

Wojciech NEMEC*

WARSTWY WAŁBRZYSKIE (DOLNY NAMUR) W ZAGŁĘBIU WAŁBRZYSKIM ANALIZA ALUWIALNEJ SEDYMENTACJI W BASENIE WĘGLOWYM

SPIS TREŚCI

Streszczenie	7
Wstęp	8
Warstwy wałbrzyskie	9
Litofacje	16
Litofacja A: zlepieńce i piaskowce zlepieńcowate	16
Litofacja B: piaskowce przekątnie warstwowane w dużej skali	18
Litofacja C: piaskowce przekątnie warstwowane w malej skali	22
Litofacja D: naprzemianległe cienkie piaskowce i mułowce	22
Litofacja E: mułowce i ilowce	26
Litofacja F: utwory ze stymariami i bioturbacjami roślinnymi	27
Litofacja G: węgle i łupki węgliste	27
Anatomia facjalna i środowisko sedymentacji	28
Subśrodowisko koryt aluwialnych	30
Subśrodowisko terenów pozakorytowych	31
Relacje przestrzenne	32
Paleogeografia	35
Warunki akumulacji fitogenicznej	44
Tempo depozycji serii węglonośnej	46
Korelacja profilów i względne tempo depozycji osadu	49
Metoda korelacji profilów serii węglonośnej	49
Przykładowe korelacje profilów warstw wałbrzyskich	52
Problem stosunku warstw białokamięskich do warstw wałbrzyskich	56
Zastosowanie analizy facjalnej w praktyce geologiczno-górnictwej	60
Miąższość i rozciągłość pokładów węgla	61
Charakter jakościowy stropu pokładu	62
Literatura	65
Addenda	67
Wałbrzych Beds (Lower Namurian, Wałbrzych Coal Measures): analysis of alluvial sedimentation in a coal basin – summary	69

STRESZCZENIE

Warstwy wałbrzyskie (dolny namur) stanowią najniższą, węglonośną jednostkę litostratygraficzną w profilu śródsudeckiego karbonu górnego. Praca przedstawia wyniki analizy facjalnej, której celem było zrekonstruowanie środowiska sedymentacji tej miąższej (ponad 200 m) serii osadów kontynen-

talnych. Depozycja warstw wałbrzyskich zachodziła w środowisku aluwialnej równiny rzek meandrujących, w którym akumulacja fitogeniczna związana była z niezbyt rozległymi bagnami torfowiskowymi na obszarze basenów powodziowych. Odtworzono anatomie facjalną badanej serii utworów

* Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

oraz omówiono charakter procesów depozycyjnych i fizjografię środowiska jej sedymentacji. Rekonstrukcja paleogeograficzna wskazuje, że w początkowym stadium sedymentacji (niższa część warstw wałbrzyskich) rzeki meandrujące funkcjonowały przypuszczalnie jako duże koryta rozprowadzające w górnej (całkowicie lądowej) części aluwialnej równiny deltowej; paleogeograficznie jest to spójne z deltowym środowiskiem sedymentacji niżejległego kulmu ze Szczawną (górny wizen).

Na podstawie rekonstrukcji środowiska sedymentacji zostały omówione szczegółowo warunki akumulacji fitogenicznej w basenie wczesnonamurskim. Rozważania na temat tempa depozycji badanej serii węglonośnej prowadzą do wniosku o istnieniu znacznych luk stratygraficznych w jej

profilu. Potwierdza to niezależnie korelacja profili. Zaproponowano w pracy nową, ilościową metodę korelacji profili serii węglonośnej, demonstrując jej zastosowanie na przykładzie wybranych profili warstw wałbrzyskich. Metoda ta pozwala dodatkowo na ocenę względnego tempa depozycji w profilach i na identyfikowanie w nich luk stratygraficznych. Rozważania na temat stosunku warstw białokamięńskich do warstw wałbrzyskich prowadzą do stwierdzenia, że kontakt tych serii jest depozycyjny i nie wiąże się z nim żadna istotna dyskordancja. Pracę kończy omówienie praktycznego aspektu analizy facjalnej i wskazanie na jej potencjalną przydatność w rozwiązywaniu niektórych problemów górniczych towarzyszących eksploatacji złoża węgla.

WSTĘP

Warstwy wałbrzyskie to ponad dwustumetrowej miąższości seria dolnonamurskich utworów węglonośnych, rozpoczynająca profil stratygraficzny śródsudeckiego karbonu górnego. Wraz z wyżejległymi warstwami żaclerskimi (dolny westfal) seria ta stanowi sudeckie złożo węgla kamiennego. Złożo to znane jest z występujących w nim węgli antracytowych i wysokiej jakości węgla koksujących. Pokłady węgla eksploatowane są w dwóch blisko siebie położonych zagłębiach – Zagłębiu Wałbrzyskim i Zagłębiu Noworudzkim, które razem tworzą Dolnośląskie Zagłębie Węglowe.

Serie skalne śródsudeckiego karbonu górnego od dawna stanowiły i stanowią w dalszym ciągu obiekt intensywnych badań geologicznych, prowadzonych przede wszystkim z racji gospodarczego znaczenia tych utworów. Jednak nawet w Zagłębiu Wałbrzyskim, obszarze najlepiej dotychczas poznanym, znajomość pierwotnych warunków depozycji serii węglonośnych wciąż pozostawia bardzo wiele do życzenia. Dotyczy to przede wszystkim warstw wałbrzyskich, które są stosunkowo najgorzej odsłonięte na powierzchni terenu i eksploatowane przez jedną tylko wałbrzyską kopalnię. W ramach tych ograniczonych możliwości autor podjął próbę analizy facjalnej, opierając na niej fizjograficzną i paleogeograficzną rekonstrukcję środowiska sedymentacji warstw wałbrzyskich. Niniejsza praca stanowi podsumowanie tych badań.

Pracę rozpoczyna ogólna charakterystyka warstw wałbrzyskich, naświetlająca różne aspekty geologii tej serii skalnej i wprowadzająca czytelnika w problematykę literaturowych dyskusji i kontrowersji z nią związanych; całość materiału informacyjnego podana została w konwencji for-

malnego opisu jednostki litostratygraficznej. Dwa dalsze rozdziały poświęcone są analizie facjalnej. Rozpoczyna ją opis i krótka interpretacja wyróżnionych litofacji. Potem w kolejności omawiano anatomie facjalną badanej serii utworów i środowisko jej depozycji oraz przedstawiono rekonstrukcję fizjograficzną i paleogeograficzną tego środowiska. W trzech kolejnych rozdziałach scharakteryzowano warunki akumulacji fitogenicznej w zrekonstruowanym środowisku, rozważono zagadnienie tempa depozycji badanej serii węglonośnej oraz przedstawiono propozycję ilościowej metody korelacji profili tego rodzaju serii i oceny względnego tempa depozycji w profilach. Odrębny rozdział poświęcony jest relacji między warstwami wałbrzyskimi i białokamięńskimi, a więc zagadnieniu należącemu do najbardziej kontrowersyjnych w literaturze regionalnej. Pracę kończy omówienie możliwości zastosowania analizy facjalnej i wskazanie na jej potencjalną przydatność w przemyśle wydobywczym.

Podziękowania. Autor pragnie podziękować geologom mgr. inż. Kazimierzowi Kmakowi (Kopalnia „Thorez”), mgr. inż. Michałowi Pacierpnikowi i mgr. inż. Kazimierzowi Skolskiemu (Kopalnia „Victoria”) oraz mgr. inż. Stanisławowi Eliaszkowi (Kopalnia „Wałbrzych”) i mgr. Łucjanowi Lewickiemu (Kopalnia „Wałbrzych”, obecnie „Victoria”) za umożliwienie mu zebrania archiwalnych danych geologicznych i przeprowadzenia obserwacji podziemnych na terenie kopalń wałbrzyskich w latach 1976–1977. Badania przeprowadzono za zgodą dyrekcji ówczesnego Zjednoczenia Górnictwa Węglowego. W trakcie profilowania odsłoneń powierzchniowych latem 1982 roku towarzyszył w terenie autorowi magistrant, Leszek Kurowski, którego pomoc i miłe towarzystwo nie mogą pozostać bez podziękowania. Autor wyraża także podziękowanie mgr. Barbarze Nawój, która cierpliwie wykonała czystorysy ilustracji do tej publikacji.

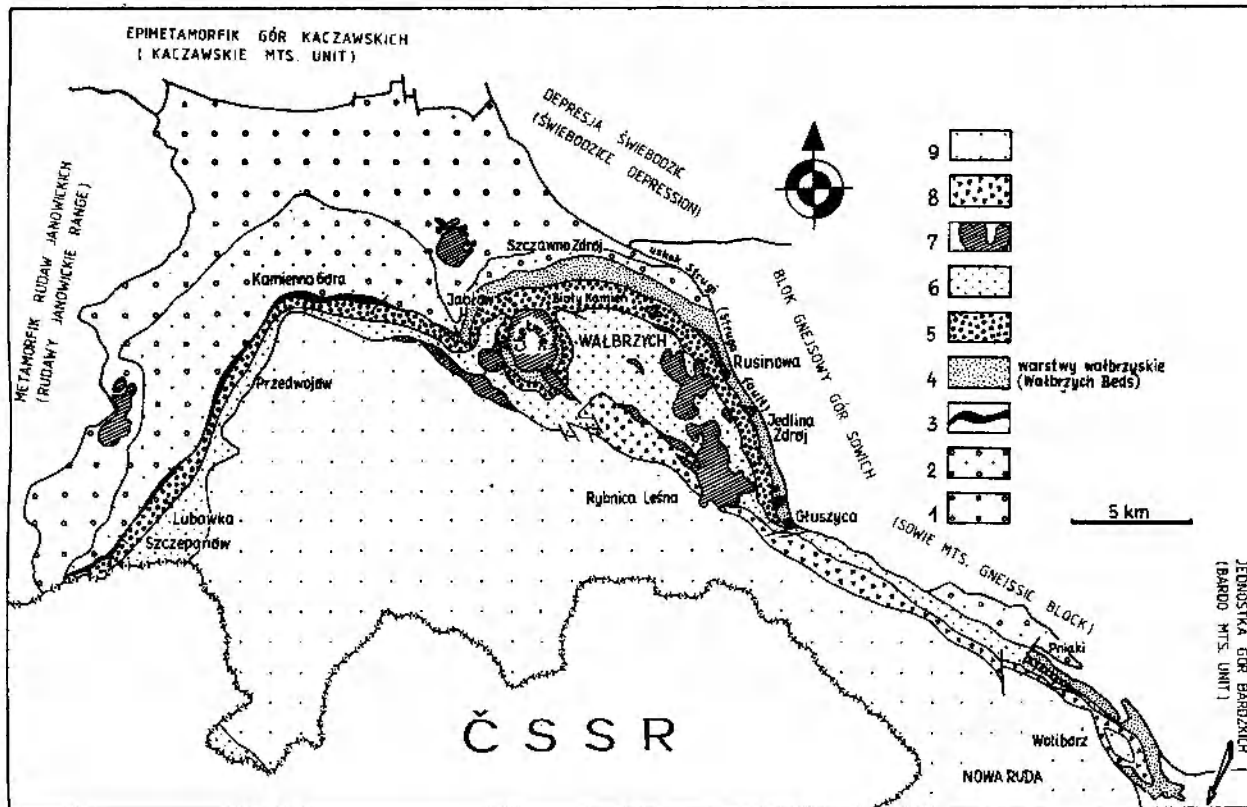


Fig. 1

Szkic geologiczny północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej, ukazujący pasmo wychodni warstw wałbrzyskich i geologiczny kontekst tej serii w Zagłębiu Wałbrzyskim (uproszczony fragment *Mapy Geologicznej Regionu Dolnośląskiego* pod red. L. Sawickiego, 1967; niektóre szczegóły uzupełnione według mapy Augustyniaka i Białasa, 1962)

Objaśnienia: 1 – kulm „starszy”; 2 – kulm „młodszy” (kulm ze Szczawna); 3 – poziom (warstwy) z Przedwojowa; 4 – warstwy wałbrzyskie; 5 – warstwy białokamieńskie; 6 – warstwy żaclerskie; 7 – wulkanity karbońskie; 8 – warstwy glinickie i ludwikowickie; 9 – utwory młodsze (czerwony spągowiec, pstry piaskowiec i górna kreda). Stratygrafia karbonu wałbrzyskiego zob. fig. 2

Geological sketch-map of a northwestern fragment of the Intra-Sudetic Basin, showing the outcrop belt of the Wałbrzych Beds and their overall geological context in the Wałbrzych Coal Basin (simplified fragment of the *Geological Map of Lower Silesia* edited by L. Sawicki, 1967; some complementary details after Augustyniak and Białas, 1962)

Explanations: 1 – „Older” Kulm; 2 – „Younger” Kulm (Kulm of Szczawno); 3 – Przedwojów Horizon (or Beds); 4 – Wałbrzych Beds; 5 – Białokamień Beds; 6 – Żacler Beds; 7 – Carboniferous volcanites; 8 – Glinik Beds and Ludwikowice Beds; 9 – younger rock series (Rotliegendes, Bunter, and Upper Cretaceous). For Carboniferous stratigraphy of the Wałbrzych Coal Basin see fig. 2

WARSTWY WAŁBRZYSKIE

W istniejącym, nieformalnym podziale litostratygraficznym śródsudeckiego karbonu górnego warstwy wałbrzyskie stanowią jednostkę najniższą stratygraficznie i reprezentują zarazem najniższą serię utworów węglonośnych eksploatowanych w Zagłębiu Dolnośląskim. W rozdziale tym przedstawiona jest definicja i ogólna charakterystyka omawianej jednostki litostratygraficznej, przy czym informacje skompilowano i podano tutaj w taki sposób, aby ułatwić przyszłą formalizację tej jednostki (formalna nazwa jednostki powinna brzmieć „formacja wałbrzyska”). Formalizowanie pojedynczej jednostki, w odosobnieniu od pozostałych, uznał tutaj autor za nieco przed-

wczesne i z wprowadzeniem nazwy formalnej proponuje poczekać do momentu, gdy nastąpi już jednoczesna formalizacja wszystkich lub przynajmniej większości jednostek litostratygraficznych śródsudeckiego karbonu górnego. Formalizacja istniejącego podziału, choć z wielu względów bardzo pożądana i z pozoru prosta, wymagać będzie jednak jeszcze gruntownego przemyślenia wielu szczegółów, a zwłaszcza samej hierarchii jednostek.

Historia. Nazwa „warstwy wałbrzyskie” została wprowadzona do polskiej literatury regionalnej przez Teisseyre’a (1952). Nazwa ta stanowi dosłowny polskojęzyczny ekwiwalent pierwotnej

nazwy niemieckiej „Waldenburger Schichten”, wprowadzonej do literatury przez Stura (1874). W lokalnej nomenklaturze górniczej warstwy wałbrzyskie określane są także nazwą „wałbrzyska seria spągowa” (w odróżnieniu od „wałbrzyskiej serii stropowej” odpowiadającej warstwom żaclerskim; zob. fig. 2). Ten ostatni podział jest

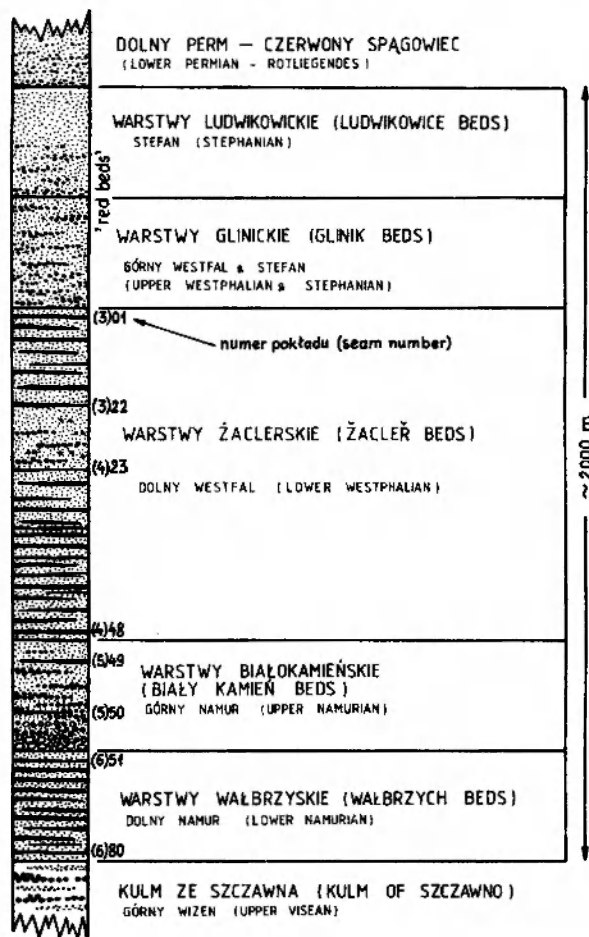


Fig. 2

Litostratygrafia karbonu w obszarze wałbrzyskim niecki śródsudeckiej (obok profilu podano schemat kopalnianej numeracji pokładów węgla w Zagłębiu Wałbrzyskim)

Carboniferous lithostratigraphy, Wałbrzych Coal Basin (local mining scheme of coal-seam numbers is given by the profile column)

odpowiednikiem dawnego niemieckiego podziału górniczego (zob. np. Dathe, Berg 1926, s. 12), w którym wyróżniano „Liegendzug” (= warstwy wałbrzyskie) i „Hangendzug” (= warstwy żaclerskie) oraz rozdzielającą je serię płonną „Flözleers Mittel” (= warstwy białokamiieńskie).

Nazwa. Nazwa jednostki pochodzi od miasta Wałbrzych (dawną nazwą niemiecka „Waldenburg”) na Dolnym Śląsku. Miasto to stanowi centrum przemysłowe Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego (fig. 1), a od 1975 roku także centrum nowego województwa.

Obszar typowy. Obszarem typowym warstw wałbrzyskich jest rejon Wałbrzyskiego Zagłębia Węglowego (fig. 1), gdzie omawiana jednostka została po raz pierwszy opisana. Odslania się ona tutaj fragmentarycznie na powierzchni terenu (fig. 1; lokalizacja odsłoneń zob. fig. 3A), a pod powierzchnią rozpoznana jest licznymi szymbami, chodnikami i przekopami kopalnianymi — przede wszystkim na terenie kopalni „Thorez” (fig. 3A). Zespołem stratotypów tej jednostki mogą być profile reprezentatywnych odsłoneń powierzchniowych i podpowierzchniowych przedstawione na figurach 4 i 9–15.

Miąższość. W obszarze wałbrzyskim miąższość omawianej jednostki waha się przeważnie w granicach 200–300 m i generalnie maleje przede wszystkim w kierunku zachodnim i wschodnim (fig. 3B). Niższa część jednostki wykazuje przy tym nieco inny rozkład miąższości niż jej część wyższa (por. fig. 3C i D; pokład nr 672 został tutaj arbitralnie przyjęty jako całkowicie umowna granica we wspomnianym podziale, bez jakichkolwiek implikacji litostratygraficznych). Poza obszarem wałbrzyskim miąższość omawianej jednostki jest znacznie mniejsza (szczegóły rozprze-strzenia warstw wałbrzyskich podane są niżej w tekście). W okolicach Woliborza na południowym wschodzie (obszar noworudzki) wynosi ona około 170 m, natomiast na zachód od Zagłębia Wałbrzyskiego, tj. na zachód od antykliny Jabłowa (fig. 1), utwory stanowiące odpowiednik warstw wałbrzyskich mają miąższość w granicach 5–40 m (średnio ca. 20 m); zanik warstw wałbrzyskich w rejonie zachodniego skrzydła antykliny Jabłowa (fig. 1) jest przy tym przynajmniej w części wynikiem ich wtórnego, tektonicznego wyklinowania na przegubie tej antyklinalnej struktury (Dziedzic 1960, 1961).

