the deposits from Wełnowiec). *Kwart. geol.* 11, pp. 91—102.
- Chlupač J. (1964), Fortschritte in der Stratigraphie des Mährischen (Ostsudetischen) Devons, *Geol. Rdsch.* 54, pp. 1003—1025.
- Chlupač J., Zikmundova J., Zukalova V. (1968), Relationships of Devonian and Early Lower Carboniferous Faunas from Moravia, Rep. 23-rd Sess. *Int. Geol. Congr. sec 9 Stratigr. of Central-Europ. Lower Palaeozoic.* pp. 63—71, Prague.
- Chodyncka L. (1962), Badania geochemiczne warstw gruszowskich z kopalni Gliwice (Geochemical investigations of the Gruszów beds from the Gliwice Coal mine). *Acta geol. pol.* 12, pp. 307—333.
- Czarniecki S. (1955), Lower Carboniferous fauna in the Culm facies of the eastern Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. 3.* 3. Nr 8, pp. 461—464.
- Czarnocki S. (1935), Polskie Zagłębie Węglowe (Bassin houiller Polonais). *Państw. Inst. Geol. Warszawa*, 276 p.
- Czekaj A., Dembowski Z., Moszczyńska V., Kuchciński J., Siewniak A. (1964), Region górnośląski — utwory karbonu górnego. Mapy miąższości i zawartości materiału gruboklastycznego oraz zawartości materiału fitogenicznego (Upper Silesian region — Upper Carboniferous deposits. Maps of thickness and of the content of coarse-clastic and of phytogenic material). *Inst. Geol. Warszawa*.

- Dembowski Z. (1966), Wstępne dane o profilu geologicznym w wierceniach strukturalnym Maczki (Preliminary data concerning the Geological Section in the Maczki Structural bore-hole). *Kwart. geol.* 10, pp. 566—567.
- Dembowski Z. (1967), Rozwój i wykształcenie warstw libiąskich w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (The palaeogeographic and petrographic development of the Libiąż beds in the Upper Silesian coal basin). *Biul. Inst. Geol.* 204, pp. 5—95.
- Dembowski Z., Jachowicz A. (1960), Nagromadzenia dolnonamurskich okruszków i otoczków węglowych w piaskowcach warstw łaziskich otworu Płaza 203 (Accumulations of Lower Namurian Coal Fragments and Pebbles in the Sandstones of the Łaziska Beds of Bore-Hole Płaza 203 — Upper Silesian Coal Basin). *Kwart. geol.* 4, pp. 13—22.
- Dembowski Z., Jachowicz A. (1964), Otoczki i okruszki węgla na wtórnym złożu w piaskowcach warstw orzeskich i łaziskich wiercenia Międzyrzecze IG 2 (Redeposited coal fragments and pebbles in the sandstones of the Orzesze and Łaziska beds in the Międzyrzecze IG 2 bore-hole), *Biul. Inst. Geol.* 184, pp. 125—176.
- Dembowski Z., Kotas A., Malczyk W. (1963), Prace nad korelacją pokładów węgla w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (Study of Correlation of Coal Seams in the Upper Silesian Coal Basin). *Prz. geol.* 5, pp. 232—235.
- Dembowski Z., Unrug R. (1970), Sedymentacja cykliczna w warstwach łaziskich (Cyclical Sedimentation in the Łaziska beds — Upper Silesia Coal Basin). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 40, pp. 63—110.
- Dembowski Z., Rózkowski A. (1967), Wyniki badań objawów bituminów w otworze Maczki IG-1. *Kwart. geol.* 11 nr 2, pp. 285—297.
- Doktorowicz-Hrebnicki S. (1935), Objasnienia do arkusza Grodziec. Warszawa, 218 p.
- Doktorowicz-Hrebnicki S., Bocheński T. (1952), Podstawy i niektóre wyniki paralelizacji pokładów węgla w Zagłębiu Górnośląskim. *Geol. Biul. Inf.* 1, pp. 13—14, Warszawa.
- Dopita M., Havlena V. (1959), Nove nalezy brouskovitych hornin v ostravske a petřvaldske dilci panvi. *Přir. Čas slezsky*, 20, pp. 523—526.
- Dvořák J. (1959), Rozwój facjalno-litologiczny dewonu i karbonu w Sudetach Wschodnich i na Morawach. *Kwart. geol.* 3, pp. 30—43.
- Dvořák J., Freyer G., Slezák L. (1959), Dalsi paleontologický dukaz devonskeho staři andelskohorskych vrstev (Weiterer paläontologischer Beweis des Devonalters der Engelsberger Schichten). *Věst. Ustř. ust. geol.* 34, pp. 457—458.
- Dvořák J., Havliček V. (1961), Brachiopoden der Stringocephalenkalke in Mähren. *Sbor. Ustř. ust.-geol.* 28, pp. 85—99 (1963).
- Dvořák J., Pták J. (1963), Geologische Entwicklung und Tektonik des Devons und Unterkarbons im Mährischen Karst. *Sbor. Geol. věd*, Ser. G. 3, pp. 49—84.
- Dżułyński S. (1955), O formie geologicznej występowania porfirów zalaskich (On the geological form of the porphyry in the vicinity of Zalas). *Biul. Inst. Geol.* 97, pp. 9—38.
- Dżułyński S., Smith A. (1960), Flisz jako facja (Flysch facies), *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 34, pp. 245—266.
- Dżułyński S., Ślaczka A. (1959), Przykład erozji dna basenu fliszowego (An example of large-scale bottom erosion in the flysch basin). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 29, pp. 327—334.
- Eliaš M. (1956), Remarks to the geology of the Andelska Hora beds in the vicinity of Andelska Hora in Silesia. *Rozpr. Č.S. Akad. Ved.*, 66 nr 9, pp. 1—36.
- Gradziński R., Radomski A., Unrug R. (1959), Preliminary results of Sedimentological investigations in the Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Chim. géol. et géogr.* 7, pp. 433—440.