Litologia. Warstwy wałbrzyskie to seria zróżnicowanych teksturalnie piaskowców (głównie lityczne i sublityczne arenity, czasem waki) oraz mułowców i iłowców, którym towarzyszą podrzędne zlepieńce oligomiktyczne (kwarcowe), często w różnym stopniu piaszczyste. Barwa piaskowców i zlepieńców jest jasnoszara z odcieniem żółtawym lub rdzawym, szczególnie wyraźnym we wszystkich odsłonięciach powierzchniowych (barwny efekt wtórnej, wietrzeniowo-późnodiagenetycznej pigmentacji związkami żelaza i ich częściowej redystrybucji w osadzie). Analogicznie mułowce i iłowce (skały z natury bogatsze w detrytyczną miazgę łyszczykową) mają często barwę rdzawobrunatną, z wyjątkiem tych wszystkich licznych przypadków, gdy zawierają one istotniej-

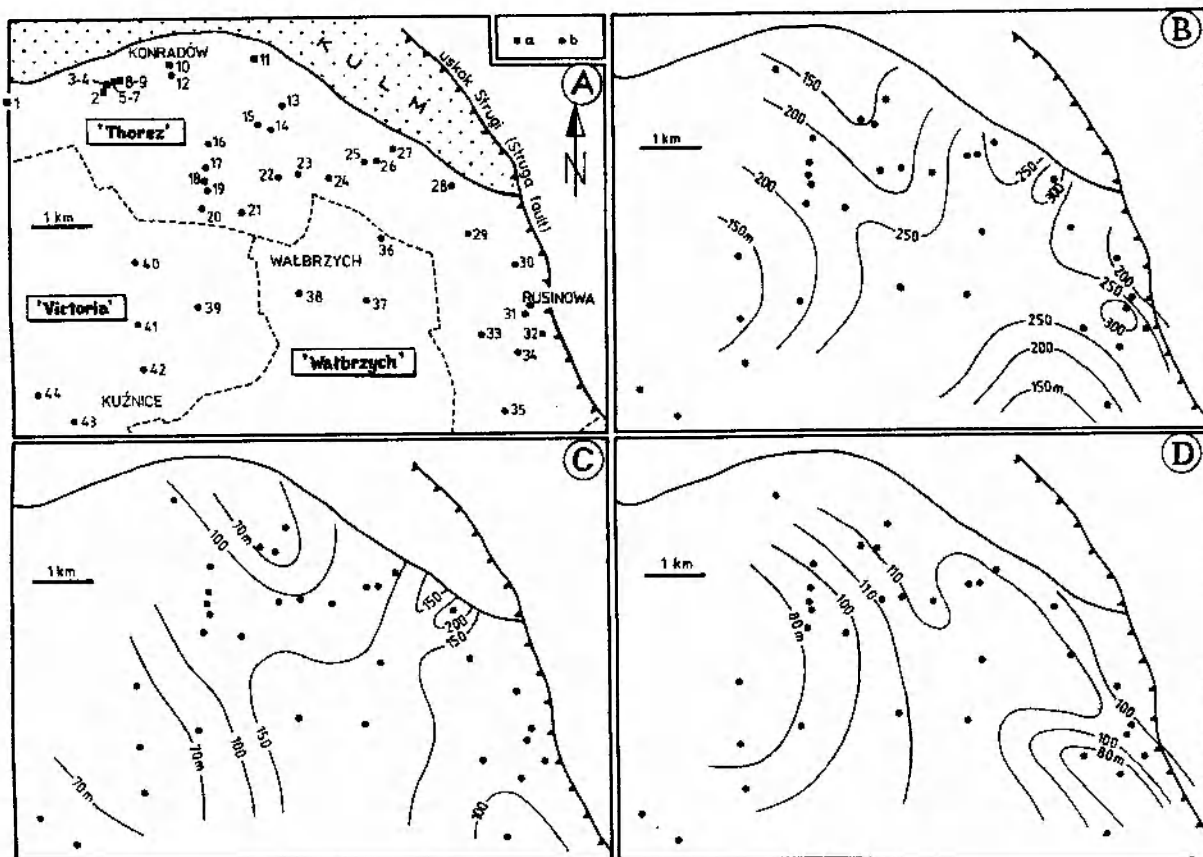


Fig. 3

Mapa lokalizacji profili kopalnianych i odśnień powierzchniowych oraz mapy rozkładu miąższości warstw wałbrzyzkich w Zagłębiu Wałbrzykim

Objaśnienia: A – lokalizacja badanych odśnień powierzchniowych (a) oraz lokalizacja różnego rodzaju profili kopalnianych (b) na terenie kopalni „Thorez”, „Victoria” i „Wałbrzych” (punkty lokalizacyjne ponumerowano w celu łatwego powoływania się na nie na innych figurach; szczegółowa lokalizacja zob. addenda na końcu pracy); B – przybliżony rozkład miąższości warstw wałbrzyzkich; C – przybliżony rozkład miąższości niższej części warstw wałbrzyzkich (interwał stratygraficzny poniżej pokładu nr 672); D – przybliżony rozkład miąższości wyższej części warstw wałbrzyzkich (interwał powyżej pokładu nr 672)

Index map showing location of mining profiles and surficial outcrops, and thickness maps of the Wałbrzych Beds, Wałbrzych Coal Basin

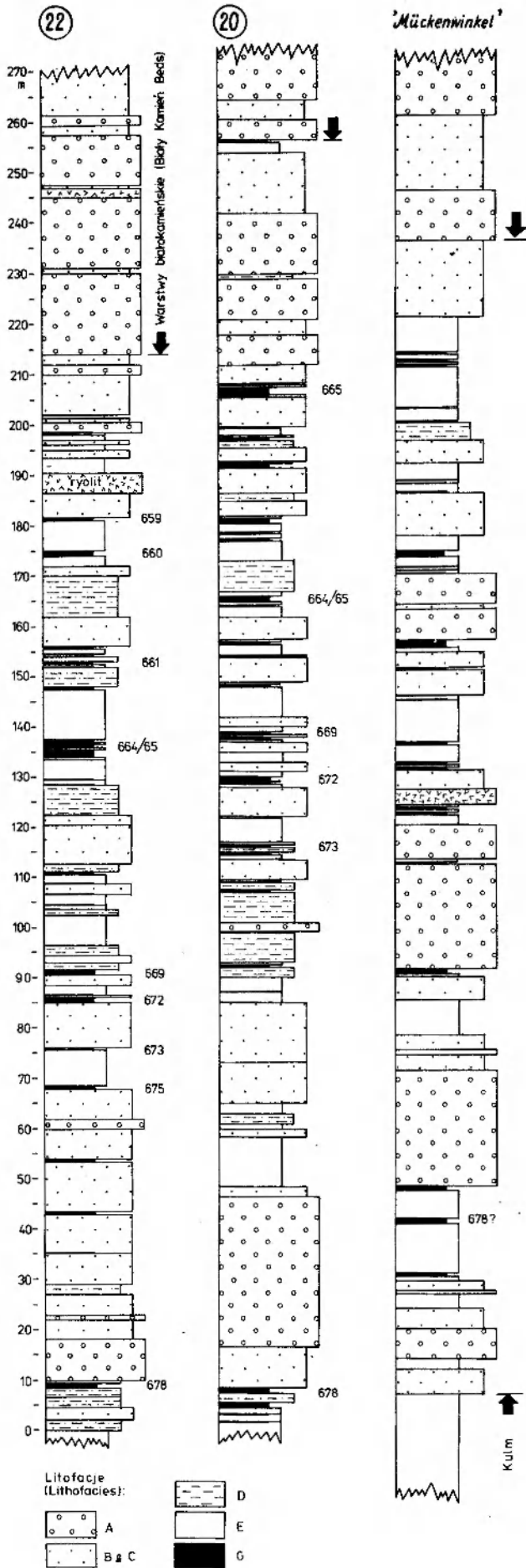
Explanations: A – location of surficial outcrops (a) and location of mining and borehole profiles (b) in the coal-mines “Thorez”, “Victoria” and “Wałbrzych” (localities are numbered for easier reference in the other figures in text); B – approximate thickness distribution of the Wałbrzych Beds; C – approximate thickness distribution of a lower part of the Wałbrzych Beds (stratigraphic interval beneath coal seam no. 672); D – approximate thickness distribution of an upper part of the Wałbrzych Beds (interval above seam no. 672)

sze ilości zwęglonej substancji organicznej (detrytus roślinny) i są ciemnoszare lub czarne.

W całym profilu warstw wałbrzyzkich wspomnianym klastykom towarzyszą liczne pokłady węgla oraz poziomy węglistych mułowców i ilowców (łupków węglistych), przy czym jedne przechodzą często bocznie w drugie. Łącznie występuje tutaj 30 istotnych pokładów węgla (w lokalnej nomenklaturze górniczej są to pokłady nr 651 do 680, licząc od góry) oraz ponad drugie tyle cienkich, górniczo nieistotnych horyzontów węglistych o zasięgu przeważnie znacznie bardziej ograniczonym. Pokłady węgla są na ogół cienkie (5–50 cm) i nawet najgrubsze z nich rzadko tylko przekraczają miąższość 2 m (przeważnie 0,5–1 m). Eksploatowane są tylko niektóre z nich (kopalnia

„Thorez”, fig. 3A), przy czym liczba eksploatowanych pokładów waha się od 5 do 15 w zależności od rejonu kopalni i stopnia lokalnego udostępnienia złoża; najniższym eksploatowanym pokładem jest pokład nr 679.

Granice. Na obszarze Wałbrzyckiego Zagłębia Węglowego warstwy wałbrzyckie zalegają na tzw. kulmie ze Szczawna (Teisseyre 1950), reprezentującym na tym obszarze utwory przejściowe od dolnego do górnego karbonu. Są to utwory mułowcowo-ilowcowe z wkładkami drobnoziarnistych zlepieńców, przechodzące stopniowo zarówno ku górze, jak i lateralnie ku zachodowi w serię piaskowcowo-mułowcową z drobnoziarnistymi zlepieńcami. Co istotne, kulm ze Szczawna jest jedyną jednostką litostratygraficzną śródsu-



deckiego karbonu zawierającą faunę morską (fauna wieku późnowizeńskiego; Żakowa 1958 a, b; Jerzykiewicz 1965). Fauna obecna jest tylko w dolnej części tej jednostki (reprezentującej generalnie utwory morskich środowisk przejściowych, przypuszczalnie deltowych), podczas gdy jej część górna („warstwy przejściowe” Teisseyre’a 1961) zawiera jedynie szczątki zwęglonej flory oraz cienkie wkładki węgla i w całości reprezentuje aluwialne utwory lądowe.

Spągowy kontakt warstw wałbrzyzkich z kulmem ze Szczawna ma tutaj charakter przejścia depozycyjnego i nie wiąże się z nim żadna istotna niezgodność kątowna lub luka sedymentacyjna (Teisseyre 1958, 1961; Grocholski 1960, 1965, 1974; Dziedzic 1960, 1961, 1971; u tych autorów zob. też dyskusja i krytyka wcześniejszego poglądu o domniemanej dyskordancji w spągu warstw wałbrzyzkich). Dolna granica warstw wałbrzyzkich przyjmowana jest w poszczególnych profilach najzupełniej umownie: w przypadku przewagi klastyków gruboziarnistych stawiana jest ona zwykle w miejscu pojawienia się zlepieńców zdecydowanie oligomiktycznych (kwarcowych), w przypadku zaś dominacji utworów drobnoziarnistych – w miejscu zaniku wkładek szarogłazowych lub pojawienia się istotniejszej ilości wkładek węglowych (cf. Dziedzic 1960, 1961, 1968). We wschodniej części Zagłębia Wałbrzyckiego kontakt warstw wałbrzyzkich z niżejległym kulmem ze Szczawna ma jednak przynajmniej w części charakter wtórny, tektoniczny (Dathe, Berg 1912a; Berg 1925; Dziedzic *op. cit.*).

Odsłonięcia powierzchniowe nie dają możliwości przesłedzenia spągowego kontaktu warstw wałbrzyzkich w sposób pełny. Bardzo fragmentarycznie tylko kontakt ten ukazują odsłonięcia położone wzdłuż nieczynnej linii kolejowej na NW od dawnego dworca w Białym Kamieniu (Wałbrzych), natomiast ciągle obserwacje kontaktu przeprowadził Dziedzic (1960, 1961) w licznych wkopach powierzchniowych wykonanych w rejo-

Fig. 4

Przykładowe profile kopalniane warstw wałbrzyzkich w Zagłębiu Wałbrzyckim

Objaśnienia: symbolami litofacji nawiązano do tekstu pracy; w nomenklaturze górniczej są to: A – zlepieniec; B i C – piaskowce; D – lupki piaszczyste; E – lupki, (mułowce i ilowce); G – węgiel. Lokalizacja dwóch pierwszych profili według numerów na fig. 3A; profil trzeci pochodzi z otworu wiertniczego „Mückenwinkel”, położonego w zachodniej części obszaru kopalni „Victoria” (poza jej obszarem na fig. 3A)

Examples of mining profiles of the Wałbrzych Beds, Wałbrzych Coal Basin

Explanations: lithofacies symbols as in the text (A – conglomerates; B and C – sandstones; D – sandy shales; E – mudstones and shales; G – coal). Numbers of the first two profiles indicate location in fig. 3A; the third one (“Mückenwinkel”) is a borehole profile from the western part of “Victoria” mine, beyond the area shown in fig. 3A

nie Lubomina, na wschodnim skrzydle antykliny Jabłowa, gdzie wspomniany kontakt ma charakter przejścia depozycyjnego (zob. też Dziedzic 1968). Kontakt spągowy o charakterze raczej wtórnym, tektonicznym, ukazują fragmentarycznie odsłonięcia w skarpie torów kolejowych przy dworcu Wałbrzych-Miasto. Jako pełniejsza ilustracja litologii spągowego kontaktu warstw wałbrzyskich służyć mogą zatem przede wszystkim wybrane profile kopalniane (przykłady zob. fig. 5).

W stropie warstwy wałbrzyskie kontaktują z gruboziarnistymi zlepioncami dolnych warstw białokamięńskich (fig. 1 i 2), których wychodnia tworzy w terenie wyraźny grzbiet morfologiczny, okalający Zagłębie Wałbrzyskie od północy i północnego wschodu (ku SE po okolice Jedliny

Zdroju). Pomimo braku pełniejszych odsłoneń powierzchniowych, identyfikacja tej litostratygraficznej granicy w terenie nie nastęcza w związku z tym większych trudności; dobrym tego przykładem jest odsłonięcie w skarpie toru kolejowego (wąski wąwóz) na SE od dawnego dworca w Białym Kamieniu (Wałbrzych). We wkopach powierzchniowych wspomniany kontakt stropowy badała m. in. w Białym Kamieniu pod kątem litologicznym i palinologicznym Górecka (1969, zob. też fig. 3, 4 i 9 w pracy tej autorki). Obserwacje litologiczne tej autorki przytoczone są tutaj dla ilustracji (fig. 6) obok danych kopalnianych (fig. 4 i 7).

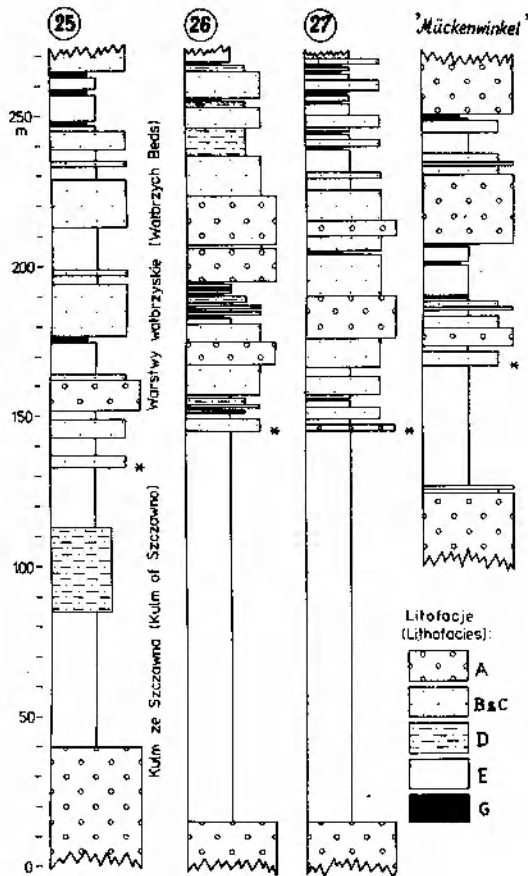


Fig. 5

Przykładowe profile kopalniane ilustrujące litologię kontaktu warstw wałbrzyskich z niżejległym kulem ze Szczawna (granica obu jednostek przyjmowana jest przez geologów w miejscach oznaczonych na rysunku gwiazdką)

Lokalizacja: numerem trzech pierwszych profili odpowiada lokalizacja na fig. 3A; lokalizacja profilu czwartego zob. objaśnienie do fig. 4. Litofacje jak na fig. 4

Examples of mining profiles showing the lithology of contact between the Wałbrzych Beds and Kulm of Szczawno (boundary between these units is arbitrarily assumed by mining geologists at the level indicated by star)

Location: numbers of the first three profiles indicate their location in fig. 3A; for the remaining one see explanation to fig. 4. Lithofacies as in fig. 4

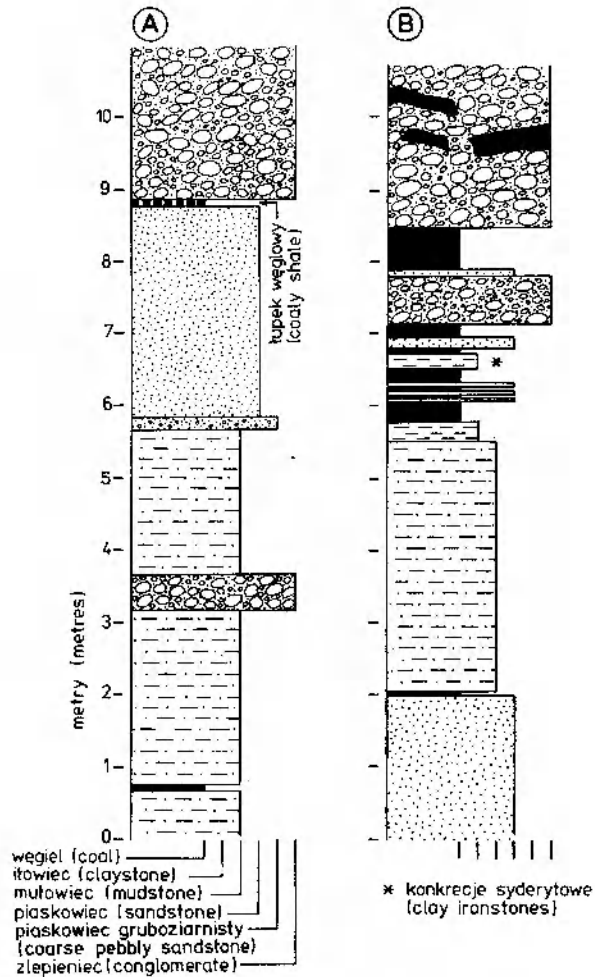


Fig. 6

Litologia stropowego kontaktu warstw wałbrzyskich ze zlepioncami warstw białokamięńskich (dane Góreckiej 1969, fig. 3; nieco zgeneralizowane)

Profile: A – profil wkopu uzupełniającego odsłonięcie w skarpie toru kolejowego na SE od dawnego dworca w Białym Kamieniu; B – profil wkopu zlokalizowanego między Starym Zdrojem i Białym Kamieniem w Wałbrzychu (północny fragment profilu B na fig. 1 w pracy Góreckiej, *op. cit.*)

Lithology of contact between the Wałbrzych Beds and the overlying conglomerates of Biały Kamień beds (data from Górecka 1969, fig. 3, slightly simplified)

Profiles: A – profile of a surficial explorative trench located in the extension of railway-track scarp in Biały Kamień; B – profile of a surficial explorative trench located between Stary Zdrój and Biały Kamień (for location see northern segment of profile B in fig. 1 of Górecka, *op. cit.*)

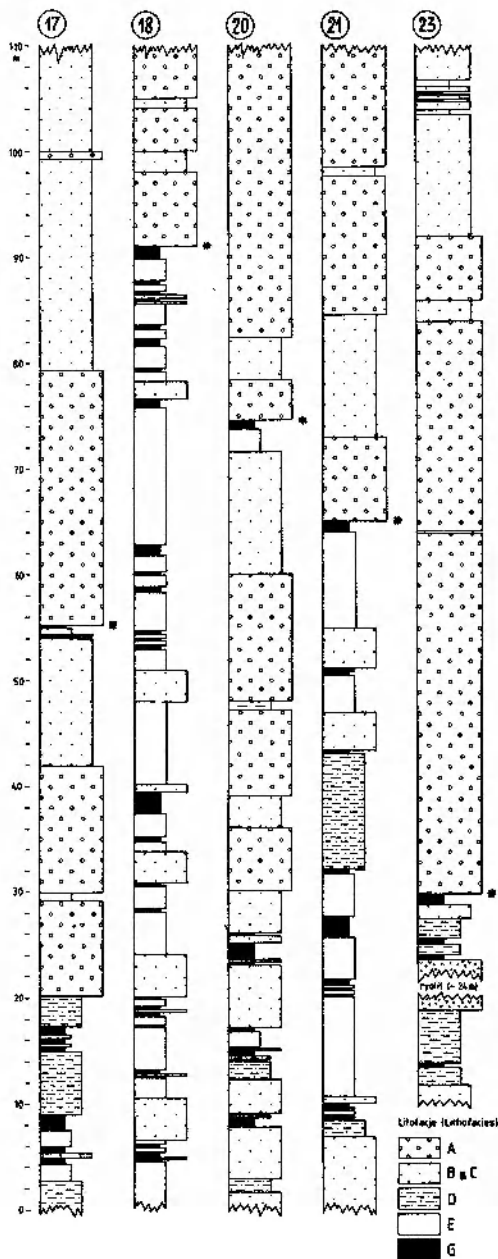


Fig. 7

Przykładowe profile kopalniane ilustrujące litologię stropowego kontaktu warstw wałbrzyzkich ze zlepieńcami warstw białokamińskich (granica obu jednostek przyjmowana jest przez geologów w miejscu oznaczonym gwiazdką). Lokalizacja profilów zob. fig. 3A; litofacje jak na fig. 4

Examples of mining profiles showing the lithology of contact between the Wałbrzych Beds and Biały Kamień Beds (boundary between these units has been assumed by geologists at the level indicated by star). For profile locations see fig. 3A; lithofacies as in fig. 4

Od dawna panuje w literaturze kontrowersja co do natury samego kontaktu warstw wałbrzyzkich z warstwami białokamińskimi. Współcześnie jedni autorzy utożsamiają ten kontakt z istotną regionalnie dyskordancją (niezgodność erozyjna i przekraczająca) oraz poważną luką stra-

tygraficzną (m.in. Grocholski 1960, 1965, 1974; Augustyniak, Białas 1962; Augustyniak, Grocholski 1970), podczas gdy inni widzą w nim zgodny kontakt depozycyjny, bez istotnej luki stratygraficznej (m. in. Dziedzic 1960, 1961, 1971; Górecka 1962a, 1964, 1969). Należy przy tym dodać, że wspomniana kontrowersja ma swoje źródła już we wcześniejszej regionalnej literaturze niemieckiej (przegląd tych wczesnych poglądów zob. np. Górecka 1969, s. 182–184).

Rozprzestrzenienie. Głównym obszarem występowania warstw wałbrzyzkich jest samo Zagłębie Wałbrzyskie, gdzie omawiana jednostka tworzy na powierzchni wąski pas wychodni, ciągnący się łukiem od okolic Jabłowa na zachodzie, przez Biały Kamień i Szczawno Zdrój, po okolice Jedliny Zdroju i Głuszycy na południowym wschodzie (fig. 1). Niewielkim pasmem wychodni jednostka ta odsłania się dodatkowo we wschodnim i południowym obrzeżeniu wychodni ryolitoidów Chelmea, tj. w jądrowej partii brachyantyklinalnej kopuły Chelmea (fig. 1).

Na zachód od Zagłębia Wałbrzyskiego (tj. na W od antykliny Jabłowa) odpowiednikiem warstw wałbrzyzkich są piaskowcowo-mułowcowe utwory stanowiące tzw. poziom z Przedwojowa (Dziedzic 1960, 1961, 1971; Górecka 1969; Grocholski 1974). Utwory określane mianem „poziomu z Przedwojowa” (Grocholski 1960) lub „warstw przedwojowskich” (Dziedzic 1960) tworzą cienki (5–40 m) pakiet klastyków z wkładkami węgla, ciągnący się na granicy utworów kullmu i warstw białokamińskich od okolic Borówna na wschodzie po okolice Szczepanowa w pobliżu granicy polsko-czechosłowackiej (fig. 1). Lateralną ciągłość warstw wałbrzyzkich od antykliny Jabłowa aż po okolice Żaclera (CSRS) postulowali już wcześniej m.in. Dathe i Berg (1912b; Berg, Dathe 1913); ciągłość ta nie jest jednak prawdopodobnie pełna (Górecka 1969, fig. 1) i ponadto w czeskiej części basenu brak jest odpowiednika warstw wałbrzyzkich (Hořub *et al.* 1970). Na podstawie badań palinologicznych Górecka (1968, 1969) utożsamia „poziom z Przedwojowa” ze stropową częścią warstw wałbrzyzkich w Zagłębiu Wałbrzyskim (najniższy namur B). Trzeba jednak dodać, że pozycja stratygraficzna poziomu (warstw) z Przedwojowa, w starszej literaturze niemieckiej określanego mianem „Reichhennersdorfschichten” (Schmidt 1905) lub „Günstigblickflöz” (Gothan, Gropp 1933), stanowiła jeszcze do niedawna przedmiot znacznej kontrowersji (historia poglądów zob. Górecka 1968, 1969).

Następnym, stosunkowo niewielkim obszarem

występowania warstw wałbrzyskich są okolice Woliborza w obszarze noworudzkim (fig. 1; zob. też Oberc 1957), gdzie miąższość omawianych utworów wynosi około 170 m. W rejonie tym, zwanym niecką Woliborza, warstwy wałbrzyskie są również węglonośne i kilkanaście pokładów węgla eksploatuje tutaj kopalnia „Bolesław”. Na północno-zachodnim skraju niecki woliborskiej (odsłonięcie w rejonie góry Lirnik około wsi Pniaki) warstwy wałbrzyskie mają jednak miąższość zaledwie około 30 m (Krawczyńska-Grocholska 1960, 1966).

Należy dodać, że niecka wałbrzyska i niecka woliborska uważane są powszechnie za dwa niezależne podobszary sedymentacji wczesnonamurskiej, które wyodrębniły się w owym czasie jako baseny węglowe. Większość autorów postuluje nawet brak połączenia obu tych basenów wczesnonamurskich (m. in. Augustyniak 1964; Augustyniak, Grocholski 1970; Dziedzic 1971, s. 57).

Wiek geologiczny. Warstwy wałbrzyskie są wieku wczesnonamurskiego. Makroflorystycznie udokumentowano je jako dolny namur A (Gothan, Gropp 1933; Gothan, Fricke 1937; Kuchciński 1964), identyfikując w nich ponad 50 gatunków flory. Ogólnie rzecz biorąc jest to roślinność przejściowa od wizenu do namuru (Kuchciński *op. cit.*). Reprezentują ją m.in. *Sphenopteris adiantoides* Schlotheim, *S. divaricata* Goepfert, *S. bermudensiformis* (Schlotheim) Behrend, *S. dicksonioides* Goepfert, *S. elegans* Brogniart, *Eleuterophyllum mirabile* Sternberg, *Sphenophyllum tenerrimum* Ettinhausen, *Stigmaria stellata* Goepfert, *Adiantites oblongifolius* Goepfert, *Lepidodendron veltheimi* Sternberg, *Archeopteridium dawsoni* Stur, *Spathulopteris haueri* Stur oraz *Asterocalamites* (*sp.*).

Badaniami palinologicznymi (megasporowymi) w Zagłębiu Wałbrzyskim udokumentowano dotychczas w warstwach wałbrzyskich dolny namur A oraz dolny namur B (Górecka 1962a,b; 1969), przy czym ten ostatni rozpoznano w stropowej części warstw wałbrzyskich — bezpośrednio poniżej spągu warstw białokamięskich. Należy dodać, że spągowa część warstw białokamięskich także reprezentuje tutaj najprawdopodobniej dolny namur B (Górecka 1962b, 1969). Sam tylko dolny namur B udokumentowano również w utworach wspomnianego wcześniej „poziomu (warstw) z Przedwojowa” (Górecka 1969).

W obszarze noworudzkim (niecka Woliborza) badaniami mega- i mikrosporowymi objęto wszystkie pokłady węgla warstw wałbrzyskich,

dokumentując je jako dolny namur A (Krawczyńska-Grocholska 1966). Te same badania na północno-zachodnim skraju niecki woliborskiej (rejon góry Lirnik) udokumentowały warstwy wałbrzyskie jedynie jako górny namur A (Krawczyńska-Grocholska *op. cit.*). Wiek warstw białokamięskich jest natomiast w obszarze noworudzkim słabo udokumentowany.

Co istotne, badania mikroflorystyczne Góreckiej (*op. cit.*) nie potwierdziły domniemanego „skoku florystycznego” na granicy warstw wałbrzyskich i białokamięskich postulowanego przez wielu autorów w literaturze wcześniejszej (m. in. Gothan, Gropp 1933; Gothan 1952; Kuchciński 1964). Na granicy dolnego i górnego namuru wspomniana autorka zanotowała stopniowy zanik jednych gatunków flory i pojawianie się nowych, co m. in. pozwala sądzić o istnieniu płynnego przejścia sedymentacyjnego od warstw wałbrzyskich do białokamięskich (Górecka 1969; zob. też Dziedzic 1960, 1961, 1971). Grocholski (1974) uważa jednak ten ostatni wniosek wspomnianych autorów za niedostatecznie udokumentowany i postuluje lukę stratygraficzną zarówno między niższą częścią warstw wałbrzyskich a ich częścią stropową (włączając tutaj „poziom z Przedwojowa”), jak i między stropem warstw wałbrzyskich a wyżejleżącymi warstwami białokamięskimi (zob. tabela 1 w pracy tego autora, s. 71); zwłaszcza ta ostatnia luka reprezentowałaby tutaj istotną regionalnie niezgodność erozyjną i przekraczającą. Dyskordancja między warstwami wałbrzyskimi i białokamięskimi postulowana była bowiem w literaturze od dawna i tradycyjnie wiązano ją z ruchami tektonicznymi fazy kruszcogórskiej (Dathe, Petrascheck 1892; Schober 1933; Berg 1938; Grocholski 1960; krótka historia tych poglądów zob. Górecka 1969, s. 182–184).

Korelacje regionalne. Warstwy wałbrzyskie nie mają swojego stratygraficznego odpowiednika w czeskiej części niecki śródsudeckiej, gdzie profil karbonu rozpoczynają nieudokumentowane florystycznie utwory zlepieńcowo-piaszkowcowe (ca. 250 m), które zalegają poniżej dolnych warstw żaclerskich (westfal A) i stanowią przypuszczalnie ekwiwalent dolnośląskich warstw białokamięskich (Kaiser 1959; zob. też Hołub *et al.* 1970, s. 951).

W skali regionalnej warstwy wałbrzyskie mogą być paralelizowane przede wszystkim z utworami w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (Stopa 1957; Górecka 1969; Grocholski 1974, tab. 1). Na podstawie istniejących datowań florystycz-

nych zasadnicza część warstw wałbrzyskich korelowana jest przez wspomnianych autorów z warstwami pietrzykowickimi i wyżejległymi warstwami gruszowickimi w obszarze górnośląskim, przy czym utwory warstw wałbrzyskich w północno-zachodniej części niecki Woliborza (wystąpienie w rejonie góry Lirnik) korelowane są z górnośląskimi warstwami porębskimi. Stropowa część warstw wałbrzyskich w Zagłębiu Wałbrzyskim

oraz odpowiadający jej poziom (warstwy) z Przedwojowa korelowane są natomiast z górnośląskimi warstwami siodłowymi (zabrskimi), a zwłaszcza z ich horyzontem sporowym odpowiadającym pokładowi „Prokop” (zona mikrosporowa VIa=N8 według Dybovej i Jachowicza 1957a,b). Sam spąg warstw białokamięskich korelowany jest ze spągiem górnośląskich warstw rudzkich.

LITOFACJE

W przeprowadzonej przez autora analizie facjalnej warstw wałbrzyskich punktem wyjścia było wyróżnienie litofacji. Litofacja, dalej w tekście nazywana też krótko „facją”, rozumiana jest tutaj jako ciało skalne na tyle jednorodne pod względem większości swoich cech (tekstura, struktura, barwa, skład mineralny, treść organiczna itp.), że makroskopowo różni się ono wyraźnie od ciał skalnych, z którymi sąsiaduje w pionie i w poziomie (Reading 1978, s. 4; Walker 1979, s. 1).

W przypadku warstw wałbrzyskich liczba i rodzaje litofacji wyróżnionych przez autora w terenie wynikały z konieczności dowiązania własnego materiału obserwacyjnego do archiwalnych danych geologicznych z terenu kopalni (profile otworów wiertniczych, szybów i szybków, chodników, przekopów i innych wyrobisk górniczych). Profilując serię węglonośną, geolodzy kopalniani ze względów praktycznych stosują bardzo proste kryteria wyróżniania odmian litologicznych i podobnie prosta jest potem ich nomenklatura na profilach (zlepieniec, piaskowiec, łupek piaszczysty, łupek, łupek węglisty, węgiel itp.). Przyjęcie tak ogólnych kategorii litologicznych ma swoje niewątpliwe zalety, ale sprawia zarazem, że archiwalne profile kopalniane nie są dla sedimentologa zbyt interesujące. Wielu sedimentologów zniechęca to nawet w ogóle do korzystania z geologicznego archiwum kopalni. Trudność, o której mowa, może jednak zostać w pewnej mierze przezwyciężona.

Sedimentolog powinien zdawać sobie sprawę, że gdyby osobiście dokonywał profilowań danej serii węglonośnej np. pod kątem analizy facjalnej, to również, chcąc niechcąc, sprowadziłby zróżnicowanie serii do wyróżnienia w niej pewnej liczby odmian litologicznych (litofacji). Należy wobec tego spróbować tak postąpić i sprofilować osobiście pewną liczbę odsłoneń podziemnych, ustalając przy tym na bieżąco przez porównanie

z odpowiednim profilem kopalnianym, jakie wyróżnione litofacje odpowiadają poszczególnym kategoriom litologicznym na tym profilu. Jeżeli tylko poprzestaniemy na umiarkowanym poziomie szczegółowości i zdecydujemy się na wyróżnienie niezbyt dużej liczby litofacji, bez trudu odgadniemy ogólną treść facjalną profilów kopalnianych danej serii węglonośnej.

W ten sposób postąpił autor przy analizie facjalnej warstw wałbrzyskich w Zagłębiu Wałbrzyskim. Poza odsłonięciami powierzchniowymi obserwacje przeprowadzono w wybranych rejonach kopalni „Thorez” (przekop 4 Zachód, przekop 1 i przekop 5 Wschód, we wszystkich poziomach – 150 m) i kopalni „Victoria” (przekop transportowy 4, poziom 7, pole Victoria). W obszarze wałbrzyskim omawiana seria węglonośna ma, jak się okazuje, na tyle jednorodny charakter facjalny (jednorodne paleośrodowisko depozycji), że wspomniany wyżej tok postępowania przyniósł w praktyce nadspodziewanie dobre rezultaty.

W utworach warstw wałbrzyskich wyróżnił autor siedem zasadniczych litofacji, które – jak wspomniano wyżej – w miarę dobrze korespondują z nomenklaturą litologiczną stosowaną przez geologów kopalnianych dla tej serii skalnej. Poniżej przedstawiony jest opis wyróżnionych litofacji, przy czym do opisu każdej z nich załączona jest krótka interpretacja genetyczna głównych cech.

LITOFACJA 4: ZLEPIENIEC I PIASKOWCE ZLEPIENICOWATE

Zlepieniec i piaskowce zlepiencowate rozpatrywane są tutaj łącznie, jako jedna litofacja. Utwory te są bowiem ściśle ze sobą stowarzyszone i wzajemnie powiązane płynnymi przejściami teksturalnymi. Zlepieniec są często w różnym

stopniu piaszczyste, w związku z czym w pionie i poziomie przechodzą w piaskowce zlepieńcowate najzupełniej stopniowo, bez wyraźniejszych granic, nierzadko się przy tym wzajemnie przewarstwiając. Przejścia takie obserwowane są powszechnie w obrębie pojedynczych ławic, a obie odmiany teksturalne jednoczy przy tym charakter struktur sedymentacyjnych.

W rozpatrywanej serii utworów zlepieńce i piaskowce zlepieńcowate stanowią najgrubziarnistą, lecz generalnie podrzędną odmianę litologiczną. W poszczególnych profilach kopalnianych udział miąższościowy tej litofacji waha się od 0 do 30% i wynosi średnio 10% w niższej części serii i około 6% w części wyższej. W odsłonięciach powierzchniowych (przykłady zob. fig. 9–15) miąższość poszczególnych wystąpień litofacji *A* waha się od 25 do 250 cm i wynosi średnio 97 cm (standardowe odchylenie, $s = 60$ cm). Profile podpowierzchniowe (przykłady zob. fig. 19–21) ujawniają ponadto obecność wystąpień jeszcze grubszych, kilku- i kilkunastometrowych; są to mniej lub bardziej złożone pakiety obu wspomnianych odmian teksturalnych, zawsze z przewagą piaskowców zlepieńcowatych, wewnątrz porozdzielane dodatkowo szeregiem powierzchni erozyjnych.

Zlepieńce są przeważnie drobnoziarniste, czasem tylko średnioziarniste (średnica otoczków do 5–6 cm). Teksturalnie są one unimodalne lub prawie unimodalne, ale wykazują przy tym słabe lub najwyżej umiarkowanie dobre wysortowanie. To samo dotyczy frakcji żwirowej w piaskowcach zlepieńcowatych. Skład frakcji żwirowej jest oligomiktyczny (ponad 90% kwarcu i skał krzemionkowych), choć w wielu ławicach spotyka się sporadyczne klasty śródformacyjne, przeważnie mułowcowe. Klasty pozaformacyjne są przeważnie dobrze lub umiarkowanie dobrze obtoczone.

Niektóre ławice litofacji *A* zawierają dobrze zachowane ośrodki lub odciski pni drzewnych (lepidodendron i sygalia) o średnicy 20–35 cm, które występują tutaj w pozycji wtórnej, leżącej.

Utwory litofacji *A* wykazują niewyraźne warstwowanie poziome lub przekątne rynnowe, albo też brak w nich widocznego warstwowania. Powszechne są przypadki bocznego lub pionowego zaniku warstwowania. Warstwowanie poziome bywa podkreślone obecnością cienkich (1–5 cm), soczewkowatych wkładek piaskowcowych, ale najczęściej zaznacza się dzięki mniej lub bardziej wyraźnym zmianom koncentracji otoczków, a także ich wielkości. Przekątne warstwowanie rynnowe reprezentowane jest przez stosunkowo płą-

skie, rozległe (1–2 m) rynny o miąższości od kilkunastu do kilkadziesiątu centymetrów. Warstwowanie to zaznacza się w osadzie przede wszystkim obecnością spągowych powierzchni rynien (wklęsłe powierzchnie erozyjne z towarzyszącą im często większą koncentracją otoczków), natomiast laminacja wewnątrz rynien ujawnia się tutaj bardzo słabo lub jest praktycznie niewidoczna. Jak wspomniano, wiele ławic nie wykazuje makroskopowo żadnych oznak warstwowania.

Powierzchnie spągowe ławic litofacji *A* są niezmiennie ostre, zdecydowanie erozyjne i pomimo lokalnych nieregularności (relief 1–3 m) wykazują dużą rozciągłość boczną, przekraczającą rozmiary nawet dużych odsłoneń (przykład zob. fig. 15). Powierzchnie te zawierają czasem takie struktury prądowe, jak duże hieroglify oraz większe, nieregularne zagłębienie erozyjne wypełnione frakcją żwirową. Często jest obecność lokalnych pogrążów.

Charakter struktur sedymentacyjnych oraz wewnętrzne zróżnicowanie teksturalno-strukturalne tej litofacji wskazują na transport osadu w warunkach, które cechowała duża zmienność i szybka migracja boczna reżimów przepływu. Górny reżim przepływu i związana z nim płaska konfiguracja dna (warstwowanie poziome) zastępowane były tutaj szybko przez wyższą część dolnego reżimu przepływu i odpowiadającą jej konfigurację diunową (przekątne warstwowanie rynnowe) i vice versa. Depozycja osadu była przy tym na tyle szybka, że rzadko dochodziło do zdecydowanego rozdzielenia jego frakcji ziarnowych (słabe wysortowanie, mało wyraźne warstwowanie). Wielkość ziarna oraz rozległość spągowych powierzchni erozyjnych wskazują w związku z tym na depozycję w warunkach dna koryta migrującego bocznie, zapewne w jego części najgłębszej i szybko agradującej. Osad całkowicie niewarstwowany może stanowić wynik nagłego i chaotycznego porzucenia materiału przez prąd na silnie agradującym dnie (osad typu „axial wedge” Kellinga, 1968); tego rodzaju epizody silnego przeciążenia prądu należałoby tutaj wiązać ze zjawiskiem podcinania piaszczysto-żwirowego brzegu koryta i nagłym, grawitacyjnym osuwaniem się dużej porcji materiału na agradujące dno (cf. Coleman 1969). Na podstawie średnicy otoczków i odpowiadającej jej krytycznej prędkości przepływu erodującego możliwe jest przybliżone oszacowanie prędkości prądu dla momentu depozycji (Reineck, Singh 1980, s. 10, fig. 3); prędkości te nie przekraczałyby zasadniczo 100–150 cm/s, a w przypadku żwirowych utwo-

rów niewarstwowych byłyby zapewne znacznie niższe.

Jak zostanie przedstawione dalej w pracy, utwory litofacji *A* reprezentują przede wszystkim osad głębszej strefy dna agradujących koryt rzecznych (rzeki meandrujące).

**LITOFACJA B:
PIASKOWCE PRZEKĄTNE WARSTWOWANE
W DUŻEJ SKALI**

W większości profilów litofacja *B* jest litofacją o największym udziale miąższościowym (średnio około 40% miąższości badanej serii). W odsłonięciach powierzchniowych (przykłady zob. fig. 9–15) miąższość poszczególnych wystąpień tej facji waha się od 30 cm do ponad 6 m (średnio 150 cm), a odsłonięcia podpowierzchniowe ujawniają przy tym powszechność wystąpień kilku- i kilkunastometrowych; wystąpieniom takim towarzyszy jednak zawsze obecność wkładek innych litofacji, choć nieraz są to wkładki cienkie i lateralnie nieciągłe (litofacją towarzyszącą jest w takich przypadkach najczęściej litofacja *C*).

Litofacja *B* to piaskowce średnio-, grubo- lub bardzo gruboziarniste; te ostatnie mogą zawierać domieszki frakcji żwirkowej, a te pierwsze mogą przechodzić lokalnie w piaskowce drobnoziarniste. Cechą charakterystyczną litofacji *B* jest obecność mniej lub bardziej wyraźnego warstwowania przekątne dużej skali, które reprezentowane jest niemal wyłącznie przez przekątne warstwowanie rynnowe. Sporadycznie tylko spotyka się odosobnione zestawy lamin przekątne warstwowania planarnego (miąższość 50–90 cm), które jednak bez wyjątku stowarzyszone są z warstwowaniem rynnowym (przykład zob. fig. 11); laminy w tego rodzaju zestawach planarnych mają nachylenie 22–25° i dochodzą do spągu zestawu w sposób ostry (kątowy).

W zdecydowanej większości zestawy lamin przekątnych (rynien) zgrupowane są w formie wielozestawów o miąższości od 0,2 do 2 m. Odosobnione zestawy rynnowe pojawiają się czasem tylko w obrębie piaskowców litofacji *C*; mają one wtedy miąższość od 8 do 25 cm (średnio 15 cm), czasem jednak wyjątkowo 50–70 cm, i reprezentują warstwowanie typu „theta” w klasyfikacji Allena (1963).

Miąższość pojedynczych zestawów (rynien) w wielozestawach waha się od 8 do 54 cm, wynosząc średnio 20 cm. Rozkład statystyczny (częstość) miąższości rynien jest wyraźnie asymetryczny, ujemnie skośny i ujawnia klasę modalną w

przedziale 10–20 cm (fig. 8). Asymetria rozkładu jest tutaj wyrazem przewagi zestawów stosunkowo cienkich, niska zaś wartość standardowego odchylenia ($s = 12$ cm) jest wyrazem niewielkiego zróżnicowania miąższości zestawów. Zestawy ma-

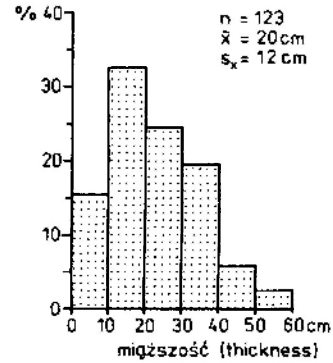


Fig. 8 Histogram przedstawiający rozkład miąższości (częstość liczbowa) zestawów lamin przekątne warstwowania rynnowego w piaskowcach litofacji *B* (n = liczba pomiarów; \bar{x} = średnia miąższość; s_x = standardowe odchylenie)

Histogram showing frequency distribution of trough cross-set thicknesses in the sandstones of lithofacies *B* (n = number of data; \bar{x} – mean value; s_x = standard deviation)

ją kształt dość płaskich rynien, w których stosunek szerokości do głębokości waha się od 5 do 9 (najczęściej 6–7). Powszechną cechą tych zestawów jest również mniej lub bardziej wyraźny spadek średnicy ziarna od spągu zestawu ku jego stopowi.

Miąższe, kilku- lub kilkunastometrowe wielozestawy składają się przeważnie z szeregu nałożonych na siebie „pakietów” (tj. cieńszych wielozestawów składowych), rozdzielonych stosunkowo płaskimi, rozległymi i nachylonymi łagodnie (5–15°) powierzchniami erozyjnymi; ilustrują to szkice przykładowych odsłoneń (fig. 9, 11 i 15). Miąższość tego rodzaju pakietów waha się od 50 do 160 cm i wynosi średnio 120 cm. Wspomniane wyżej nachylenie pakietów względem powierzchni spągowej całego miąższego wielozestawu nie jest oczywiste w skali niewielkich, kilkumetrowych odsłoneń; bezpośrednie, naoczne jego zidentyfikowanie możliwe jest tylko w przypadku odsłoneń dużych (np. odsłonięcie na fig. 15, górna prawa część rysunku).