- Gradziński R., Radomski A., Unrug R. (1961), Kierunki transportu materiału klastycznego w górnym karbonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Directions of transport of the clastic material in the Upper Carboniferous of the Silesian Coal Basin). *Kwart. geol.* 5, pp. 15—38.
- Havlena V. (1964), Geologie uhelných ložisek — Praha.
- Havlena V., Jaroš J., Pešek J. (1968), Sedimentary Formations of the Bohemian Massif. Intern. Geol. Congr. 23 Sess. Prague, *Guide to Exc. 4 A, C.*
- Heflik W., Siedlecka A. (1962), Charakterystyka petrograficzna otoczków skał wylewnych z utworów permskich okolic Olkusza (Petrographic characteristics of pebbles of effusive rocks occurring in Permian Sediments in the vicinity of Olkusz). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 32, pp. 71—81.
- Heflik W., Unrug R. (1965), Otoczaki skał egzotycznych z warstw łaziskich w rejonie Tych i Mikołowa (Pebbles of exotic rocks from the Łaziska beds in the Tychy and Mikołów area (Upper Silesia Coal Basin) *Acta geol. pol.* 15, pp. 85—98.
- Hokr Z. (1955), Hranice uhlonosti hornoslezské panve v okolí Ostravy na základě dosavadních výsledků geologického výzkumu. *Prirodov. sbor. Ostrav.* 16, pp. 480—505.
- Jachowicz A. (1967), Charakterystyka mikroflorystyczna górnośląskiego karbonu produktywnego w polskiej części zagłębia (Palynological investigations of the Upper Carboniferous in the Polish part of the Upper Silesia Coal Basin). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 37, pp. 41—64.
- Jachowicz A., Zieliński A. (1968), Exposures of Some Namurian Members in the north-eastern Part of the Upper Silesian Coal Basin. Geology of the Upper Silesian Coal Basin. Inf. Geol. Congr. 23 Sess., Prague, *Guide to Exc. N. C43*, Warszawa pp. 40—59.
- Jansa L., Blumenthal J. (1963), Výsledky strukturní hlubinné vrthy NP 339 u Českého Tešína (Results of the structural deep boring NP 339 near Český Tešín). *Vest. Ustr. Ust. Geol.* 38, pp. 123—127.
- Kadlec J., Tomsik J., Ormandy L. (1961), Brouskové horizonty ostravských vrstev v karbonu ostravsko-karvinského revíru. *Sb. Ustř. Ust. Geol.* 26, pp. 637—680.
- Konior K. (1965), Le Dévonien inférieur dans la base des sédiments du substratum paléozoïque des Karpates bordurales de la région Cieszyn—Andrychów. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Géol. Géogr.* No 3, pp. 215—219.
- Konior K. (1968), Dolny dewon z otworu wiertniczego Andrychów 4 (Lower Devonian in bore-hole Andrychów 4) *Kwart. geol.* 12, pp. 827—842.
- Konior K. (1969), Dewon dolny w profilach wierceń obszaru Bielsko—Andrychów (The lower Devonian from boreholes in the Bielsko—Andrychów region). *Acta geol. pol.* v. 19, fasc. 1, pp. 177—220.
- Konior K., Kwiatkowski S. (1965), Le substratum paléozoïque dans le forage U-1 au Sud de Ustroń. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Géol.-Géogr.* v. 13, no 4, pp. 215—299.
- Konior K., Tokarski A. (1959), Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna (New deep key bore-hole south of Cieszyn). *Biul. Inst. Geol.* 140, 79 p.
- Korejwo K. (1954), Fauna małżów słodkowodnych namuru okręgu rybnickiego (Fauna of non-marine Lamellibranches from the Namurian of the Rybnik district). *Acta geol. pol.* 4, pp. 93—180.
- Korejwo K., Teller L. (1967), Stratygrafia dolnego karbonu (górný wizen) z wierceń Sułów 1 i Lamki 1. La stratigraphie du Carbonifère inférieur (viséen supérieur) dans les forages Sułów et Lamki (Pologne du sud-ouest). *Acta geol. pol.* 17, pp. 299—313.
- Kotasowa A. (1968), Flora karbonu produktywnego w południowo-wschodniej części Zagłębia Górnośląskiego (rejon dąbrowski). The flora of the productive