W drobnoziarnistych partiach niektórych wielozestawów, zwłaszcza grubszych, spotyka się cienkie (5–20 cm), lateralnie nieciągłe wkładki piaskowców z warstwowaniem przekątnym riplemarkowym (litofacja *C*, zob. niżej). Na granicy niektórych zestawów, a czasem także między niektórymi laminami w samym zestawie, obserwuje

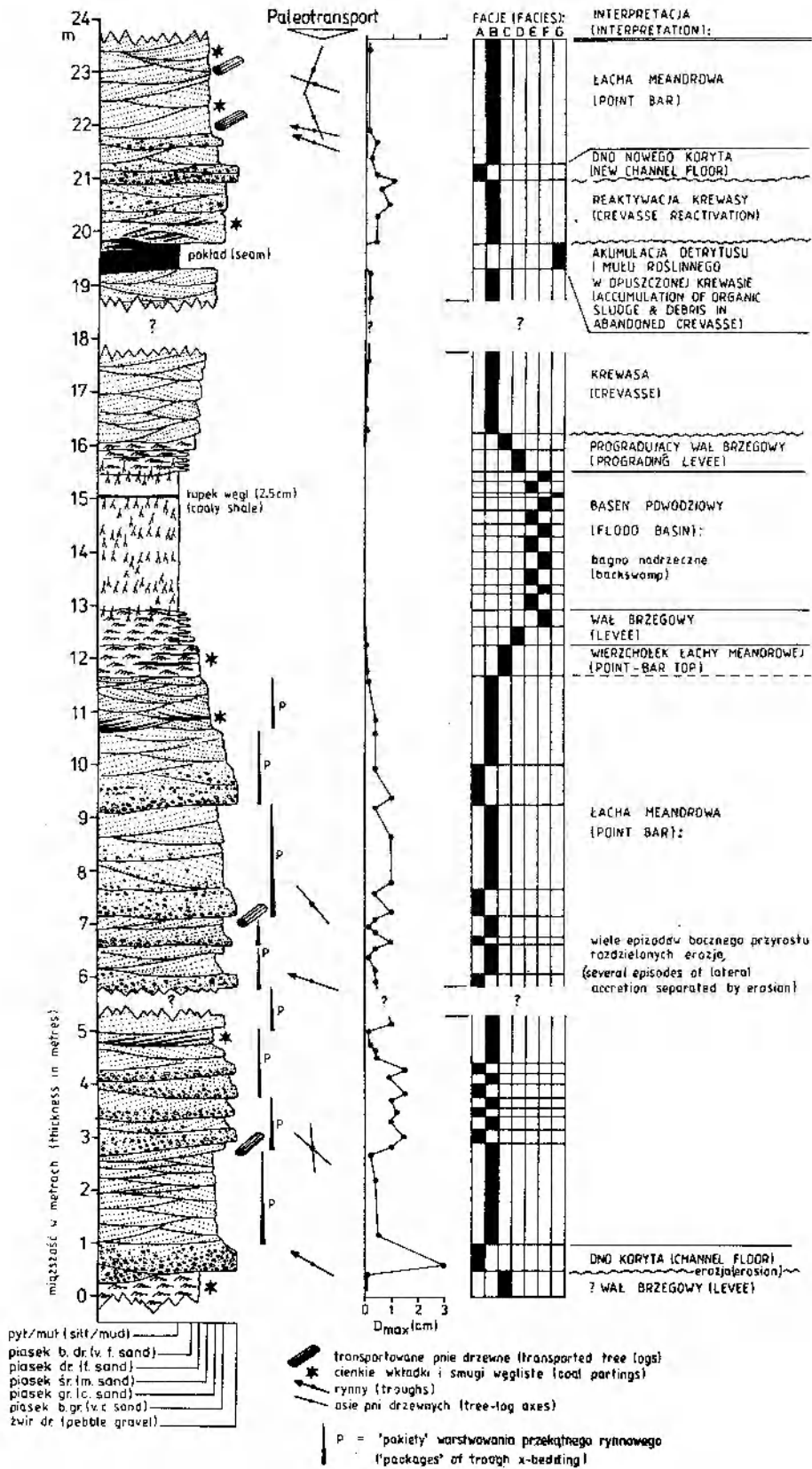


Fig. 9

Profil odsłonięcia warstw wałbrzyzkich w południowo-zachodniej skarpie toru kolejowego przy dawnym dworcu w Białym Kamieniu (lokalizacja zob. punkt 10 na fig. 3A)

Profile of the Wałbrzych Beds from the outcrop in railway-track southwestern scarp near an abandoned station in Biały Kamień (for location see point 10 in fig. 3A)

się lokalnie obecność cienkich (2–4 mm) i nieciągłych warstewek substancji węglistej. Obecność tego materiału nie wykazuje przy tym żadnego wyraźniejszego związku zarówno z wielkością ziarna osadu, jak i z miąższością rynien lub ich pozycją w obrębie wielozestawu. W gruboziarnistych partiach niektórych wielozestawów spotyka się ponadto dobrze zachowane odciski pni drzewnych (średnica 10–35 cm), ujawniające charakterystyczne obrazy teksturalne kory sygilarii i lepidodendronów.

W wielozestawach spotyka się czasem zestawy rynnowe wewnątrz zdeformowane (plastyczna deformacja fałdowa lamin, nieraz połączona z utratą przez niektóre z nich ciągłości). Przypadki takie, w których deformacja obejmuje jednocześnie kilku sąsiadujących ze sobą zestawów, są jednak bardzo rzadkie. Deformacje zestawów występują też lokalnie tam, gdzie przykrywający je bezpośrednio zlepieniec (litofacja A) wykazuje w swoim spągu obecność większych pogrązków. Mniejsze pogrąży, a także hieroglify prądowe ob-

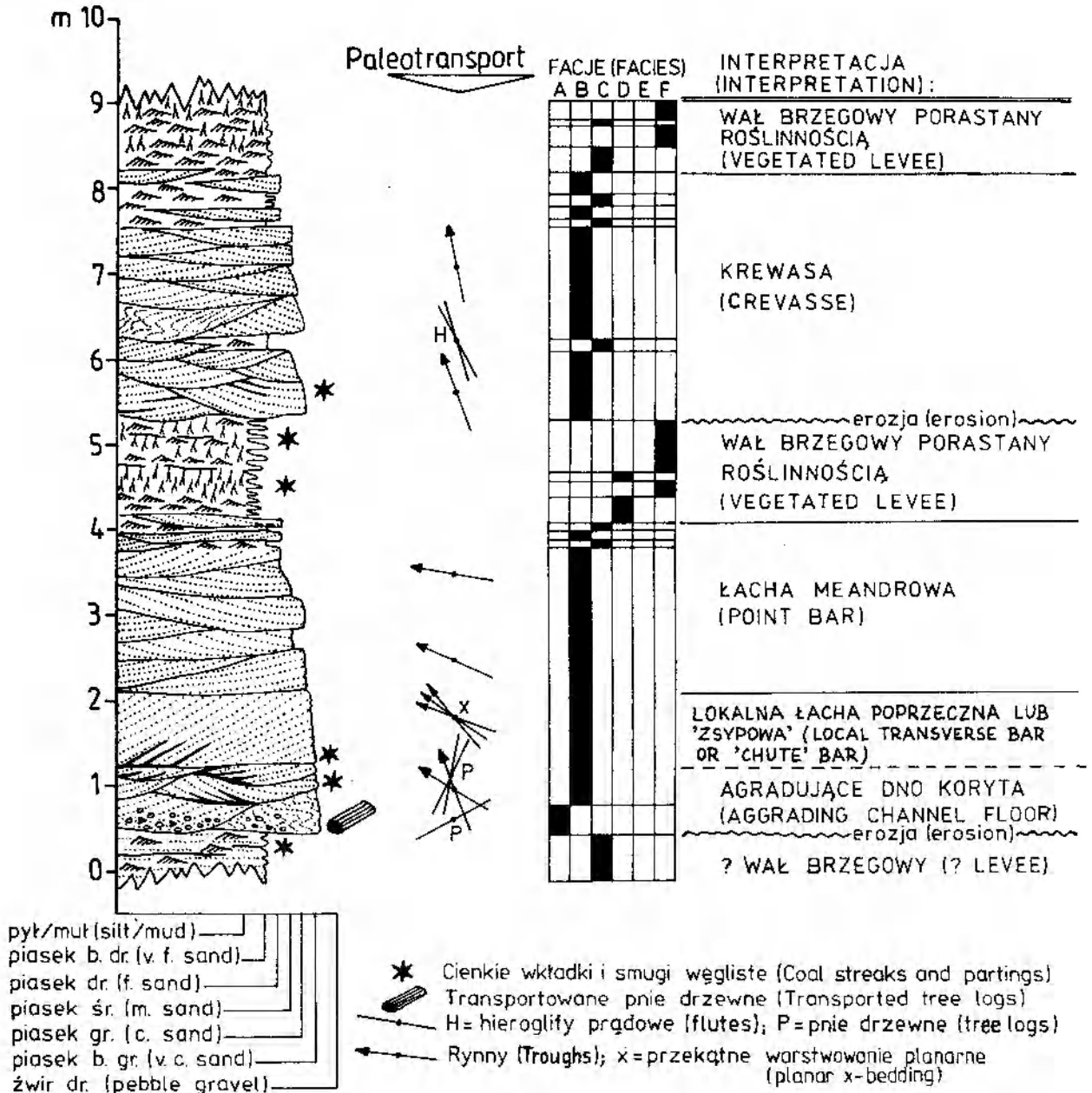


Fig. 10

Profil odsłonięcia warstw wałbrzychskich w północno-wschodniej skarpcie toru kolejowego przy dawnym dworcu w Białym Kamieniu (lokalizacja zob. punkt 10 na fig. 3A)

Profile of the Wałbrzych Beds from the outcrop in railway-track northeastern scarp near an abandoned station in Biały Kamień (for location see point 10 in fig. 3A)

serwuje się dodatkowo w spągu niektórych gruboziarnistych zestawów rynnowych litofacji B, zwłaszcza gdy te reprezentują spąg wspomnianego wcześniej „pakietu” rynien.

Utwory litofacji B są wynikiem transportu i depozycji piasku w warunkach diunowej (megariplemarkowej) konfiguracji dna przez prąd hydrodynamicznie odpowiadający wyższej części dolnego reżimu przepływu. Jak zostanie omówione dalej w pracy, utwory tej litofacji reprezentują przede wszystkim osad rzecznych łach meandrowych. Powstanie opisanych tutaj, słabo nachylnych „pakietów” warstwowania rynnowego wiąże autor z przyrostem bocznym łachy meandrowej (warstwowanie typu „epsilon” w klasyfikacji Allena, 1963) i z naprzemiennością epizodów depozycji i erozji na jej powierzchni (erozja podczas powodzi oraz depozycja podczas opadania powodzi i w okresach międzypowodziowych); mechanizm przyrastania łachy meandrowej ilustruje schemat na figurze 16.

Geneza odosobnionych zestawów przekątnego warstwowania planarnego jest tutaj raczej zagadkowa. Charakter ich wskazuje, że są one wynikiem tworzenia się pewnego rodzaju łach poprzecznych, nie zaś wynikiem zwykłej migracji form dna typu fal piaskowych (ang. sand waves), narzucanych przez reżim przepływu. Niewielkie ła-

chy poprzeczne o prostolinijnym grzbiecie i tabularnej geometrii znane są współcześnie z powierzchni łąch meandrowych w korytach niektórych rzek (cf. Jackson 1976), lecz w cyklotemie rzecznej osad tych łąch pojawia się wtedy w stropie sekwencji piasków łachy meandrowej, poniżej utworów pozakorytowych (por. natomiast fig. 11). Swoją pozycją w cyklotemie opisane tutaj zestawy przypominają bardziej niektóre „unit bars” Canta i Walkera (1976), a więc niewielkie łachy poprzeczne powstające lokalnie w głębszej strefie dna koryta i migrujące ukośnie do jego osi; przez wspomnianych autorów zostały one opisane z rzek o charakterze roztokowym, ale nie wyklucza to obecności podobnego zjawiska lokalnie w rzece meandrującej. Jednocześnie rozważane tutaj zestawy warstwowania przekątnego planarnego mogą być wynikiem depozycji piasku u wylotu koryt „zypowych” (ang. „chute” channel) przecinających górną część łach meandrowych; powstająca u wylotu koryta łachy (ang. „chute” bar; McGowen, Garner 1970) w sprzyjających warunkach przepływu może wkroczyć na obszar dna koryta jako pewnego rodzaju łachy poprzeczna. Rozważane zestawy mogą też ewentualnie stanowić osad zwykłych łach poprzecznych (ang. transverse bar), które są typowe dla niektórych rzek roztokowych (Smith 1970, 1971;

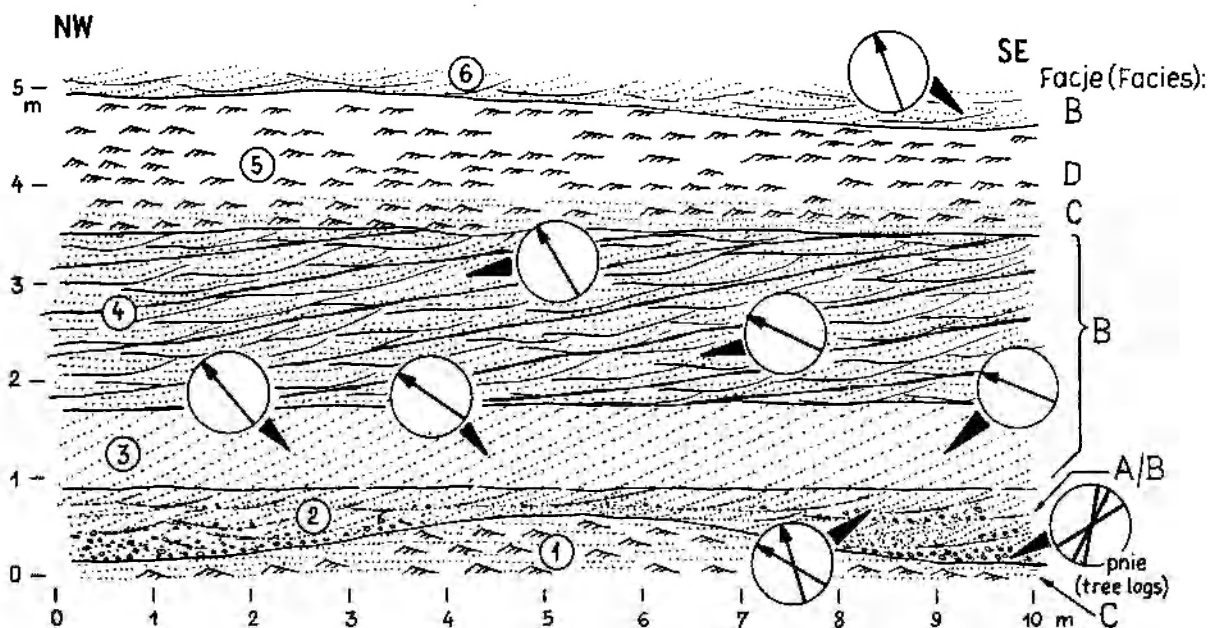


Fig. 11

Szkic fragmentu odsłonięcia odpowiadającego dolnej części profilu na figurze 10 (rysunek nie uwzględnił wychylenia tektonicznego ok. 20°). Strzałki w kółkach wskazują kierunek paleoprądu. Jednostki 2–5 stanowią jeden cyklotem rzeczny; jednostka 1 jest stropem cyklotemu niżejległego, a jednostka 6 – spągiem cyklotemu wyżejległego

Sketch of the Wałbrzych Beds outcrop corresponding to a lower part of the profile shown in figure 10 (tectonic tilt of about 20° is ignored in this figure). Arrows indicate palaeoflow directions. Units 2–5 represent alluvial fining-upward cycle; unit 1 is the top of an underlying cyclothem, and unit 6 is the base of an overlying one

Cant, Walker 1976), ale które z nie znanego bliżej powodu mogły bardzo lokalnie zaczynać powstawanie także w warunkach rzeki meandrującej.

Podobnie różna mogła być przyczyna hydroplastycznej deformacji niektórych zestawów warstwowania rynnowego. Powodem tego rodzaju deformacji w korycie aluwialnym może być: (1) zmiana ciśnienia hydrostatycznego w związku z wahaniem stanu wody; (2) obciążenie związane z intensywnym transportem trakcyjnym dużej ilości piasku przez przepływający prąd (McKee *et. al.* 1967); (3) tarcie prądu o osad dna, który przy sprzyjającym upakowaniu ziaren uległ lokalnemu upłynnieniu np. wskutek wstrząsu sejsmicznego (Allen, Banks 1972); (4) przykrycia osadem grubiej ziarnistym, którego obciążające działanie wzrosło lokalnie powyżej pewnego punktu krytycznego w związku z opadaniem stanu wody (Ray 1976).

Lokalne, cienkie wkładki węgliste stanowią, jak się wydaje, pozostałość po zwęglonych fragmentach kory drzewnej lub fragmentach zmurszałych pni drzewnych, które (prześląknięte silnie wodą) transportowane były wraz z osadem i wraz z nim zostały gdzieś zdeponowane. Kompakcja była natomiast powodem ich sprasowania do postaci cieniutkich soczewek.

LITOFACJA C: PIASKOWCE PRZEKĄTNE WARSTWOWANE W MAŁEJ SKALI

Piaskowce tej litofacji są bardzo powszechne i towarzyszą z reguły litofacji *B*, choć ich całkowity udział miąższościowy w profilach jest stosunkowo nieduży i rzadko przekracza 10–15%. W profilach odsłonięć powierzchniowych (przykłady zob. fig. 9–15) miąższość poszczególnych wystąpień litofacji *C* waha się od 3 do 280 cm i wynosi średnio 50 cm (standardowe odchylenie, $s = 70$ cm).

Są to piaskowce przeważnie drobnoziarniste (60% udziału miąższościowego), czasem bardzo drobnoziarniste (25%) lub średnioziarniste (15%), a ich cechą charakterystyczną jest obecność przekątnego warstwowania rynnowego małej skali (warstwowanie riplemarkowe). Miąższość pojedynczych zestawów lamin waha się zwykle od 0,5 do 3 cm (najczęściej 1–2 cm), przy czym miąższość utworzonych przez nie wielozestawów jest nie tylko bardzo różna (zob. wyżej miąższości wystąpień), ale i lateralnie bardzo zmienna. W przypadku miąższych wystąpień litofacji wielozestawy bywają porozielane płaskimi lub nieco

wklęsłymi powierzchniami erozyjnymi i mają wtedy miąższość od 30 do 120 cm. Powierzchnie uławiczenia, sporadycznie odsłonięte, ujawniają obecność riplemarków językowatych, a w stropie wielozestawu czasem także riplemarków poprzecznych, mniej lub bardziej krętych.

Utwory tej litofacji stanowią wynik transportu i depozycji piasku w warunkach niższej części dolnego reżimu przepływu przy riplemarkowej konfiguracji dna. Przekątne warstwowanie (laminacja riplemarkowa) jest tutaj wynikiem sukcesywnego zasypywania zagłębień między czołowymi partiami riplemarków przez migrujące za nimi riplemarki następne. W ramach rozważanego środowiska sedymentacji aluwialnej utwory tej litofacji należy wiązać przede wszystkim z górną (najpłytszą) strefą powierzchni łachy meandrowej, częściowo z wałami brzegowymi koryta, a także z pozakorytową depozycją glifów krewasowych; zagadnienie to jest bliżej omawiane w rozdziale następnym. Genetyczny związek litofacji *C* z omówioną wcześniej litofacją *B* wyjaśnia schemat na figurze 16.

LITOFACJA D: NAPRZEMIANLEGE CIENKIE PIASKOWCE I MUŁOWCE

W większości profilów udział miąższościowy tej litofacji waha się od kilku do 20–30% i wynosi średnio 10% w niższej części badanej serii i nieco ponad 15% w jej części wyższej. Litofacja *D* ma zawsze charakter mniej lub bardziej heterolityczny, a w związku z tendencją do cienkopłytowej oddzielności w terminologii geologów kopalnianych określana jest zwykle mianem „łupku piaszczytego”. Stanowią ją cienkie (1–5 cm), naprzemianległe warstewki piaskowców i mułowców, często także pyłowców lub iłowców. Proporcje udziału występujących odmian litologicznych mogą być dość wyrównane (rytmiczna naprzemianległość warstewek kilkucentymetrowych), przeważnie jednak zarówno w pionie, jak i w poziomie ulegają one znacznym zmianom. W odsłonięciach powierzchniowych miąższość poszczególnych wystąpień tej litofacji waha się od 25 do 129 cm i wynosi średnio 72 cm (standardowe odchylenie, $s = 40$ cm).

Piaskowce są tutaj niezmiennie drobno- lub bardzo drobnoziarniste i słabo wysortowane, przeważnie w różnym stopniu pylaste. Ich cienkie warstwy mają spągi ostre, erozyjne i zwykle nieco nieregularne, podczas gdy stropy ich mogą mieć charakter ostry i wykazywać falistą morfologię

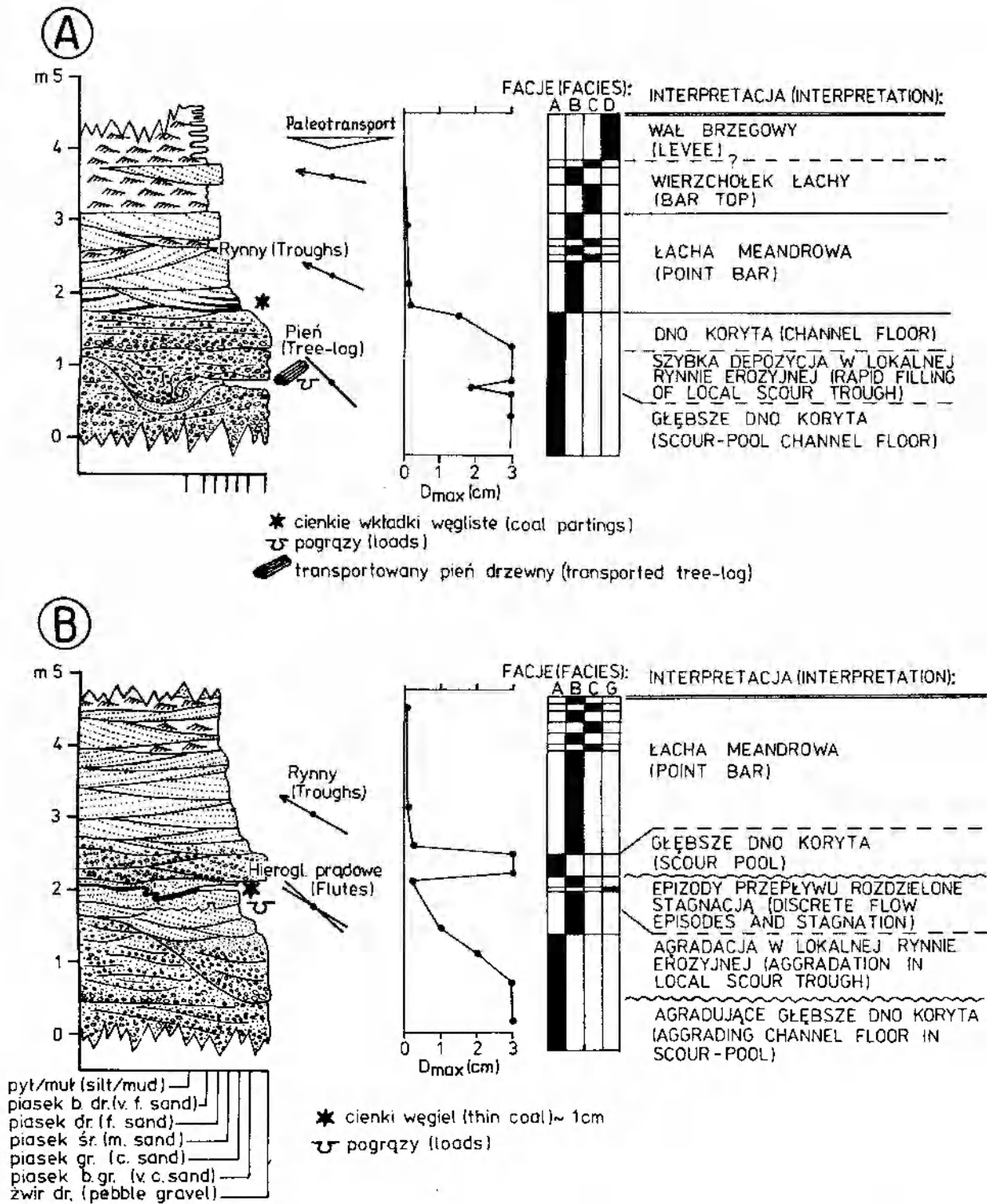


Fig. 12

Profile odsłonięć warstw wałbrzyzkich w nieczynnych łomkach w Konradowie (lokalizacja zob. punkty 5 i 6 na fig. 3A)
 Profiles of the Walbrzych Beds as exposed in small abandoned quarries in Konradów (for location see points 5 and 6 in fig. 3A)

riplemarkową lub stanowić stopniowe przejście piaskowca w wyżejległy pyłowец lub mułowец. Warstwy piaskowcowe wykazują przy tym często subtelny spadek średnicy ziarna od spągu ku stropowi i mogą czasem zawierać niewielkie śród-

formacyjne klasty mułowca lub pyłowca. Czasem spotyka się cienkie wkładki substancji węglistej (grubość kilka mm) o bardzo ograniczonej rozciągłości bocznej (do kilkunastu cm). Charakterystyczną cechą wewnętrzną warstw piaskowco-

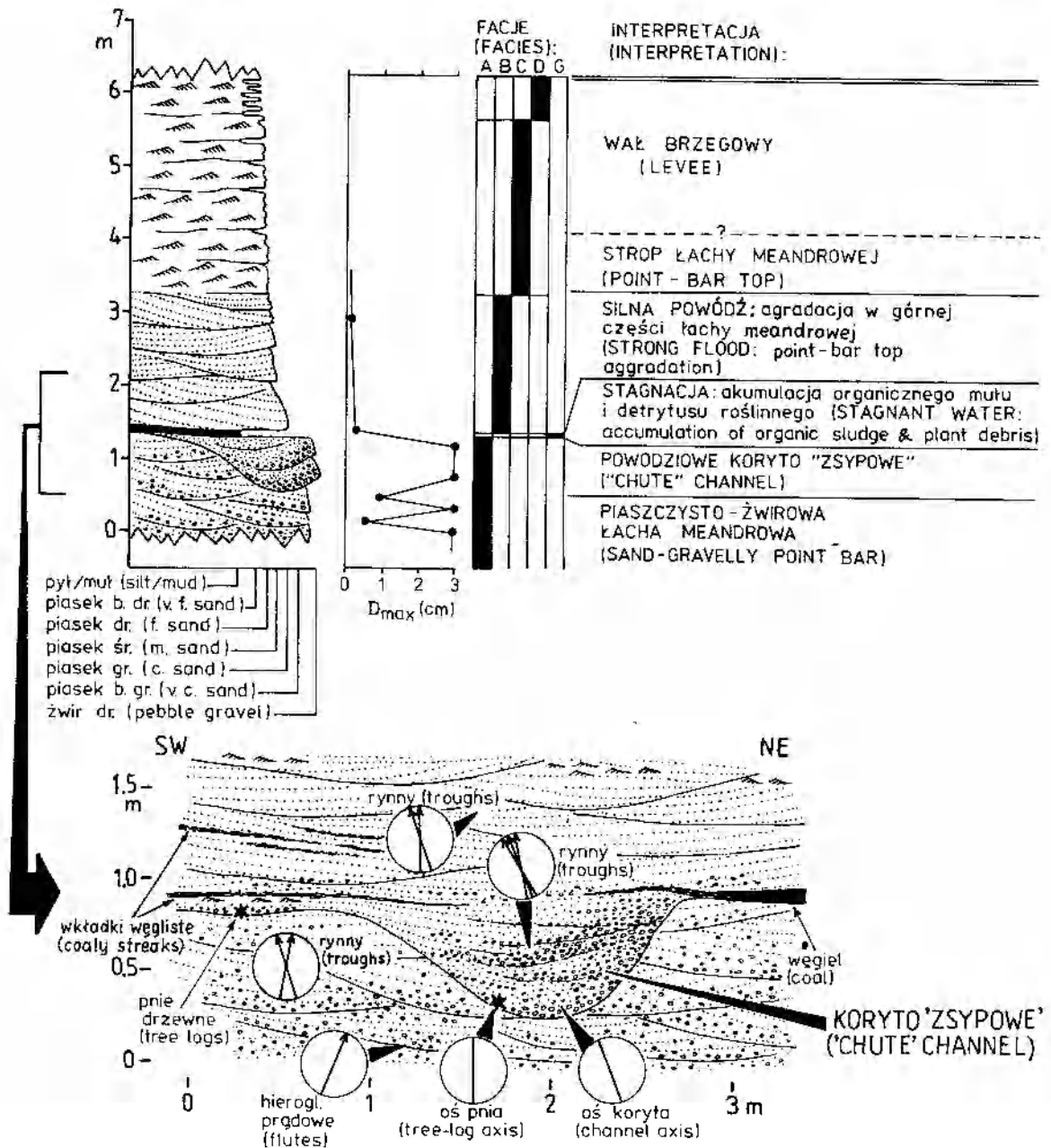


Fig. 13

Profil odsłonięcia warstw wałbrzychskich w jednym z nieczynnych łomików w Konradowie (lokalizacja zob. punkt 4 na fig. 3A)

Profile of the Wałbrzych Beds as exposed in one of abandoned quarries in Konradów (for location see point 4 in fig. 3A)

wych jest obecność przekątnego warstwowania riplemarkowego. W przeciwieństwie do piaskowców, warstwy mułowcowe i pyłowcowe są generalnie masywne (nielaminowane) i tylko czasem spotyka się w nich nikiłe ślady laminacji poziomej lub przekątnej riplemarkowej (pyłowiec).

Powszechną cechą utworów tej litofacji jest obecność bioturbacji roślinnych, związanych z penetracją osadu przez korzenie roślin (zob. niżej litofacja F). Często spotyka się także wystąpienia syderytu (zob. litofacja E). Heterolityczny charakter osadu sprzyja ponadto wietrzeniu skały, co

sprawia, że w odsłonięciach powierzchniowych utwory tej litofacji są przeważnie silnie zwiertzałe i łatwo się rozsypują („łupią”) w soczewkowane bloczki i nieregularne płyty. Rezultatem zaawansowanego wietrzenia i procesów utleniających jest wtedy także rdzawobrunatna barwa skały.

Utwory litofacji D stanowią wynik depozycji w warunkach bardzo zmiennego przepływu wody, gdzie krótkotrwała depozycja osadu transportowanego trakcyjnie przy riplemarkowej konfiguracji dna w niższej części dolnego reżimu przepływu (piaskowce i częściowo pyłowce) występowała

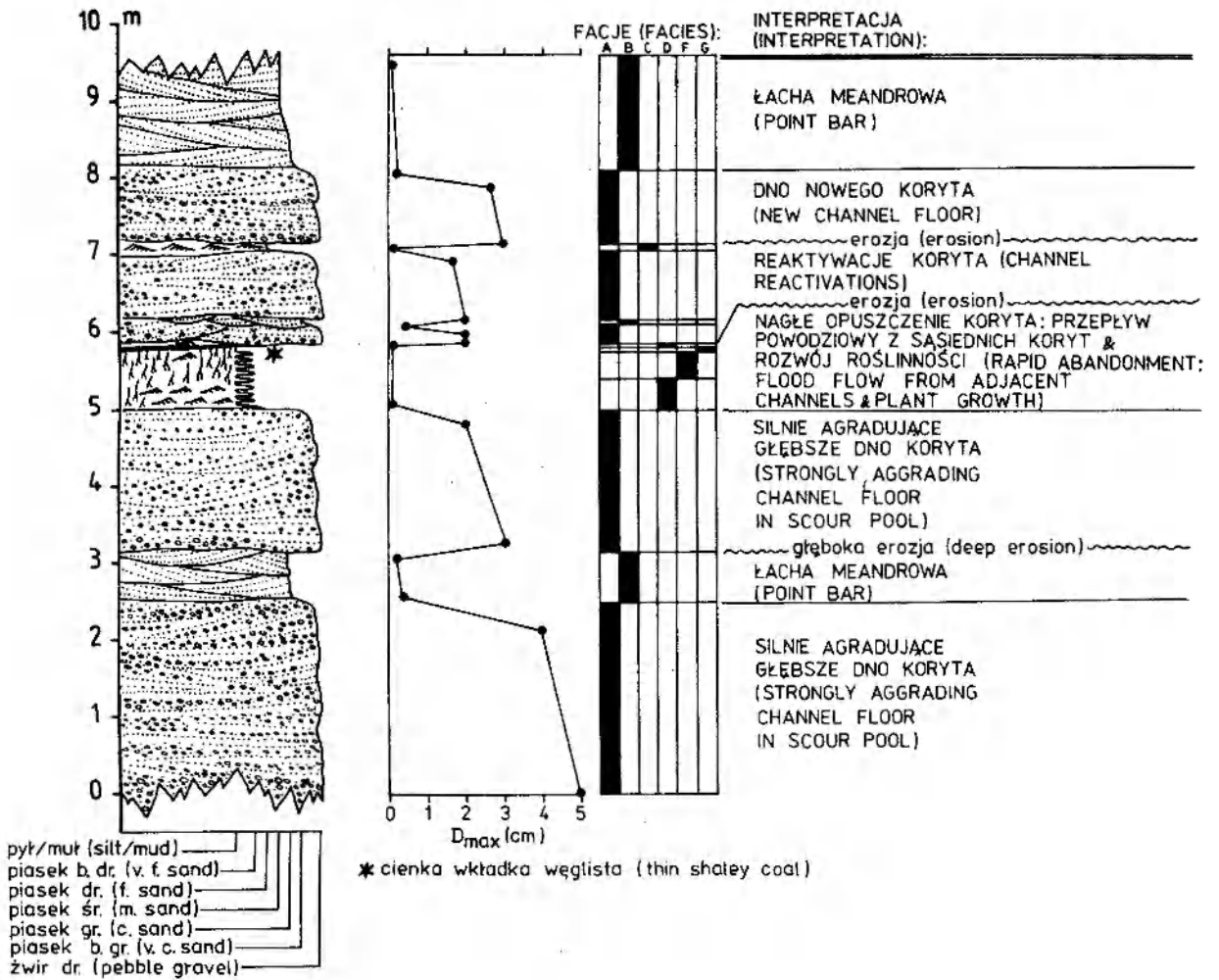


Fig. 14

Profil centralnej części odsłonięcia przedstawionego na figurze 15 (Szczawno Zdrój, punkt 11 na fig. 3A)

Profile of a central part of the outcrop shown in figure 15 (Szczawno Zdrój, see point 11 in fig. 3A)

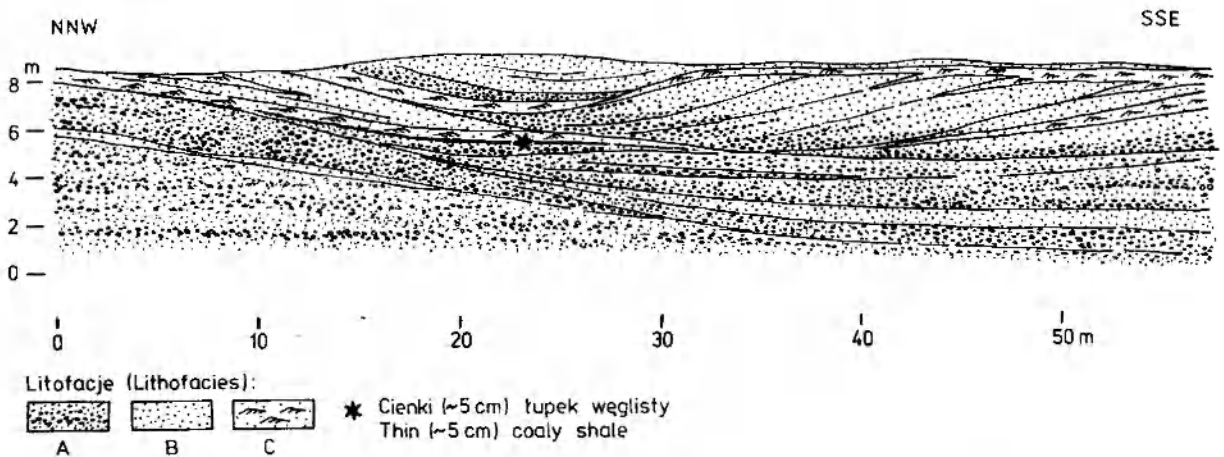


Fig. 15

Szkic ściany odsłonięcia w nieczynnym kamieniołomie koło sanatorium „Zacisze” w Szczawnie Zdroju (punkt 11 na fig. 3A); symbole litofacji warstw wałbrzyskich odpowiadają opisowi w tekście

Sketch of the outcrop wall in an abandoned quarry near sanatorium “Zacisze” in Szczawno Zdrój (see point 11 in fig. 3A); lithofacies symbols as used in text

na przemian z depozycją drobniej ziarnistego materiału zawiesinowego (mułowce i iłowce). Utwory te odpowiadają jednej z najbardziej charakterystycznych facji aluwialnego środowiska rzek meandrujących („alternating beds facies” Allena, 1965) i reprezentują depozycję w ramach wałów brzegowych. W omawianych tutaj utworach litofacji *D* przeważa jednak często mułowiec lub nawet iłowiec (współwystępujący z drobnoziarnistym pyłowcem) i w takiej postaci występowanie tej litofacji należy genetycznie wiązać z najbardziej zewnętrzną, dystalną strefą wału brzegowego i z przyległym obszarem basenu powodziowego. Typowe utwory basenu powodziowego to jednak litofacja następna (*E*).

LITOFACJA *E*: MUŁOWCE I IŁOWCE

Mułowce i iłowce (łupki) są bardzo powszechnym elementem litologicznym badanej serii utworów. W niższej części warstw wałbrzyskich miąższościowy udział tej litofacji wynosi średnio

31%, w części wyższej zaś wynosi on 35%; w odsłonięciach powierzchniowych utwory te są jednak rzadko obserwowane (mała odporność na wietrzenie i erozję).

Wystąpienia tej litofacji stanowią czasem cienkie (1–5 cm) wkładki wśród piaskowców, ale przeważnie są to mięszce warstwy o grubości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku lub kilkunastu metrów. W tych ostatnich przypadkach utwory mułowcowo-iłowcowe rozdzielone są przeważnie pokładami węgla lub horyzontami łupków węglistych ze stygmariami (zob. niżej litofacja *G*). Mułowce i iłowce bywają często silnie spenetrowane korzeniami roślin (stygmarie), ale tego rodzaju horyzonty bioturbacji roślinnych wyróżniono tutaj jako odrębną litofację (zob. niżej litofacja *F*).

Nawet w przypadku cienkich kilkunastocentymetrowych wystąpień profil utworów litofacji *E* wykazuje duże zróżnicowanie pionowe. Zmienna jest bowiem barwa skały, wahająca się od brunatnej do szarej lub prawie czarnej (węgliste mułow-

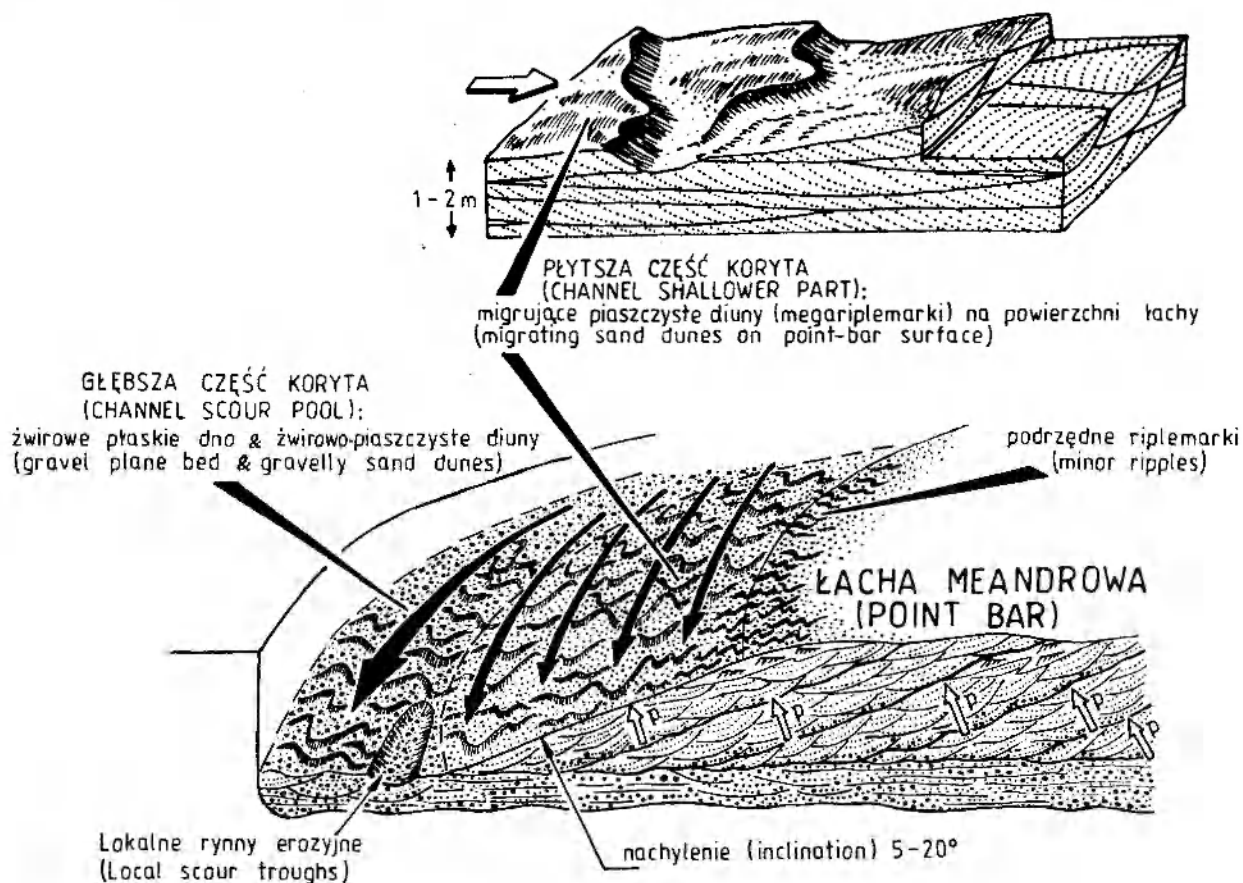


Fig. 16

Schemat graficzny objaśniający powstanie słabo nachylonych „pakietów” przekątnego warstwowania rynnowego w cyklach aluwialnych warstw wałbrzyskich

Graphical scheme explaining the origin of low-inclined “packages” (cosets) of trough cross-bedding as observed in the fining-upward cycles of Wałbrzych Beds

ce i iłowce zaliczono do litofacji *G*; zob. niżej), zmienna jest jej tekstura, a także pojawiają się w niej cienkie (cm) horyzonty soczewkowatych smug lub lamin piaszczystych oraz pylastych. Same mułowce i iłowce mogą też wykazywać czasem mniej lub bardziej wyraźną laminację poziomą, ale przeważnie są jednak masywne, nielaminowane.

Zarówno w utworach tej litofacji, jak i w utworach litofacji *D* (czasem także w łupkach węglistych litofacji *G*) spotyka się nieregularne horyzonty żelaziaków ilastych oraz cienkie (5–10 cm) płaskury syderytowe. W ciemnych, bardziej bitumicznych odmianach mułowców lub iłowców konkretne syderytowe mogą się łączyć ze sobą i przechodzić bocznie w masywne ciała syderytowe o grubości do 15–20 cm.

Utwory tej litofacji stanowią wynik depozycji drobnoziarnistego materiału zawiesinowego w wodzie stojącej lub prawie stojącej, przy częstym, lecz niewielkim udziale bardzo słabych prądów (smugi i laminy pylaste lub drobnopiaszczyste). W rozważanym środowisku aluwialnym reprezentują one depozycję przede wszystkim w warunkach pozakorytowych, na obszarze basenu powodziowego rzeki meandrującej. Zmienność pionowa osadu wskazuje tutaj na dużą liczbę epizodów powodziowych.