- Carboniferous in the north eastern part of the Upper Silesian Coal Basin (Dąbrowa District). *Pr. Inst. Geol.* 52, pp. 7—71, Warszawa.
- K o v e r d ы n s k y B. (1964), Doměle vapencove vložky v kulmu a výsledky noveho mapovani v širsim okoli Šternberka. *Zpr. Vlast-ust. Olomouc*, 117, pp. 9—19.
- K o z i e ł S. (1969), Warunki sedimentacyjno-litologiczne w południowej części Zagłębia między Cieszynem a Jastrzębiem z uwzględnieniem tektoniki górotworu. Badania naukowo-techniczne mineralnych surowców karbonu Zagłębia Górno-i Dolnośląskiego oraz ich praktyczne wyniki. Katowice, pp. 59—69.
- K s i a ż k i e w i c z M. (1960), Pre-orogenic Sedimentation in the Carpathian Geosyncline. *Geol. Rdsch.*, 50, pp. 8—31.
- K u m p e r a O. (1959a), Geologicke mapovani v jižnim okoli Krnova. *Přir. Čas slezsky* 20, No 1, pp. 99—103.
- K u m p e r a O. (1959b), Přisperek k lithologii biloveckých vrstev (Contribution to the Lithology of Bilovec Beds). *Přir. Čas slezsky*, 20, pp. 139—160.
- K u m p e r a O. (1961), Geologie kulmu mezi Krnovem a Třemesnou (Geology of Culm near Krnov and Třemesna). *Přir. Čas slezsky*, 22, pp. 491—511.
- K u m p e r a O. (1966), Pohyb materialu a nastin facjálního vyvoje svrchního vise na Morave a v Slezsku (Paleocurrents and the outline of the Fan Development of the Upper Visean Strata in Moravia and Silesia). *Sbor. Ved. prac Vys. Škol. Banske, r. horn.-geol.* 12, č. 138, pp. 31—50.
- K u h l J. (1955), Petrografická klasifikace skal tvořících pokladom węgla w Zagłębiu Górnego Śląska (Classification petrographique des roches encaissantes les couches de charbon du Bassin de la Haute Silesie). *Pr. Gł. Inst. Górn.* 171, 32 p.
- K u h l J., K r u s z e w s k a K. (1965), Łupki ogniotrwale (ilowce krystaliczne) z warstw łazuskich w Śląsko-Krakowskim Zagłębiu Węglowym jako horyzonty przewodnie przy poralelizacji pokładów węgla (Les schistes refractaires crisallins des couches de Łaziska dans le Bassin Houiller de Silesie-Cracovie comme horizons Caracteristiques pour la paralelisation des gisements de houille). *Acta geol. pol.* 15, pp. 1—38.
- L i p i a r s k i I. (1966), Badania paleobotaniczne piaskowców z Filipowic. *Spraw. Pos. Kom. PAN Oddz. Kraków.*
- L i p i a r s k i I. (1967), Badania geologiczne piaskowców z Filipowic. *Spraw. Pos. Kom. PAN Oddz. Kraków.*
- L i p i a r s k i I. (1969), Martwica karniowicka — niezwykle utwór geologiczny — godny ochrony (Travertin de Karniowice, formation géologique rare et digne d'être protégée). *Ochr. Przyr.* 34, pp. 225—273.
- Ł y d k a K. (1958), Studia petrograficzne kulmu okolic Głubczyc (The petrographic Studies of Culm of Głubczyce region). *Arch. Miner.* 20, pp. 119—167.
- M a k o w s k i A. (1963), Osiadania w Polskim Zagłębiu Węglowym podczas karbonu produktywnego (Die Senkungen während des produktiven Karbons im Polnischen Steinkohlenbecken). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 12, pp. 431—461.
- M a t l K. (1965), Pozycja stratygraficzna dwóch najwyższych poziomów morskich warstw brzeżnych (namur A) w rejonie rybnickim (Position Stratigraphique des deux niveaux marins les plus supérieurs des couches marginales (Namurien A) de la région de Rybnik). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 35, pp. 443—466.
- M a t l K. (1966), Problem identyfikacji warstw zabrskich w niecce jejkowickiej karbonu rybnickiego (The problem of identification of the Zabrze (Saddle) beds in the Jejkowice trough of the Rybnik Carboniferous). *Prz. geol.* 6, pp. 265—268.
- M a t l K. (1967), Luka erozyjna u szczytu warstw porębskich (najwyższy namur A) w rybnickim okręgu węglowym (La lacune d'érosion dans la partie supérieure des couches marginales dans la Région Houillere de Rybnik — Haute Silesie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 37, pp. 109—118.

- Michael R. (1913), Die geologie des obersechlesischen Steinkohlenbezirkes. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst.* N.F. 71, 415 p.
- Migier T. (1963), Flora warstw łaziskich okolic Jaworzna (Flora of the Łaziska beds in the Jaworzno Vicinities), *Kwart. geol.* 7, pp. 63—72.
- Musiał Ł. (1967), O poziomach z fauną górnej części warstw porębskich (górnym namur A) w północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Fauna bearing horizons in the Upper Poręba beds (Upper Namurion A) in the north-eastern part of the Upper Silesia Coal Basin). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 37, pp. 101—107.
- Musiał Ł., Tabor M. (1964), Poziomy faunistyczne warstw grodzieckich i florowskich (namur A) we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Faunal horizons of the Grodziec and the Flora Beds in the eastern part of the Upper Silesian Coal Basin). *Kwart. geol.* 8, pp. 542—557.
- Niemczyk O. (1929), Die Ostrauer Schichten in der Gleiwitzer Sattelzone. *Diss. Univ.* 62 p., Leipzig.
- Nowak J. (1929), Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de Pologne). 160 p., Kraków.
- Oomkens E. (1967), Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. *Geol. en Mijnbouw.* 46, pp. 265—278.
- Patteisky K. (1929), Die Geologie und fossilführung der Mährisch-Schlesischen Dachschiefer und Grauwacken formation. Troppau, 354 p.
- Patteisky K. (1936), Die obercarbonischen Goniatiten der Hultschiner und Ostrauer Schichten. *Neues Jb. Miner. Beil.* — Bd B. 76, pp. 1—30.
- Petrascheck W. (1928), Die Kohlenrevire von Ostrau—Karwin—Krakau. *Z. Oberschles. Berg. u. Hüttenm. Ver.* 67.
- Piłat T. (1957), Otoczaki porfirowe z łupków górnego wizenu z okolic Zalas (Porphyric pebbles from the skulls of the Upper Visean of the region of Zalas). *Biul. Inst. Geol.* 115, pp. 167—194.
- PRACA ZBIOROWA: Utwory karbonu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. (w druku, in print).
- S. Bukowy: Pozycja Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i budowa podłoża karbonu.
- K. Bojkowski: Karbon dolny.
- A. Kotas: Morskie osady namuru A oraz problem przejścia w utwory produktywne.
- A. Kotas, W. Malczyk: Karbon górny — seria paraliczna.
- A. Kotas, W. Malczyk: Karbon górny — górnośląska seria piaskowcowa.
- J. Porzycki: Karbon górny — seria mułowcowa.
- Z. Dembowski: Karbon górny — Krakowska seria piaskowcowa.
- J. Rutkowski: Zagadnienia stefanu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym.
- S. Bukowy: Charakterystyka faunistyczna karbonu górnego.
- T. Migier: Charakterystyka florystyczna karbonu górnego.
- A. Jachowicz: Mikroflora i stratygrafia Górnośląskiego karbonu produktywnego.
- Roszek H., Siedlecki S. (1963), On the Presumably Late Silurian and Early Devonian Sediments in the Environs of Cracow. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. des Sc. géol. et géogr.* v. 11, No 1, pp. 15—22.
- Ryszka J., Cebulak S. (1964), Utwory tufogeniczne warstw porębskich z rejonu Chorzowa (Tuffogenic deposits of the Poręba beds in the region of Chorzów). *Prz. geol.* 10, pp. 408—413.
- Schmidt H. (1927), Stratigraphische Beobachtungen in den ostsudetischen Palaeozoikum. *Nachr. Ges. Wiss. zu Göttingen, math.-phys.*, pp. 347—362.
- Siedlecki S. (1951), Utwory stefañskie i permskie we wschodniej części Polskiego

- Zagłębia Węglowego (Le Stéphanien et le Permien dans la partie orientale du Bassin Houiller Polonais). *Acta geol. pol.* 2, pp. 300—344.
- Siedlecki S. (1954), Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (Palaeozoic formations of the Cracow region). *Biul. Inst. Geol.* 73, 415 p.
- Siedlecki S., (1962), On the Occurrence of Silurian in the Eastern and North-Eastern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. des Sc. géol. et géogr.* v. 10, No 1, pp. 41—46.
- Siedlecka A. (1964), Osady permu na północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego (Permian in the north-eastern border of the Upper Silesia Coal Basin). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 34, pp. 309—394.
- Siedlecka A., Kryzowska M. (1962), Badania nad genezą i rozprzestrzenieniem piaskowców karniowickich w północnym obrzeżeniu rowu krzeszowickiego (Studies of origin and distribution of the Karniowice sandstones north of the Krzeszowice graben). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 32, pp. 371—398.
- Skačel J. (1961), Uhelny vapenec v kulmske facii na Osoblažsku (Kohlenkalk in der Kulmformation des Mähr.-schlesischen Gesenkes bei Osoblaha). *Přírod. Čas. Slezsky* 22, pp. 459—464.
- Stahl A. (1932), Zur Tektonik des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst* 53, pp. 304—323.
- Stopa S. Z. (1936), O zmianie flory karbońskiej wśród pokładów węgla w Jaworznie i o jej znaczeniu stratygraficznym. (Änderung der Karbonflora und ihre stratigraphische Bedeutung in den Kohlenflötzen von Jaworzno in Poln. Steinkohlenbecken). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 12, pp. 294—334.
- Stopa S. Z. (1957a), Rośliny paprociolistne (Pteridophylla) górnego namuru i najniższej części westfalu w Zagłębiu Górnośląskim (Les feuilles de fougères (Pteridophylla) du Namurien supérieur et du Westphalien le plus bas dans le bassin houiller de la Haute Silésie). *Pr. Inst. Geol.* 13, 208 p., Warszawa.
- Stopa S. Z. (1957b), Warstwy zabrskie w okolicy Knurów i Sośnicy oraz w okolicy Bytomia (Zabrze beds in the vicinity of Knurów and Sośnica and in the vicinity of Bytom — Upper Silesia). *Prz. geol.* 8, pp. 358—364.
- Stopa S. Z. (1959), Nowe ujęcie warstw siodłowych: grupa warstw zabrskich = namur B (La modification de la notion des Couches anticlinales: Couches de Zabrze = Namurien B). *Zesz. Nauk. AGH* 22, *Geologia* z. 3, pp. 3—22.
- Stopa S. Z. (1967), Problematyka stratygraficznego podziału karbonu krakowsko-śląskiego w świetle paleobotaniki (Les problèmes de subdivision stratigraphique du Houiller Cracovio-Silesien à la lumière de la mégaflore). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 37, pp. 7—39.
- Stopa S. Z., Matl K. (1966), Biostratygrafia górnych warstw gruszowskich w południowej części niecki jejkowickiej. *Spraw. Pos. Kom. PAN Oddz. Kraków.*
- Svoboda J. (redaktor) (1966), Regional Geology of Czechoslovakia. Part. I, Prague, 668 p.
- Sztelak J. (1964), Znaczenie gospodarcze i stratygraficzne osadów montmorylonitowych w kopalniach Dąbrowskiego Zjednoczenia Przemysłu Węglowego. *Teknika Poszukiwań* 3, z. 10. Warszawa.
- Turnau E. (1962), The Age of Coal Fragments from the Cretaceous Deposits in the Outer Carpathians, Determined on Microspores. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. géol. géogr.* 10, pp. 85—90.
- Turnau-Morawska M., Lydka K. (1954), Studia petrograficzne nad arkozą kwaczalską (Petrographic Study of the arkose of Kwaczała). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 22, pp. 473—494.
- Unrug R. (1963), Warstwy istebniańskie — studium sedimentologiczne (Istebna beds — a fluxoturbidite formation in the Carpathian Flysch). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 33, pp. 49—92.