Powstawanie syderytu znane jest wspólnie z bagiennych obszarów nadrzecznych (np. Postma 1977). Z geochemicznego punktu widzenia, utworzenie się syderytu w warunkach naturalnych wymaga bardzo niskiego stężenia rozpuszczonych siarczków, stosunkowo wysokiego stężenia rozpuszczonych węglanów, wartości pH bliskich stanowi obojętnemu, niskiego Eh oraz wysokiego stosunku Fe^{2+}/Ca^{2+} (Bernier 1964; Garrels, Christ 1965). Obecność syderytu przemawiałaby zatem przeciwko jakiegokolwiek istotnemu udziałowi wód brakicznych (wpływowi morza) w rozpatrywanym środowisku sedymentacji.

LITOFACJA *F*: UTWORY ZE STYGMARIAMI I BIOTURBACJAMI ROŚLINNYMI

Horyzonty utworów ze stygmariami i bioturbacjami roślinnymi nie stanowią litofacji w takim sensie, jak pozostałe tutaj opisane. Są one jednak na tyle specyficzne i paleośrodowiskowo ważne, że potraktowane zostały jako samodzielny element facjalny badanej serii utworów. Zwłaszcza, że stanowią one bardzo powszechny jej element.

Ślady korzeni roślin są bardzo pospolite w

omawianej serii skał i występują w różnych typach osadu. Przeważnie są to utwory odpowiadające charakterem litofacji *D* lub *E*, czasem także litofacji *C*. Stygmarii pojawiają się w formie rozległych horyzontów, nie zawsze jednak ciągłych lateralnie. Zasięg pionowy stygmarii wynosi kilka lub kilkanaście centymetrów, a ich średnica rzadko przekracza 6–7 mm. Kanaliki stygmariowe zawierają często w swoim wnętrzu dość dobrze zachowaną substancję węglistą (pozostałość po pierwotnym korzeniu), zwłaszcza na świeżych przełamach skały, ale w wielu innych przypadkach materiał węglisty uległ utlenieniu i usunięciu pozostawiając jedynie rureczkowate zagłębienia. Z obecnością stygmarii wiąże się mniejsze lub większe zniszczenie pierwotnej laminacji w osadzie, czasem nawet zupełne jej zatarcie w następstwie silnej bioturbacji korzeniowej (gleba stygmariowa).

Horyzonty stygmariowe są przeważnie izolowane i występują pojedynczo, ale czasem są zgrupowane po kilka w niewielkim nawet interwale pionowym (przykład zob. fig. 9). Czasem sąsiadujące ze sobą w pionie horyzonty są tak blisko siebie położone, że stygmarii jednego poziomu najwyraźniej penetrują horyzont niżejległy. Horyzonty stygmariowe z reguły występują w spągu pokładów węgla, rzadziej w ich stropie, ale wiele jest horyzontów nie związanych bezpośrednio z obecnością węgla lub łupka węglistego.

Omawiane tutaj utwory ze stygmariami i bioturbacjami roślinnymi stanowią pewien rodzaj kopalnych horyzontów glebowych, czasem nawet gleb w sensie dosłownym (gleby stygmariowe). Są one wynikiem rozwoju roślinności wczesnonamurskiej i penetrującego oddziaływania korzeni roślin na osad, w obrębie którego wzrastały. Niewielka długość korzeni (nawet przy uwzględnieniu ich deformacji kompacyjnej) wskazuje, że w warunkach torfowisk bagiennych narastająca warstwa torfu, po przekroczeniu pewnej grubości, musiała stopniowo przejmować na siebie rolę gleby, tj. podłoża, w które mogły zapuszczać korzenie kolejne generacje roślinności. Kilka innych aspektów fizycznych rozwoju roślinności i akumulacji fitogenicznej omówiono dalej.

LITOFACJA *G*: WĘGLE I ŁUPKI WĘGLISTE

Węgłe i różnego rodzaju łupki węgliste potraktowano tutaj łącznie, jako jedną litofację. Obie odmiany litologiczne są bowiem albo ściśle

ze sobą stowarzyszone, przewarstwiewające się wzajemnie i czasem przechodzące bocznie jedna w drugą, albo też kontekst ich występowania bywa identyczny (nad horyzontem stygmariowym, w obrębie drobnoziarnistych klastyków). O samych pokładach węgla, ich ilości i miąższości była już mowa w rozdziale poprzednim, na wstępie pracy. Węgłe wałbrzyskie znane są ponadto w kraju z wysokiej zawartości części lotnych (węgle koksujące) i wysokiego stopnia uwęglenia (po antracytowy włącznie), ale zagadnienie metamorfizmu węgla i jego parametrów technicznych wykracza poza zakres tematu pracy.

Procentowy udział węgla w obu częściach profilu warstw wałbrzyskich, niższej i wyższej, jest dość podobny (średnio około 70% miąższości serii skalnej). Udział miąższościowy łupków węglistych stanowi blisko drugie tyle. Czarne, bitumiczne utwory określane mianem „łupków węglistych” reprezentują w istocie dość szerokie spektrum odmian osadu: od laminowanych, silnie węglistych i lśniących iłowców, nieraz z wkładkami pyłowca lub węgla, po masywne, nielaminowane i matowe iłowce pylaste oraz pyłowce. W tych pierwszych odmianach częsta jest obecność wewnętrznych powierzchni zlustrowań kompacyjnych, podczas gdy drugie, pylaste odmiany są często spękane i wykazują wyraźną oddzielność „kostkową” (niemal prostopadłościenną blozki); do obu tych cech utworów węglistych wraca au-

tor w końcowym rozdziale pracy, omawiając praktyczne aspekty analizy facjalnej.

Depozycja iłowców i drobnoziarnistych pyłowców ilastych tej litofacji zachodziła zapewne w warunkach stagnującej wody bagiennej wskutek flokulacji zawiesiny mineralnej. Dotyczy to przede wszystkim cząsteczek minerałów ilastych, ale ich depozycja pociągała za sobą równoczesną depozycję towarzyszącego im drobnego pyłu. Tak deponowane cząstki łu nie są początkowo uporządkowane (ukierunkowane), ale po przykryciu młodszym osadem ciśnienie nadkładu powoduje ich reorientację; prowadzi to do konsolidacji łu i powstania w nim laminacji, z wyjątkiem sytuacji, gdy łu uległ już wcześniej znacznemu odwodnieniu (O'Brien 1964; Odom 1967). W tym ujęciu nielaminowane iłowce i ilaste pyłowce mogą także stanowić wynik depozycji flokulacyjnej, ale ich pogrzebanie i konsolidacja nastąpiłyby już po etapie wcześniejszego usunięcia z osadu większości pierwotnej wody sedymentacyjnej (cf. Wanless *et al.* 1969, s. 138).

Depozycja węgla i drobnoziarnistych klastyków węglistych jest naturalnie przejawem długotrwałej akumulacji fitogenicznej i należy ją wiązać z aluwialnym subsrodowiskiem bagien torfowiskowych basenu powodziowego. Zagadnienie warunków akumulacji fitogenicznej w rozważanym środowisku aluwialnym omówione jest w jednym z dalszych rozdziałów pracy.

ANATOMIA FACJALNA I ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Omówionych wyżej siedem litofacji stanowi zespół facjalny bardzo spójny genetycznie, reprezentujący depozycję w ramach równiny aluwialnej rzek meandrujących. Zestawienie pomiarów kierunku paleoprądów wskazuje przy tym na generalny kierunek transportu osadu ku NNW (fig. 17). Dla odczytanego z diagramu, maksymalnego zakresu zmienności kierunków paleoprądu (167°) wskaźnik krętości koryt (Miall 1977, rozdz. 3, s. 5) wynosi $P = 1,78$. Wartość ta dobrze koresponduje z typem rzek meandrujących o wysokiej krętości.

Jednym z ważnych elementów przeprowadzonej analizy facjalnej było poznanie i zrozumienie pionowego następstwa facji w badanej serii utworów. W tym celu dane uzyskane w trakcie profilowania odsonień powierzchniowych i podziemnych zestawili autor w formie odpowiedniej macierzy przejść (tabela na fig. 18) i przy użyciu ilościowej metody łańcuchów Markowa (Krum-

bein, Dacey 1969) ustalił modalne następstwo facji. Przez zastosowanie odpowiedniego testu istotności (Radomski, Gradziński 1978) wyeliminowane zostały przejścia statystycznie nieistotne, a więc takie, które można uznać również za

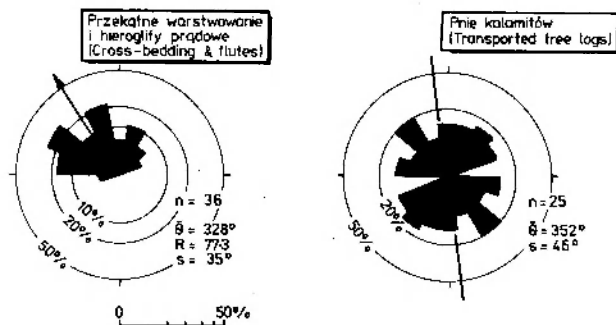


Fig. 17

Diagram zbiorczy pomiarów kierunku paleotransportu w warstwach wałbrzyskich (dane dla odsonień powierzchniowych) Summary diagram of palaeoflow data from the Wałbrzych Beds (data collected in surficial outcrops only)

nieistotne („przypadkowe”) z punktu widzenia istoty procesów depozycyjnych w badanym paleośrodowisku; w interpretacji uwzględniono jedynie te przejścia, które okazały się istotne na poziomie istotności nie niższym niż $\alpha = 5\%$ (przejścia oznaczone ramką w tabeli na fig. 18).

Ustalone w ten sposób następstwo modalne facji przedstawia graficznie diagram na figurze 18 (pod tabelą). Treść modelu zilustrowano reprezentatywnymi dla niego sekwencjami facjalnymi (fig. 18), sporządzonymi półschematycznie na podstawie materiału obserwacyjnego. Sekwencje te w pewnym sensie wyczerpują zakres „istotnych” procesów depozycyjnych, jakie zachodziły w rozważanym tutaj środowisku aluwialnej depozycji warstw wałbrzyskich (zob. interpretacja sekwencji facjalnych na fig. 18). Odpowiednio grupując interpretowane procesy, sprowadzić można je do dwóch zasadniczych subsrodowisk fizjograficznych równiny aluwialnej: subsrodowiska koryt aluwialnych i subsrodowiska obszarów pozakorytowych. W takiej też kolejności rozpatrywane procesy zostaną omówione.

SUBŚRODOWISKO KORYT ALUWIALNYCH

Koryta rzeczne i łachy meandrowe. Utwory łach meandrowych (facje B i C) stanowią główną część korytowych sekwencji facjalnych (zob. sekwencje 1–5 na fig. 18 oraz fig. 9–15). Swoim charakterem sekwencje te ściśle przy tym nawiązują do aluwialnych cyklotemów prostych frakcjonowanych (ang. fining-upward cycle; Allen 1965).

W rozważanym środowisku koryta rzek meandrujących były głębokie (kilka metrów) i zapewne stosunkowo wąskie. Głębsza część dna koryta stanowiła strefę, w której transportowany był materiał aktualnie najgrubiej ziarnisty (żwir i gruboziarnisty piasek) przy płaskiej lub diunowej konfiguracji dna (facja A). W czasie opadania stanów powodziowych strefa ta stawała się miejscem szybkiej agradacji pionowej dna, prowadzącej przypuszczalnie do uzyskania przez rzekę lokalnego profilu równowagi.

W formie diun materiał piaszczysty transportowany był także w płytszej części koryta – na powierzchni łachy meandrowej; w najpłytszej części łachy przeważała jednak często riplemarkowa konfiguracja dna (fig. 16). Przesuwanie się koryta i boczny przyrost łachy meandrowej sprawiał, że osad głębszego dna ulegał sukcesywnie przykryciu przez piaski łachy meandrowej (fig. 16; zob. też fig. 9–15 oraz sekwencje 1–5 na fig.

18). Piaski górnej części łachy meandrowej ulegały natomiast stopniowo przykryciu przez utwory wału brzegowego (facja D) i równiny powodziowej (facje E–G).

Niektóre sekwencje korytowe, typu sekwencji 5 na figurze 18, należy zapewne interpretować jako utwory opuszczonych koryt rzecznych (możliwe sposoby opuszczenia fragmentu koryta zob. fig. 30). W przypadku przerwania się przepływu do wnętrza koryta zsykowego odcinek wyłączony z przepływu jest w początkowej fazie wypełniony materiałem niesionym w formie obciążenia dennego (trakcja), ale potem, gdy nastąpi już zaczopowanie obu krańców odcinka, zostaje on wypełniony drobnym materiałem zawieszonym. W pozostałych dwóch przypadkach opuszczenia koryta (odcięcie meandrowego zakola lub awulsja koryta) zaczopowanie martwego odcinka następuje szybko i powstaje wtedy niemal bezpośrednio starorzecze. Jezioro takie ulega następnie powolnemu zapelnieniu materiałem zawieszonym, dostarczonym tylko w czasie stanów powodziowych w przyległym korycie(-tach) czynnym. W każdym z przypadków materiał zawieszony może być bogaty w substancje organiczne, a w specyficznych warunkach może to być niemal materiał humusowy (powstają wtedy węgle kennelskie). Starorzecza mogą stać się także miejscem bujnego rozwoju roślinności, jeżeli tylko głębokość wody pozwala jej zakorzenić się na dnie.

Koryta „zsykowe”. Niektóre, stosunkowo cienkie sekwencje korytowe interpretuje autor jako utwory wypełniające tzw. koryta „zsykowe” (sekwencja 5 na fig. 18; przykład zob. fig. 13). Koryta zsykowe stanowią charakterystyczny element fizjograficzny rzeki meandrującej, zwłaszcza rzeki o bardzo zmiennych przepływach. W warunkach wysokiego stanu wody przepływ nad niektórymi łachami meandrowymi ulega rozdzielaniu na dwie główne strefy: jedną stanowi głębsza (osiowa) część koryta, a drugą – równoległą do niej, mniejsze koryto „zsykowe” (ang. „chute” channel), rozcinające powierzchnię górnej partii łachy meandrowej. U wylotu takiego koryta tworzy się zwykle niewielka, piaszczysta łacha „zsykowa” (ang. „chute” bar), której osad reprezentowany jest przez zestaw wielkoskalowego warstwowania przekątnego odprądowego, zwykle o charakterze mikrodeltaowym.

Kształt i wielkość tego rodzaju koryt przelewowych są zmienne, a ich dno bywa wyścielone materiałem żwirowym. Materiał piaszczysto-żwirowy stanowi też zwykle wypełnienie koryta. Dno koryta zsykowego wznosi się stopniowo w kie-

runku płynięcia prądu, aż do punktu, gdzie przepływ przestaje już ograniczać się do samego koryta i ulegając rozszerzeniu powoduje depozycję wspomnianej łachy zsypanej. Gdy koryto jest stosunkowo niewielkie, może ono ulec wypełnieniu w następstwie pojedynczej powodzi. Zwykle jednak kolejne stany powodziowe prowadzą do stopniowego wypełniania koryta, deponując w nim sekwencję nałożonych na siebie, kilkudziesięciocentymetrowych pakietów piaszczystych lub piaszczysto-żwirowych, mniej lub bardziej wyraźnie frakcjonowanych. Niektóre z pakietów osadu mogą być przykryte cienkim horyzontem gleby stygmariowej lub cienką warstwą mułu bogatego w materię organiczną (cf. McGowen, Garner 1970). Poszczególne pakiety mają spągi silnie erozyjne, zaś ich depozycja odpowiada zasadniczo stadium opadania stanów powodziowych.

SUBŚRODOWISKO TERENÓW POZAKORYTOWYCH

Wały brzegowe. Są to nasypy ciągnące się bezpośrednio wzdłuż brzegów koryta (głównie wzdłuż wklęsłych brzegów podcinanych) i obniżające się stopniowo na zewnątrz od niego. Pełne zanurzenie wałów ma miejsce tylko przy najwyższych stanach powodziowych. W wodach powodziowych, wylewających się poza koryto, dochodzi nieuchronnie do spadku poziomu turbulencji, czemu towarzyszy depozycja materiału zawiesinowego: materiał grubiej ziarnisty (piasek i pył) deponowany jest blisko koryta, natomiast materiał drobniejszy wynoszony jest dalej – na obszar przyległej równiny powodziowej. Wały brzegowe zbudowane są przeważnie z naprzemianległych osadów piaszczystych i mułowych (facja D), będących odzwierciedleniem wahań stanu wody w rzece. Roślinność rosnąca na wałach brzegowych sprzyja wygaszaniu turbulencji i przyspiesza sedymentację. Lokalnie wały brzegowe bywają przecinane przez krewasy.

W cyklotemach aluwialnych utwory wałów brzegowych pojawiają się charakterystycznie w stropie osadów łachy meandrowej (zob. sekwencje 1, 2, 5 i 6 na fig. 18; fig. 9–14).

Krewasy i glify krewasowe. Piaszczyste osady koryta są czasem dostarczane na obszar równiny powodziowej w następstwie przerwania wału brzegowego przez przepływ powodziowy. W wale brzegowym zostaje wtedy wyerodowane niewielkie koryto (krewasa), odprowadzające wodę powodziową poza koryto rzeki. Bezpośrednio u wylotu takiego koryta, tuż za wałem brzego-

wym deponowana jest wtedy pryzma osadu w kształcie niewielkiego, płaskiego stożka napływowego, wydłużonego poprzecznie do koryta rzeki. Gdy glify krewasowe występują często i blisko siebie, wtedy ich boczne zazębienie się prowadzi do powstania rozległej i niemal ciągłej pokrywy piaszczystej zawartej wśród drobnoziarnistych osadów basenu powodziowego. Podobnie jak przyległa równina powodziowa, tak i nieczynny gilf krewasowy może stać się miejscem rozwoju roślinności.

Utwory krewasy to sekwencja piaszczystych osadów spoczywających na powierzchni erozyjnej – silnie wklęsłej w obrębie koryta krewasy, lecz płaskiej i rozległej u podstawy leżącego dalej gilfu krewasowego. Następstwo pionowe struktur sedymentacyjnych wskazuje na malejącą energię przepływu, przewarstwienia zaś drobnoziarnistego mułu w stropie sekwencji są świadectwem fluktuacji przepływu w końcowym stadium aktywności krewasy. Inną cechą charakterystyczną jest to, że kierunek transportu osadu w ramach krewasy i jej gilfu jest zdecydowanie odchyłony od kierunku transportu w przyległym odcinku koryta rzeki (zob. sekwencje 6 i 7 na fig. 18; fig. 9 i 10).

Równina powodziowa. Tempo depozycji pozakorytowej jest z reguły niskie, co wiąże się ze stosunkowo wysokimi prędkościami przepływu powodziowego poza korytem i niską koncentracją zawiesiny w szczytowych stadiach powodzi. Powtarzalność powodziowych przepływów pozakorytowych może być bardzo różna i zmienna; współcześnie rekurencja tego rodzaju zjawiska występuje najczęściej w interwałach 1–2 lat (Wolman, Leopold 1957). Tylko wielkie powodzie deponują więcej niż centymetr lub kilka centymetrów osadu na obszarze równiny powodziowej, przy czym powierzchniowy rozkład deponowanego osadu nie jest przeważnie jednorodny i ma charakter mniej lub bardziej „wyspowy”. Roślinność skutecznie przyczynia się do zlokalizowania depozycji. W niektórych fragmentach obszaru powodziowego osady mogą nawet ulegać erozji podczas powodzi.

W klimacie wilgotnym równina powodziowa może nigdy nie wysychać i przekształcić się w bagno nadrzeczne lub nawet jezioro. Roślinność rozwija się wtedy masowo, co prowadzi do powstania torfowisk. Wahania zwierciadła wody i wzrost roślinności mogą prowadzić do utworzenia szeregu poziomów glebowych w profilu osadów równiny powodziowej (zob. sekwencje 7 i 8 na fig. 18).

RELACJE PRZESTRZENNE

Następnym krokiem w analizie facjalnej było ustalenie przestrzennych relacji między facjami, traktowanymi jako litosomy, a więc poznanie anatomii facjalnej warstw wałbrzyckich. Sporządzone przekroje facjalne (fig. 19–21) ukazują charakterystyczny obraz układu facji w serii utworów aluwialnych powstałych w środowisku rzek meandrujących. Przeważają tutaj soczewkowate, linijne ciała piaskowcowe zbudowane z utworów facji A, B i C. Miąższość tych ciał waha się od 10

do 25 m, natomiast ich szerokość od 0,5 do 2,5 km. Powierzchnia spągowa ciała piaskowcowego ostro ścina niżejleżące utwory, ale bocznie piaskowce zazębiają się z drobnoziarnistymi osadami facji D i E oraz występującymi wśród nich pokładami węgla (przykład szczegółowy zob. fig. 21).

Tego rodzaju ciała piaskowcowe reprezentują paleosystemy koryt rzecznych i niemal w całości zbudowane są z utworów korytowych. Ich językowate wypustki boczne, których miąższość maleje na zewnątrz od ciała piaskowcowego (fig. 21),

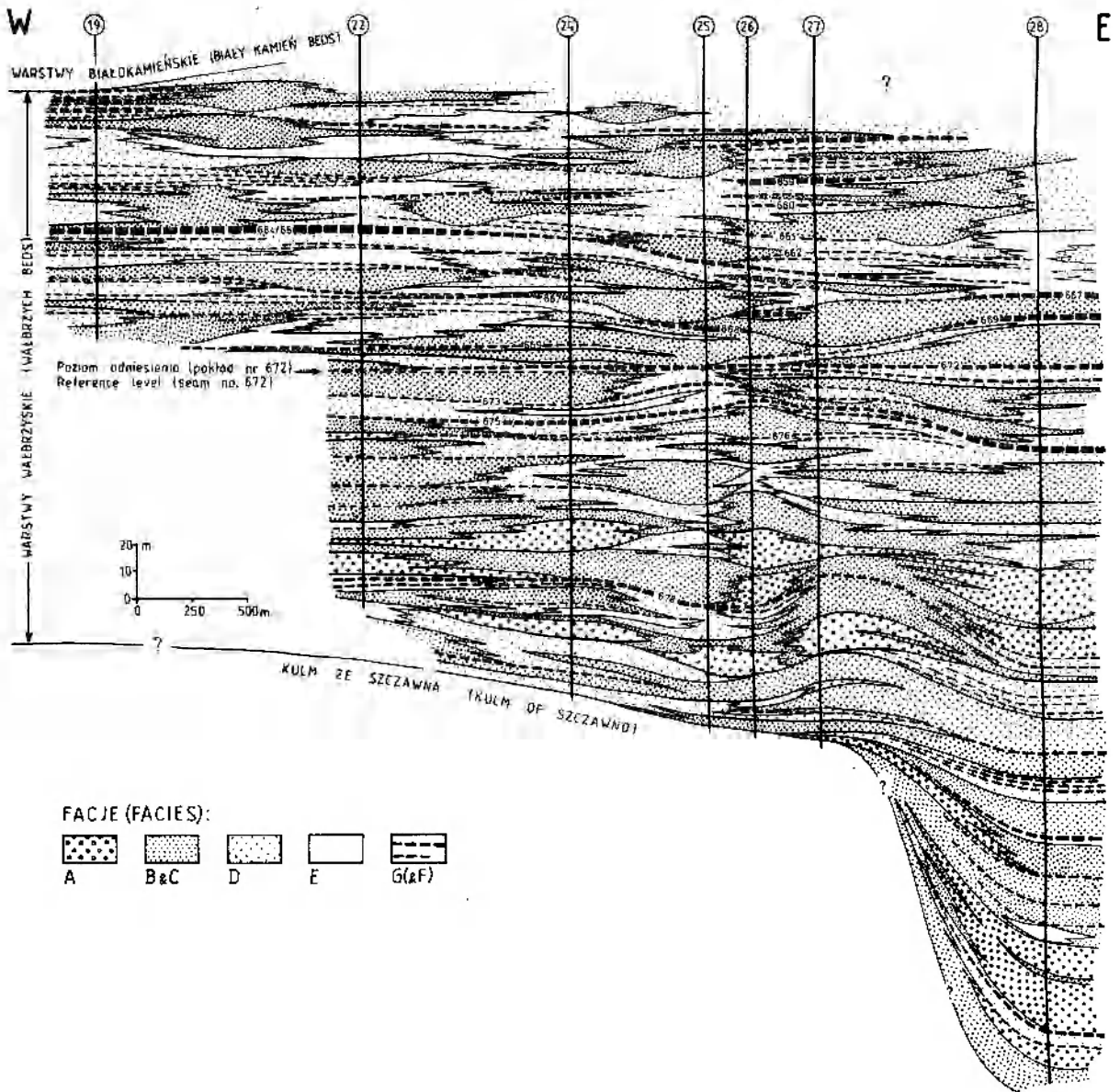


Fig. 19

Przekrój litofacjalny przez warstwy wałbrzyckie sporządzony na podstawie profili kopalnianych (główne z nich zaznaczono na przekroju; lokalizacja zob. fig. 3A). W wielu swoich szczegółach przekrój ten jest hipotetyczny. Symbole litofacji odpowiadają użytym w tekście (litologia zob. fig. 4)

Cross-sectional view of facies distribution in the Wałbrzych Beds (for location of main profiles see fig. 3 A). In this cross-section many details are hypothetical, but facies occurrences are strict and reliable. Facies symbols as used in text (general lithologies see fig. 4)

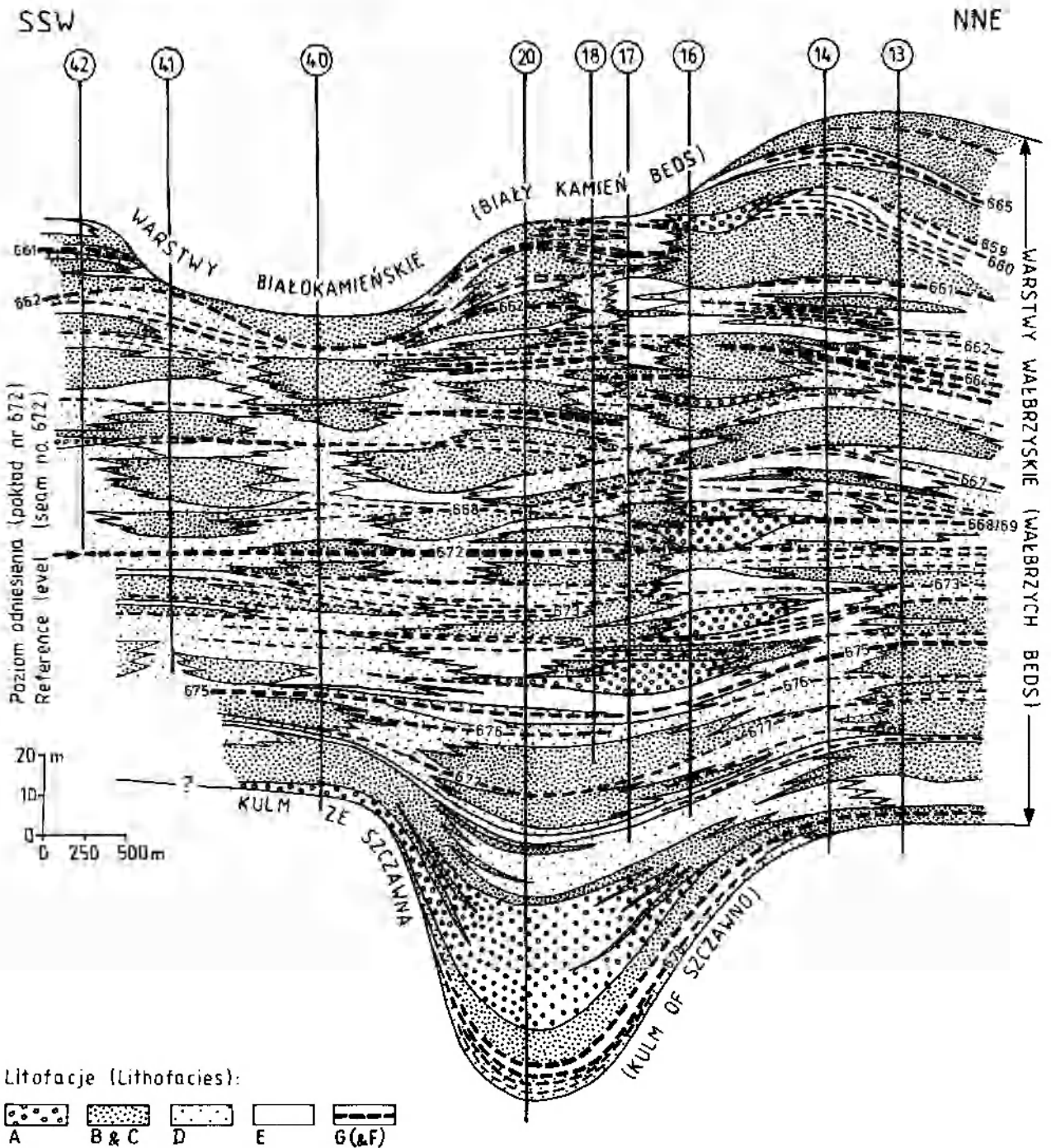


Fig. 20

Przekrój litofacjalny przez warstwy wałbrzyskie sporządzony na podstawie profili kopalnianych (główne z nich zaznaczono na przekroju; lokalizacja zob. fig. 3A). W wielu szczegółach przekrój ten jest hipotetyczny. Symbole litofacji odpowiadają użytym w tekście. Podobnie jak na przekroju poprzednim (fig. 19), również tutaj nie uwzględniono tektonicznego wychylenia warstw i odtworzono pierwotne relacje na lokalnych uskokach

Cross-sectional view of facies distribution in the Wałbrzych Beds (for location of main profiles see fig. 3 A). In this cross-section many details are hypothetical, but facies occurrences are strict and reliable. Facies symbols as used in text. Here and in the other cross-section (fig. 19) both tectonic tilt and local faults have been entirely removed

stanowią wynik depozycji glików krewasowych na obszarach pozakorytowych. Genezę omawianych tutaj ciał depozycyjnych i ich wewnętrzną budowę facjalną objaśnia schematyczny model na figu-

rze 22. Zmiany szerokości ciała piaskowcowego wiązać należy bezpośrednio ze zmianami pozycji i meandrującego układu koryta rzecznej, podczas gdy sama szerokość jest wyrazem bocznej migra-

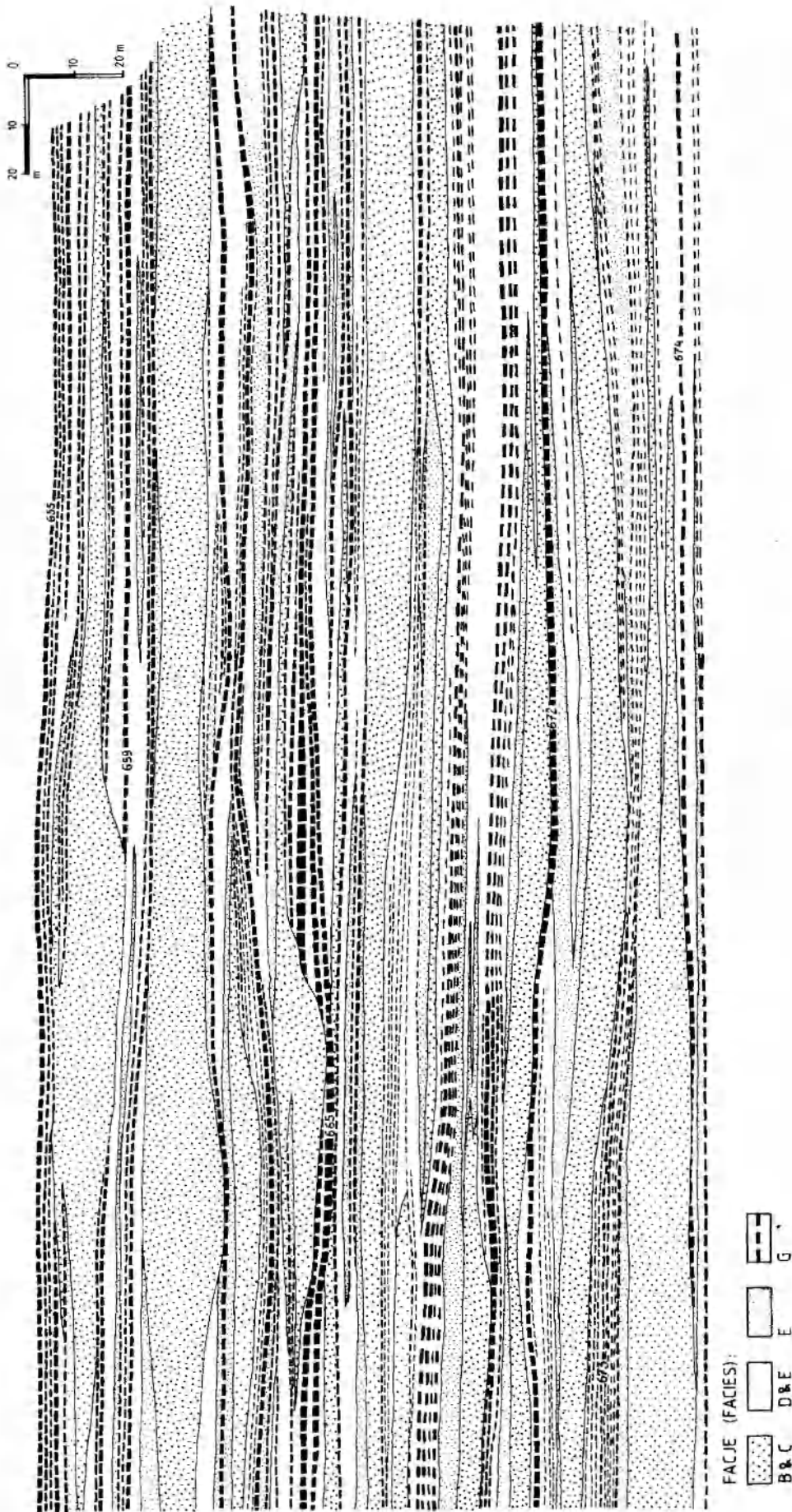


Fig. 21

Przekrój litofacjalny sporządzony na podstawie zespołu blisko siebie położonych profili kopalinnych (przełomy i szybki na łączce do p. z. Zachód L-M kopalni „Thorez”) ukazujący relacje między fałdami w niewielkich fragmentach warstw walczyckich; odległości między profilami wynoszą kilkadziesiąt metrów. Nie uwzględniono tektonicznego wychylenia warstw (ok. 20°)

Cross-section showing facies relationships within a small fragment of the Walbrzych Basin, as revealed by a group of closely spaced profiles (mine workings and shafts of „Thorez” mine); distances between original profiles (not shown) are in the order of a few hundred metres. Tectonic tilt of strata (20°) is ignored

cji koryta – w rzeczywistości wąskiego. Samo ciało piaskowcowe jest wewnętrznie złożone i z reguły obejmuje kilka nałożonych na siebie facjalnych sekwencji korytowych (w rodzaju sekwencji 1-5 na fig. 18; zob. model na fig. 22). Kulisowe ułożenie niektórych ciał na przekroju wskazuje na nagłe zmiany położenia koryta i jego awulsyjne przerzucanie się na pobliski teren basenu powodziowego w miarę wzrostu pozycji agradującego systemu korytowego ponad generalną powierzchnię depozycyjną terenu (fig. 30 C).

Boczne relacje geometryczne i kontekst facjalny ciał piaskowcowych, obok ich typowo aluwialnej budowy wewnętrznej, wskazują na wysokoenerygetyczne koryta rzeczne obrzeżone różnej szerokości basenami powodziowymi, bagnami torfowiskowymi i niewielkimi, płytkimi sadzawkami (quasi-jeziorami). Niektóre z korytowych ciał depozycyjnych zbudowane są przede wszystkim z osadu frakcji żwirowej (fig. 19 i 20). Wskazuje to, że niektóre systemy koryt meandrujących, zapewne te najsilniejsze i sięgające najdalej w kierunku obszaru alimentacyjnego, stawały się okresowo korytarzami dla transportu znacznych ilości materiału żwirowego.

Całościowym podsumowaniem tego wszyst-

kiego, co powiedziano wyżej na temat środowiska sedimentacji warstw wałbrzyskich, jest schematyczny model na figurze 23.

PALEOGEOGRAFIA

Obok omówionych wyżej przekrojów facjalnych, podstawę poznania paleogeografii rekonstruowanego środowiska aluwialnego stanowiły tutaj mapy litofacjalne. W poszczególnych profilach określono najpierw miąższościowy udział (procent) każdej z litofacji, a następnie poprzez zwykłą interpolację sporządzono orientacyjne mapy izoliniowe. Aby uchwycić ewentualną zmianę sytuacji paleogeograficznej w basenie w czasie sedimentacji warstw wałbrzyskich, procedurę tę zastosowano oddzielnie dla niższej i wyższej części tej serii węglonośnej; zupełnie arbitralnie przyjęto pokład nr 672 jako granicę w tym podziale. Chociaż zastosowana procedura sporządzania mapy jest z natury rzeczy wielce przybliżona i nie daje żadnej gwarancji uchwycenia szczegółów, to jednak uzyskane wyniki stanowią obraz na tyle wiarygodny, że można podchodzić do nich z dość znaczną dozą zaufania. Dla obu interwałów pro-

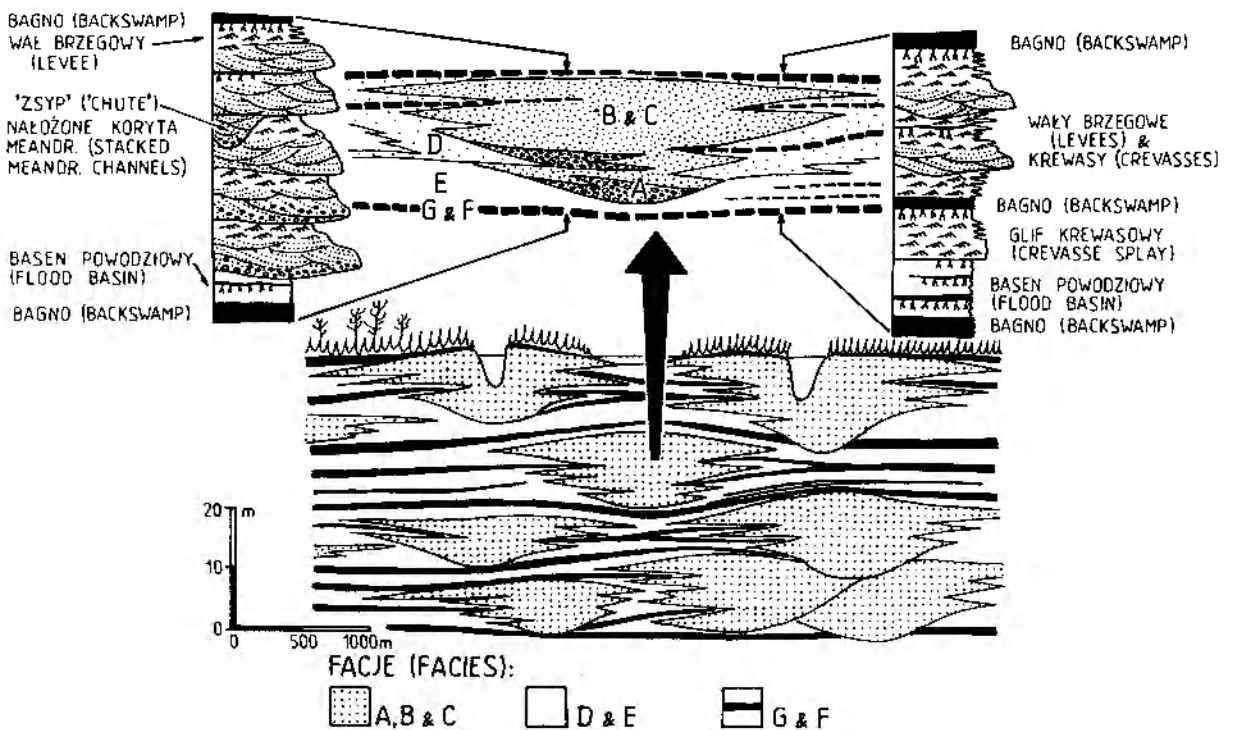


Fig. 22

Schematyczny model relacji facjalnych w obrębie aluwialnych litosomów piaskowcowych (ciał piaszczystych) w warstwach wałbrzyskich

Schematic model of facies relationships within alluvial sandstone bodies in the Wałbrzych Beds

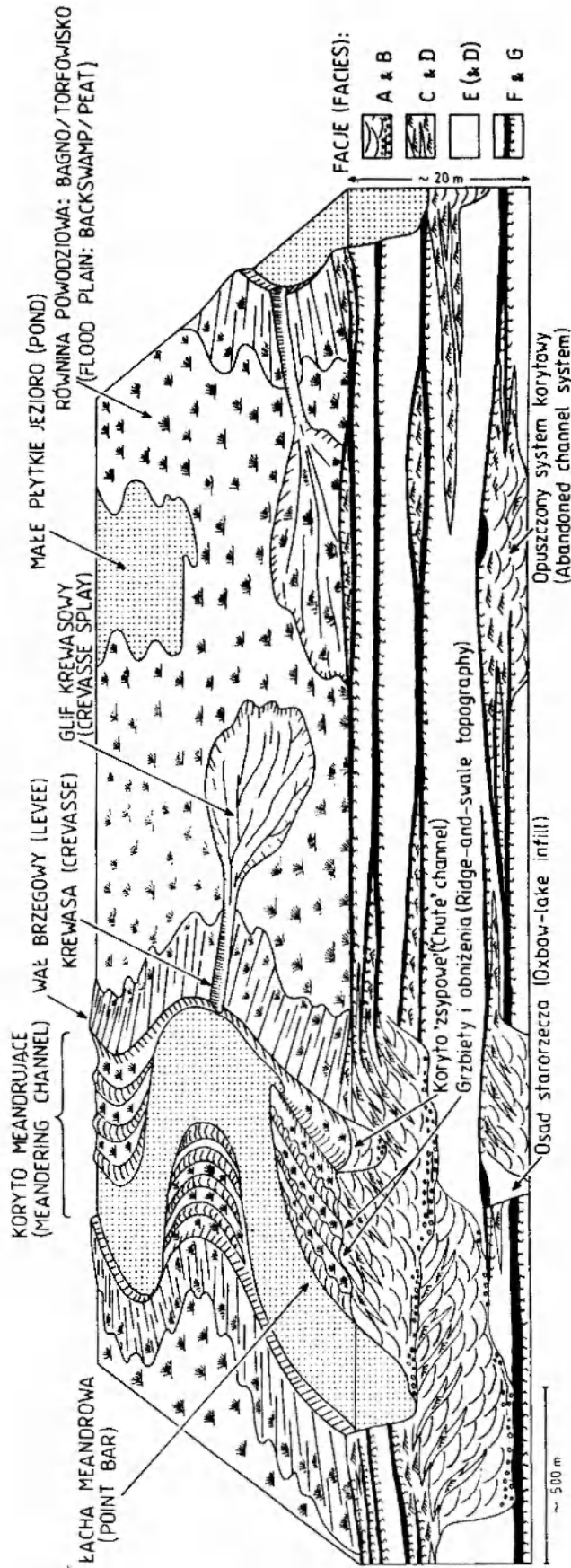


Fig. 23

Model środowiska sedimentacji warstw wałbrzyjskich, nawiązujący do różnych szczegółów zmienności tego z oza węgla
 Model of the depositional environment of Wałbrzych Beds, including details of coal-slam variability in these coal measures