- Unrug R. (1964), Turbidites and Fluxoturbidites in the Moravia-Silesia Kulm Zone. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. géogr.* 12. No 3, pp. 187—194.
- Zajączkowski W. (1968), The Lower Carboniferous Sequence in the Eastern Part of the Upper Silesian Coal Basin. In: Intern. Geol. Cong. 23 Session Prague, *Guide to Excursion No C 43, Geology of the Upper Silesian Coal Basin*, Warsaw, pp. 27—40.
- Zeman J. (1960), Tektonische Entwicklung und synsedimentäre Falten in den variszischen Vortiefen. *Geologie* 9, pp. 227—258.
- Znosko J. (1962), Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpacciej Polski (Present status of Knowledge of Geological Structure of Deep Substratum of Poland Beyond the Carpathians). *Kwart. geol.* 6, pp. 485—511.
- Zelichowski W. (1926), Głazy egzotyczne znalezione w węglu z kopalni Grodziec w Grodźcu i Król-Pole Zachodnie w Królewskiej Hucie. *Prz. gór.-hutn.* 18, pp. 525—531.
- Zelichowski A. M. (1964), Cechy sedymentacji utworów dolnego karbonu okolic Głubczyc (Characteristics of sedimentation of the Lower Carboniferous in the vicinity of Głubczyce — Eastern Sudeten). *Acta geol. pol.* 14, pp. 79—113.
- Zelichowski A. M. (1964), Wstępne opracowanie profilu karbonu z Ostrzeszowa (Preliminary profile of the Carboniferous at Ostrzeszów). *Kwart. geol.* 8, pp. 102—109.

SUMMARY

Abstract. The Moravia-Silesia Basin is filled by a nearly continuous succession of sediments of the Variscan cycle, ranging from the Lower Devonian to Lower Permian. A marked asymmetry of facies distribution is related with differentiated mobility of the basin floor. Several sources of detrital material were active during the Carboniferous in areas bordering the basin. Major facies changes were associated with consecutive activation of these sources.

The Variscan Moravia-Silesia Basin is filled by a nearly continuous sedimentary series ranging from the Lower Devonian to Lower Permian. The integration of recent stratigraphic, facial and sedimentological studies permits to present a new account of its evolution. For earlier opinions the reader is referred to monographs by S. Czarnocki (1935), S. Siedlecki (1954), V. Havlena (1964) and J. Svoboda (1966).

Boundaries and substratum of the basin

The boundaries of the Moravia-Silesia Basin can be defined with a varying degree of exactitude. Their individual sectors were formed at different times and played various roles during the sedimentary evolution of the basin (Fig. 1).

The best defined western boundary is formed by the contact of sedimentary and parametamorphic Devonian rocks with the Algonkian crystalline rocks of the plutonic massif of Brno and of the metamorphic zones of Moravia and of Eastern Sudetes. The southern boundary extends from the area of Brno eastward to Kraków. On the stretch between Cieszyn and Kraków the approximate position of this boundary is placed south of a line of bore-holes which pierced Devonian beds underlain here by metamorphic and plutonic rocks (K. Konior and A. Tokarski, 1959; K. Konior, 1969).

The north-eastern boundary is formed by the Caledonian fold belt of Kraków (J. Znosko, 1962), where the Devonian overlies sedimentary rocks of Early Palaeozoic and Algonkian age (S. Siedlecki, 1962; S. Bukowy, 1964). The position of the northern boundary of the basin is defined least accurately. Most probably it should be placed along the western prolongation of the Kraków fold belt (A. Siedlecka, 1964). However, the position of the contact of the sedimentary rocks of the Variscan cycle with the area neighbouring from the north, which was eroded during the major part of the Late Carboniferous is not clear.

The unconformable contact of the Devonian sedimentary rocks with Early Palaeozoic and older rocks known from various parts of the Moravia-Silesia Basin indicate, that its basement is formed by a Caledonian fold zone.

Phases of evolution of the basin

Four phases are distinguished in the course of evolution of the Moravia-Silesia Basin, viz. the phase of transgression, the phase of bathyal and neritic sedimentation, the phase of filling by detrital sediments, the latter followed by folding of the basin, and the subsequent phase of deposition of the sedimentary cover of the folded basin.

The asymmetry of the development of the Moravia-Silesia Basin is expressed by the diachronous character of some of these phases. The detrital sediments associated with the phase of transgression range in age from the Zigenian in the northern part of the basin to the Frasnian in the southern part. The phase of neritic and bathyal sedimentation which followed the former, ended in the Early Viséan in the western part of the basin, while it lasted till the late Viséan in the eastern part. The following phase of filling the basin with detrital sediments lasted till the end of Westphalian. The sedimentary cover of the folded basin was deposited during the Stephanian and Early Permian.

The phase of transgression

The Early Devonian transgression came from the north, and covered first the western part of the Moravia-Silesia Basin; quartzitic sandstones and conglomerates of the Vrbno beds deposited there contain a Zigenian and Emsian marine fauna known since a long time. At the southern extremity of the basin, in the region of Brno, the detrital sediments beginning the Variscan sedimentary cycle are overlain directly by limestones of Frasnian age.

The presence of variegated sandstones, siltstones and claystones was established by bore-holes along the southern and eastern margin of the basin. These deposits containing a psyllophyte flora (Konior, 1965; S. Alexandrowicz, 1970), were assigned to the Emsian. They were deposited in a non-marine environment. Their thickness is variable, ranging from a few m up to 200 m (Fig. 2).

The phase of neritic and bathyal sedimentation

The carbonate series: Middle Devonian — Upper Viséan

The carbonate series known from surface exposures and bore-holes along the southern and eastern margin of the basin overlies the basal clastic rocks, but locally extends farther, resting directly over crystalline

rocks of the basement of the basin. The carbonate series consists of dolomites and limestones. The major part of the latter contains a rich fauna of corals, thick-shelled brachiopods, amphipora and stromatopora, indicating a shallow-marine sedimentary environment.

In the Moravian Karst situated near Brno at the south-western extremity of the basin, the carbonate series begins with coral-amphipora-stromatopora limestones of Givetian and Frasnian age, while in the upper part of the series the Fammenian, Tournaisian and lowermost Viséan consist of thin bioclastic and nodular limestones which may represent sediments of deeper water (I. Chlupač, 1964). The thickness of the carbonate series amounts in this region to 1000 m.

In the area of Cieszyn and Bielsko the carbonate series, known only from bore-holes, begins with dolomites assigned to the Eifelian, overlain by amphipora-brachiopod limestones of Givetian age which are followed by Frasnian and Fammenian limestones. The top surface of the limestone series is erosional, and the overlying Upper Viséan claystones are resting upon various Devonian members. The thickness of the preserved part of the carbonate series ranges up to c. 700 m.

Carbonate sedimentation lasted without interruption since the Eifelian till the end of the Upper Viséan in the eastern marginal part of the basin. In the region of Krzeszowice the carbonate series begins with Eifelian and Lower Givetian dolomites, followed by Upper Givetian, Frasnian and Fammenian amphipora-stromatopora limestones, and Tournaisian and Viséan coral-brachiopod limestones. The thickness of the carbonate series in this region exceeds 1000 m.

Only one bore-hole at Maczki (east of Katowice) reached the carbonate series under the Silesian Coal Basin. The thickness of the Fammenian, Frasnian and Givetian carbonate rocks drilled through was c. 700 m, but the base of the series was not reached. The Devonian carbonate rocks are overlain by Upper Viséan shales with a thin limestone at the base.

The shale-radiolarite series: Emsian — Lower Viséan

Shales of Emsian and Eifelian age with intercalations of volcanic rocks overlie the basal clastic rocks in the western part of the Moravia-Silesia Basin. The volcanic rocks consist of spillites, diabases, agglomerates and tuffites, accompanied by rare keratophyres (V. Barth, 1964). The shales c. 100 m thick, pass upwards into an impersistent limestone c. 50 m thick of Givetian-Frasnian age, followed by shales and radiolarites up to 100 m thick. The age of the latter, established on conodont faunas ranges from Upper Frasnian to the lower part of Lower Viséan (I. Chlupač, J. Zikmundová, V. Zukařová, 1968).

The facies distribution indicates, that a geosynclinal trough trending north-south formed in the western part of the Moravia-Silesia Basin in the Early Devonian. The deep-water shale-radiolarite series and the associated products of submarine volcanism were deposited in this trough, while the carbonate series was deposited in shallow sea in the remaining part of the basin (Fig. 3).

The sediments formed during the phase of neritic and bathyal sedimentation are devoid of clastic material coarser than pelite. It seems that the boundaries of the basin were non-existent during the discussed phase, and the facial regions described above (especially the region of sedimentation of the carbonate series) extended far beyond their present boundaries. This is suggested also by faunistic affinities with the Rhine

region and the Palaeothetys (I. Čhlupač, 1964). The lack of detrital material coarser than pelite in the Tournaisian and lowermost Viséan rocks of the shale-radiolarite series suggests that the absence of Tournaisian and Lower Viséan rocks in a large part of the basin is caused by a post-lowermost Viséan erosion.

The phase of filling the basin by detrital sediments

The flysch series: upper part of Lower Viséan — Lower Namurian A.

The flysch series c. 4000 m thick overies the carbonate series and the shale-radiolarite series in the western part of the basin. It consists of conglomerates, graded sandstones, siltstones and shales, locally metamorphosed into slates. Fine-grained clastic rocks prevail in the uppermost part of the series.

The stratigraphic position of the flysch series was discussed for a long time. Upper Viséan goniatite faunas have been known since a long time in the upper part of the flysch series. Upper Devonian fossils have been found in the lower part of the series (H. Schmidt, 1927; J. Dvořák, G. Freyer and L. Slezák, 1959), but recently it has been concluded that these fossils were redeposited (B. Koverdński, 1964). The establishment of the age of the top of the carbonate series and of the shale-radiolarite series directly underlying the flysch series, as lowermost Viséan, permits to assign the base of the Flysch series to the upper part of the Lower Viséan.

The upper boundary of the flysch series is formed by the fossiliferous Štur marine horizon of lower Namurian A age, which marks the base of the paralic coal-bearing series.

The flysch series was regarded for a long time as a shallow marine or deltaic deposit (K. Pateisky, 1929), and M. Eliáš (1956) was the first to call attention to the flysch character of these rocks. Later O. Kumpéra (1959 and later papers) and R. Unrug (1964) proved that the features of the discussed series correspond exactly to the definition of the flysch facies. The detrital material of the flysch sandstones and conglomerates was transported by turbidity currents northward (Fig. 4) as indicated by the distribution of grain size in the basin and by directional sedimentary structures. The principal source of the clastic material derived from the Bohemian massif was situated at the south-west extremity of the basin, while the inner part of the Eastern Sudetes also supplied some material (Fig. 4).

It is concluded therefore, that the western boundary of the Moravia-Silesia Basin has been formed at the beginning of the sedimentation of the flysch series. The Lower Carboniferous flysch rocks found in boreholes in the region of Opole, Ostrzeszów and Rawicz suggest, that the sedimentary basin of the flysch series extended far to the north. The flysch series has been deposited in the trough formed during the preceding phase of evolution of the basin. This trough was bordered in the east by the sedimentary basin of the claystone series, which is coeval with the flysch series. The boundary between these two series is concealed under the Upper Carboniferous rocks of the Upper Silesia Coal Basin.

The claystone series: Upper Viséan — lower Namurian A

The claystone series is known from the southern and eastern part of the Moravia-Silesia Basin. In the south the Upper Viséan claystone series

overlies various stages of the Devonian. In the east the bore-holes did not reach beds older than the Upper Viséan.

The claystone series consists of dark-grey claystones and siltstones, with infrequent intercalations of fine-grained sandstones. Rare intercalations of detrital and nodular limestones, dolomites, conglomerates and tuffites occur at the margins of the basin. The thickness of the claystone series ranges from c. 100 m in the southern part of the basin, to c. 1000 m in the north-eastern part. The Viséan — Namurian boundary lies within the claystone series and can be determined only on the basis of fossils.

The coal-bearing series

The coal-bearing series overlies the flysch series in the western part of the basin, and the claystone series in the eastern part. The lower boundary of the coal-bearing series is placed at the fossiliferous Štur marine horizon in the lower Namurian A, while the top of the Westphalian forms the upper boundary. The coal-bearing series consists of the lower paralic series (Namurian A), and the upper limnic series (Namurian B, C and Westphalian). The area of occurrence of these series forms the Upper Silesia Coal Basin.

The paralic coal-bearing series

The paralic series overlies conformably the marine rocks of the lowermost Namurian A without break in sedimentation. Its upper boundary is formed by the base of the lowermost coal seam of the limnic series (seam 510 in Poland, equivalent to the seam Prokop in Czechoslovakia). This seam is absent locally in the western part of the coal basin, and the boundary between the paralic series and the overlying limnic series is erosional in these areas. A large hiatus embracing the upper part of the paralic series and the lower part of the limnic series exists in the south-eastern part of the coal basin. The thickness of the paralic series amounts to c. 3500 m in the western part of the coal basin, decreasing to a few hundred m in the south-eastern part.

The paralic series consists chiefly of claystones, siltstones and fine-grained sandstones, while coarse-grained sandstones and conglomerates occur rarely. Thin marl beds are present occasionally. Pyroclastic material is common, occurring both dispersed in the terrigenous rocks and forming intercalations of tuffogenic rocks. Phytogenic rocks are represented by coals, coal shales and sapropelites, the latter occurring chiefly at the roof of coal seams.

Marine rocks are determined on the basis of the presence of marine fossils. Petrographic criteria enable to assign a marine origin also to unfossiliferous marls, marly varieties of claystones and siltstones, sandstones with calcareous cement, and some well sorted quartz sandstones. The marine rocks form therefore a larger proportion of the paralic series than it is estimated on the basis of occurrence of fossils. Yet, the distribution of the unfossiliferous marine rocks is still poorly known.

Two types of marine bands are present in the paralic series. One comprise widespread marine intercalations which can be traced over a major part of the entire coal basin and have considerable thicknesses usually exceeding 100 m and ranging up to 270 m. In most profiles the facial development suggest a regular transgressive-regressive cycle. The second type comprise minor thin marine intercalations occurring over relatively small areas, usually in the roof of coal seams.

The widespread marine intercalations are used as markers for the delimitation of lithostratigraphic members in the paralic series.

Some fossiliferous horizons contain only species of the genera *Lingula* and *Orbiculoidea*. They are usually referred to as „*Lingula* bands” and regarded as indicators of brackish lagoonal conditions of sedimentation.

Fossiliferous horizons containing only assemblages of fresh-water lamellibranchs occur usually at the roof of coal seams.

The distribution of the marine bands in the coal basin is extremely characteristic. The largest number of marine bands is present in the north-western part of the basin. Towards the south and east the number of marine bands decreases, as they become replaced by „*Lingula* bands” and fresh-water fossiliferous horizons (K. B o j k o w s k i, 1967; Ł. M u s i a ł, 1967; Ł. M u s i a ł and A. T a b o r, 1964).

The proportion of sandstones increases generally in the southern part of the coal basin, especially in the Cieszyn area. Some members of the paralic series do not contain coal seams in this region.

Directions of cross-stratification in the sandstones of the paralic series indicate that the detrital material was transported by palaeocurrents flowing north and north-east (R. G r a d z i ń s k i, A. R a d o m s k i and R. U n r u g, 1959, 1961). The grain size of a major conglomerate tongue (the Zamek conglomerate), present in the uppermost member of the paralic series in the western part of the coal basin, decreases to the north. All these data indicate, that the source area of the clastic material of the paralic series was situated south and possibly also east of the coal basin, while the marine ingressions advanced from the north (Fig. 5).

The paralic series is interpreted as a deltaic complex, composed of rocks deposited in fluvial, limnic, lagoonal and marine environments. This complex expanded to the north-west. In the lower members of the paralic series the coal disappears in the north-west part of the coal basin, where the proportion of the marine rocks increases; this area corresponds probably to the delta front. During the deposition of the higher members of the paralic series which contain a normal proportion of coal, the delta front migrated probably farther to the north-west, and was situated beyond the present erosional boundary of the coal basin.

Evidence of the original extent of the paralic coal-bearing beds north of the present boundary of the coal basin is provided by the presence of pebbles of Lower Namurian coals in sandstones of the limnic series of Namurian C and Westphalian age. The detrital material of these sandstones was transported from the north.

The disappearance of the flysch facies and claystone facies, and the transition to deltaic conditions of deposition of the coal-bearing paralic series was associated with an uplift of the southern and south-eastern border of the Moravia-Silesia Basin. At first the uplift did not affect the area of the basin proper, as there is a continuous transition from the marine beds to the paralic series, but later the south-eastern part of the coal basin was also uplifted, and the uppermost member of the paralic series is missing in that area. The presence of tuffogenic rocks and of dispersed tuffogenic material in the paralic series indicates that the diastrophic activity in the border of the basin was associated with volcanism.

The limnic coal-bearing series

The limnic coal-bearing series overlies concordantly the paralic series in the western part of the coal basin. Erosional channels truncating the

uppermost part of the paralic series are present locally in the region of Rybnik.

In the south-eastern part of the coal basin the limnic series is overstepping the erosional surface truncating the upper part of the paralic series.

The upper boundary of the limnic series is formed by the erosional surface truncating the uppermost Westphalian beds. This surface developed after the Asturian folding of the basin.

The maximum aggregate thickness of the limnic series amounts to c. 4000 m. The thickness preserved after the folding of the basin and subsequent erosion amounts to c. 2900 m in the west, while in the east it is inferior to 1000 m.

The limnic series consists of quartz, polymictic and intraclast conglomerates, fine- to coarse-grained sandstones, siltstones and claystones, accompanied by coals, coal shales and sapropelites. Tuffogenic rocks and siderites form minor constituents.

Lithology provide a basis for a tripartite division of the limnic series (S. Stopa, 1967). The lower member called the Upper Silesia sandstone series (Namurian B-C) is marked by a predominance of sandstones, a high proportion of conglomerates, and the presence of thick coal seams. The middle member called the siltstone series (Westphalian A-B), consists chiefly of siltstones and claystones, and the coal seams are thin and relatively impersistent. The upper member is formed by the Kraków sandstone series (Westphalian C-D) composed of coarse grained sandstones, conglomerates and thick coal seams.

The Upper Silesia sandstone series is absent in the south-eastern part of the coal basin. During the deposition of the siltstone series the sedimentary basin of the limnic series gradually expanded to the south-east. The Kraków sandstone series is present mainly in the eastern part of the basin, but the limits of its occurrence are erosional and were formed after the folding of the basin.

The limnic series is interpreted as a continental accumulation cover deposited on an alluvial plain. The directions of cross-stratification of the sandstones show a consistent palaeocurrent system transporting the material to the south and south-east (Fig. 6). The individual cyclothems of the Kraków sandstone series contain elongated sandstone bodies with long axes trending NW-SE (Z. Dembowski, 1967; Z. Dembowski and R. Unrug, 1970). It is concluded therefore, that the source area of the detrital material of the limnic series was situated north of the Moravia-Silesia Basin. The uplift of this area after the Namurian A was associated with a definite withdrawal of the sea, and the transformation of the paralic coal basin into a limnic one. The northern boundary of the Moravia-Silesia Basin was formed at that time.

The lithologic development of the limnic series suggests that the source area was vigorously uplifted in two phases. During the deposition of the Kraków sandstone series erosion unroofed large areas of crystalline rocks in the source area, as indicated by the high proportion of feldspars in the sandstones, and the presence of pebbles of granites and gneisses (W. Heflik and R. Unrug, 1965).

There are no data suggesting the proximity of the southern margin of the area of deposition of the limnic series. It is concluded tentatively, that this area extended far south of the present erosional boundary of the Moravia-Silesia Basin.

Folding of the basin

The sedimentary series filling the Moravia-Silesia Basin are folded. The youngest beds affected by the folding are belonging to the Westphalian D, and therefore the folding is assigned to the Asturian phase. The intensity of folding much greater in the western part of the basin than in its eastern part, and the presence of two systems of folds—one striking NNE-SSW with transverse undulations, the other striking WNW-ESE, pose the problem of the number of folding phases, discussed in the literature since a long time.

Three opinions were expressed hitherto, one regarding the NNE-SSW fold system as older, and the transverse undulations and folds trending WNW-ESE as younger, the second holding that the reverse is true, the third claiming that only one phase of folding was active in the Moravia-Silesia Basin, and that the two fold systems reflect an adjustment of the folded series to rigid frames of the basin. The latter view was supported recently by results of studies of microtectonic structures (V. Havlena, 1964).

The present state of knowledge of the sedimentary evolution of the Moravia-Silesia basin suggests that various sectors of the areas bordering the basin were subject to uplift, possibly associated with folding, in various phases of the Variscan orogeny. The basin itself was folded probably only once in the Asturian phase.

The sedimentary cover of the folded basin

The sedimentary cover of the folded basin as defined here consists of rocks belonging to the Variscan diastrophic-sedimentary cycle, formed after the Asturian folding of the basin. This cover is present on small areas in the eastern and northern part of the basin, and consists of two accumulation covers, overlying unconformably the older rocks.

The lower cover, assigned to the Middle Stephanian (S. Siedlecki, 1951) consists of the pebbly Kwaczała arkose containing intercalations of red clays in the northern part of its area of occurrence. Cross-stratification indicates palaeocurrents flowing to the north-east. The deposition of the Kwaczała arkose was associated with an uplift of the southern border of the Moravia-Silesia Basin. It is possible that the present southern boundary of the basin was formed at that time.

The second accumulation cover, assigned to the Lower Permian, occurs in a narrow belt along the eastern and northern margin of the basin, filling grabens formed in the final stages of deformation of the basin (Fig. 7). It consists of coarse-grained conglomerates composed of limestone and porphyry pebbles, sandstones, red clays with intercalations of gypsum and sandy limestones, tuffs, tuffites, effusive porphyries and melaphyres. A fresh-water limestone occurs locally. The detrital material of these rocks was derived from local source areas, built of older series filling the Moravia-Silesia Basin (A. Siedlecka, 1964). The centers of volcanic eruptions and effusions are associated with faults limiting the grabens containing the Lower Permian rocks.

The relation of diastrophism and sedimentation

The sedimentary evolution of the Moravia-Silesia Basin was controlled by two factors: the differentiated subsidence of the area lying between the

Bohemian Massif and the Caledonian Kraków fold belt, and the uplift of various sectors bordering the basin.

The first two phases of evolution of the basin i.e. the phase of transgression and the phase of neritic and bathyal sedimentation were associated with subsidence over a large area. The limits of the basin were not yet formed, and only the geosynclinal furrow extending along the eastern margin of the Bohemian Massif was individualized. This furrow was the site of accumulation of bathyal sediments and products of submarine volcanism. Uniform neritic conditions of sedimentation existed on the remaining part of the basin and there was no supply of terrigenous material coarser than pelite.

The next phase, that of filling the basin by detrital sediments, was marked by intense diastrophism in areas bordering the basin. These movements led to the formation of the boundaries of the Moravia-Silesia basin, and the facial changes which occurred during this phase were associated with uplift of various segments of the basin border.

The last movements in the southern border of the basin occurred after the Asturian folding, and uplifted the source area of the material of the lower sedimentary cover of the folded basin. The upper cover consists of material derived from local source areas lying within the basin.

*Department of Geology
Jagellonian University
Geological Survey
Upper Silesia Branch*

translated by R. Unrug