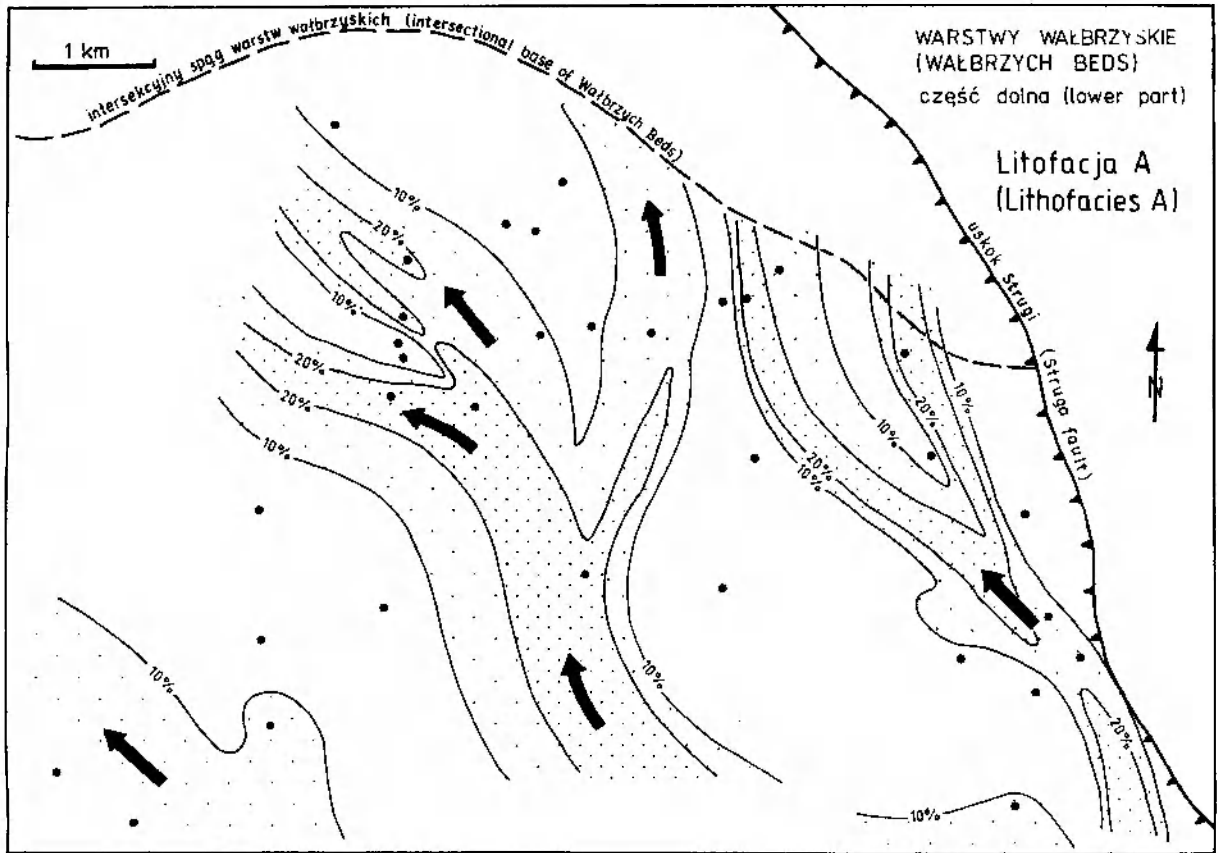


Fig. 24

Mapa udziału litofacji A (procent miąższości zlepieńców i piaskowców zlepieńcowych w profilach) w warstwach wałbrzychskich; mapa dotyczy niższej części tej serii (interwał poniżej pokładu nr 672). Strzałki są interpretacją kierunku płynięcia rzek

Map showing content (thickness per cent) of lithofacies A in the Wałbrzych Beds; data from a lower part of this series (stratigraphic interval beneath coal seam no. 672). Arrows indicate interpreted palaeoflow direction of rivers

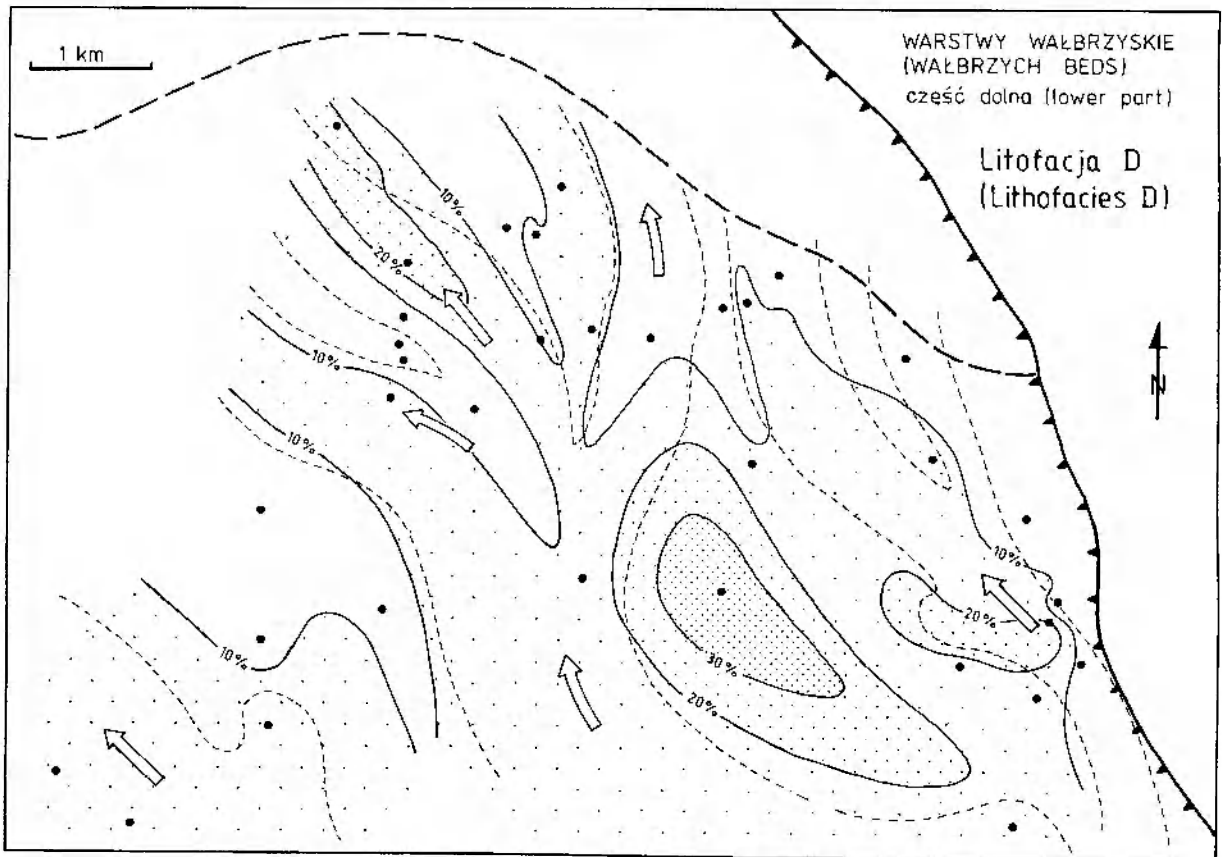
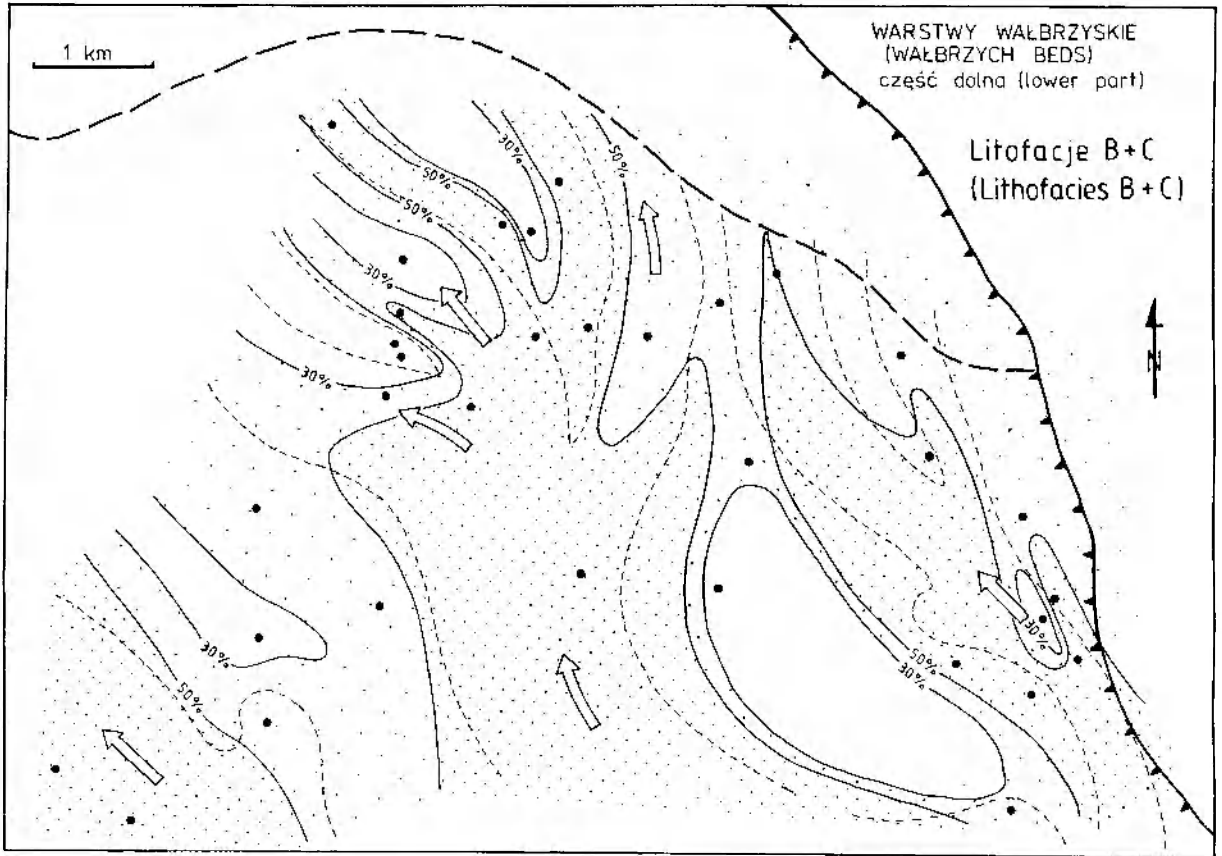
filu warstw wałbrzychskich wyniki przedstawiono odpowiednio na figurach 24–28 i 31–35.

Mapy udziału zlepieńców (litofacja A; fig. 24 i 31) interpretuje autor jako przybliżony obraz przebiegu głównych traktów fluwialnych w środowisku sedymentacji warstw wałbrzychskich. Pod pojęciem „traktu fluwialnego” rozumie autor pewien szeroki system koryt rzecznych, podobny do tych, jakie tworzą współczesne rzeki meandrujące (przykłady zob. fig. 29). Były to więc obszar zajmowany przez rzekę (rzeki) w przeciągu bardzo długiego okresu jej funkcjonowania, przy licznych i częstych zmianach położenia koryta tak przez jego powolną migrację boczną, jak i nagle epizody jego opuszczania (fig. 30). Obszary o niskiej zawartości zlepieńców korytowych reprezentowałyby w tym ujęciu te tereny, na których rzeki funkcjonowały znacznie rzadziej i krócej. W podobnych kategoriach należy też podchodzić do treści facjalnej pozostałych map.

Jeżeli zdeklarowany wyżej sposób podejścia jest słuszny, to zastanawiająca staje się różnica w

układzie traktów fluwialnych na figurach 24 i 31. Palczasty układ traktów odpowiadający niższej części warstw wałbrzychskich nasuwa oczywiste skojarzenie z rzeczonym systemem rozprowadzającym na powierzchni aluwialnej równiny deltowej. Wobec deltowej natury środowiska sedymentacji niżejległej serii osadowej (kultm ze Szczawna), nieodparcie nasuwa się przypuszczenie, że mamy tutaj do czynienia z górną (całkowicie lądową) częścią równiny deltowej. Obraz mapy na figurze 31 natomiast, ujawniający dużą zawilżość przebiegu głównych traktów rzecznych, kojarzy się z typową równiną aluwialną rzek meandrujących – raczej daleką od bezpośredniego związku ze środowiskiem deltowym (por. fig. 29, zwłaszcza rysunek górny).

Co istotne i zaskakujące zarazem, z omówionymi wyżej obrazami rozkładu głównych traktów fluwialnych nadspodziewanie dobrze korespondują mapy sporządzone dla pozostałych litofacji (fig. 25–28 i 32–35), które w związku z tym pozostawia autor bez komentarza. Z fizjografi-



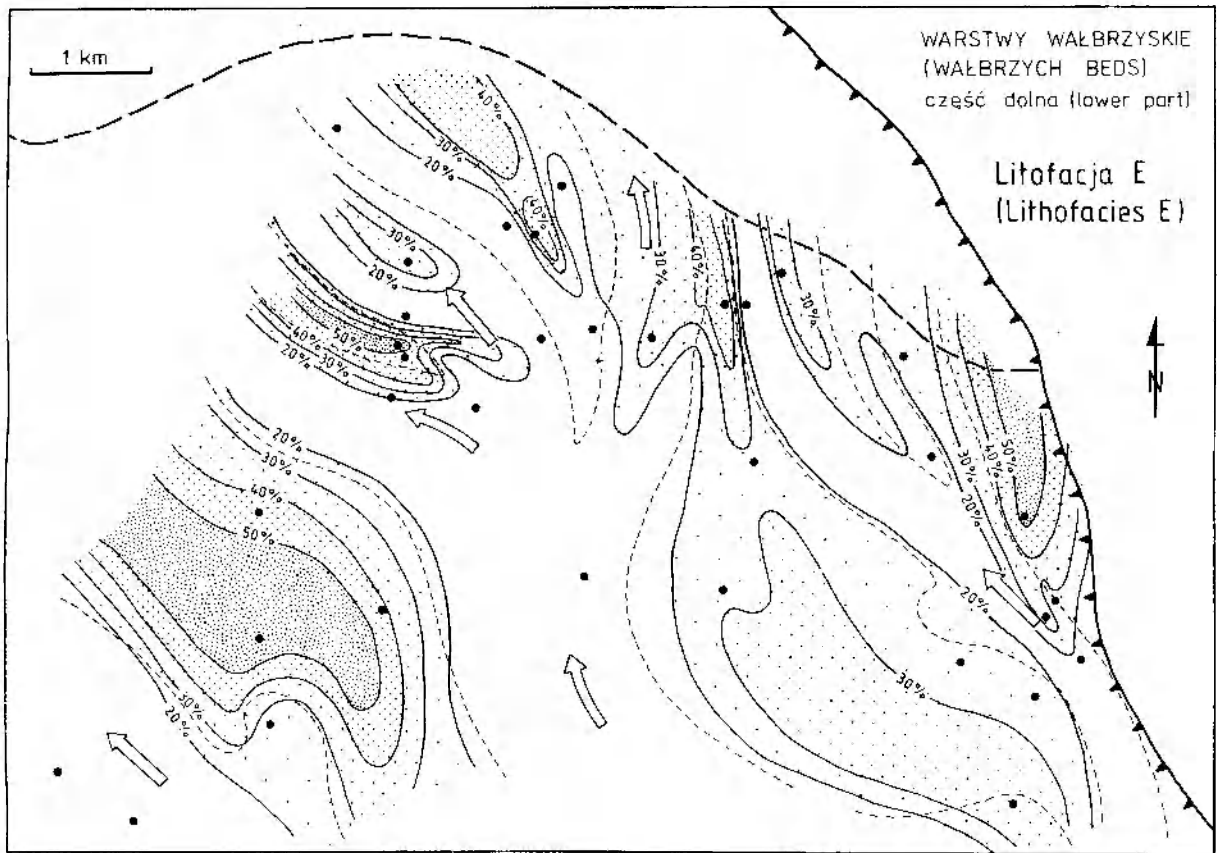


Fig. 27

Mapa udziału litofacji *E* (procent miąższości mułwców i ilowców) w niższej części warstw wałbrzyskich, poniżej pokładu nr 672; linie przerywane i strzałki nawiązują do mapy na figurze 24 (główne trakty rzeczne)

Map showing content (thickness per cent) of lithofacies *E* in the lower part of Wałbrzych Beds (stratigraphic interval beneath coal seam no. 672); dashed lines and arrows reflect picture of map shown in figure 24 (main channel tracts)

cznego punktu widzenia środowiska sedymentacji piaskowca (litofacje *B* i *C*) reprezentowałyby tutaj utwory łach meandrowych i częściowo także glików krewasowych; łupki piaszczyste (litofacja *D*) reprezentowałyby wały brzegowe i częściowo również przyległe baseny powodziowe; łupki (litofacja *E*) reprezentowałyby zasadniczą część ob-

szaru basenów powodziowych; natomiast węgiel i łupki węgliste (litofacja *G*) reprezentowałyby bagna torfowiskowe.

Pomimo bardzo przybliżonego charakteru map facjalnych, obraz paleogeograficzny środowiska okazuje się zatem spójny i łatwy do interpretacji.

Fig. 25

Mapa udziału litofacji *B* i *C* (procent miąższości piaskowców w profilach) w warstwach wałbrzyskich; mapa dotyczy niższej części tej serii (interwał poniżej pokładu nr 672). Linie przerywane i strzałki nawiązują do obrazu na figurze 24 (główne trakty rzeczne)

Map showing content (thickness per cent) of lithofacies *B* and *C* in the Wałbrzych Beds; data from lower part of this series (stratigraphic interval beneath coal seam no. 672). Dashed lines and arrows reflect picture shown in figure 24 (main channel tracts)

Fig. 26

Mapa udziału litofacji *D* (procent miąższości łupków piaszczystych) w niższej części warstw wałbrzyskich, poniżej pokładu nr 672; strzałki i linie przerywane nawiązują do obrazu na figurze 24 (główne trakty rzeczne)

Map showing content (thickness per cent) of lithofacies *D* in the lower part of Wałbrzych Beds (stratigraphic interval beneath coal seam no. 672); dashed lines and arrows reflect picture shown in figure 24 (main channel tracts)

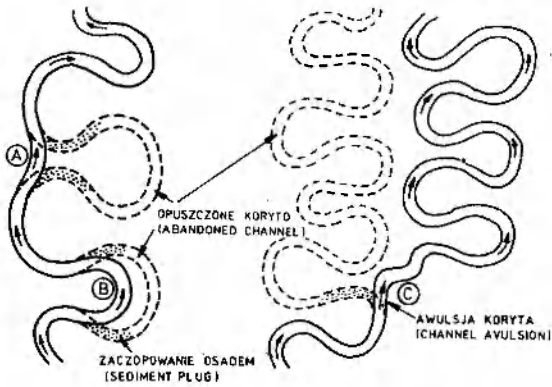


Fig. 30

Różne sposoby zmiany położenia koryta rzeki meandrującej (według Allena 1965): *A* – przecięcie „szyjki” zakola meandrowego; *B* – przerzucenie się przepływu do koryta „zsykowego” rozcinającego najwyższą część łacy meandrowej; *C* – utworzenie się nowego koryta meandrującego w następstwie awulsji

Modes of channel shifting in a meandering river (after Allen 1965): *A* – neck cut-off; *B* – “chute” cut-off; *C* – development of new meander belt following avulsion

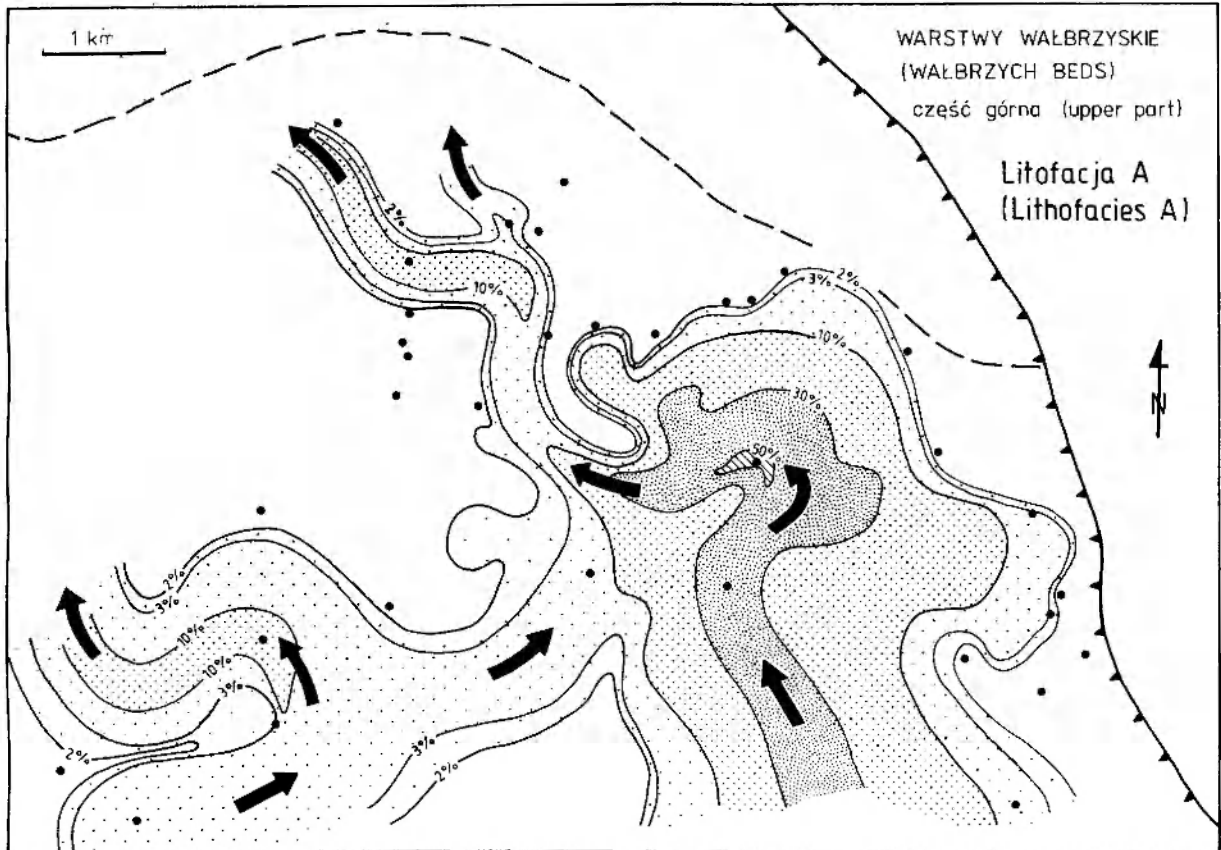


Fig. 31

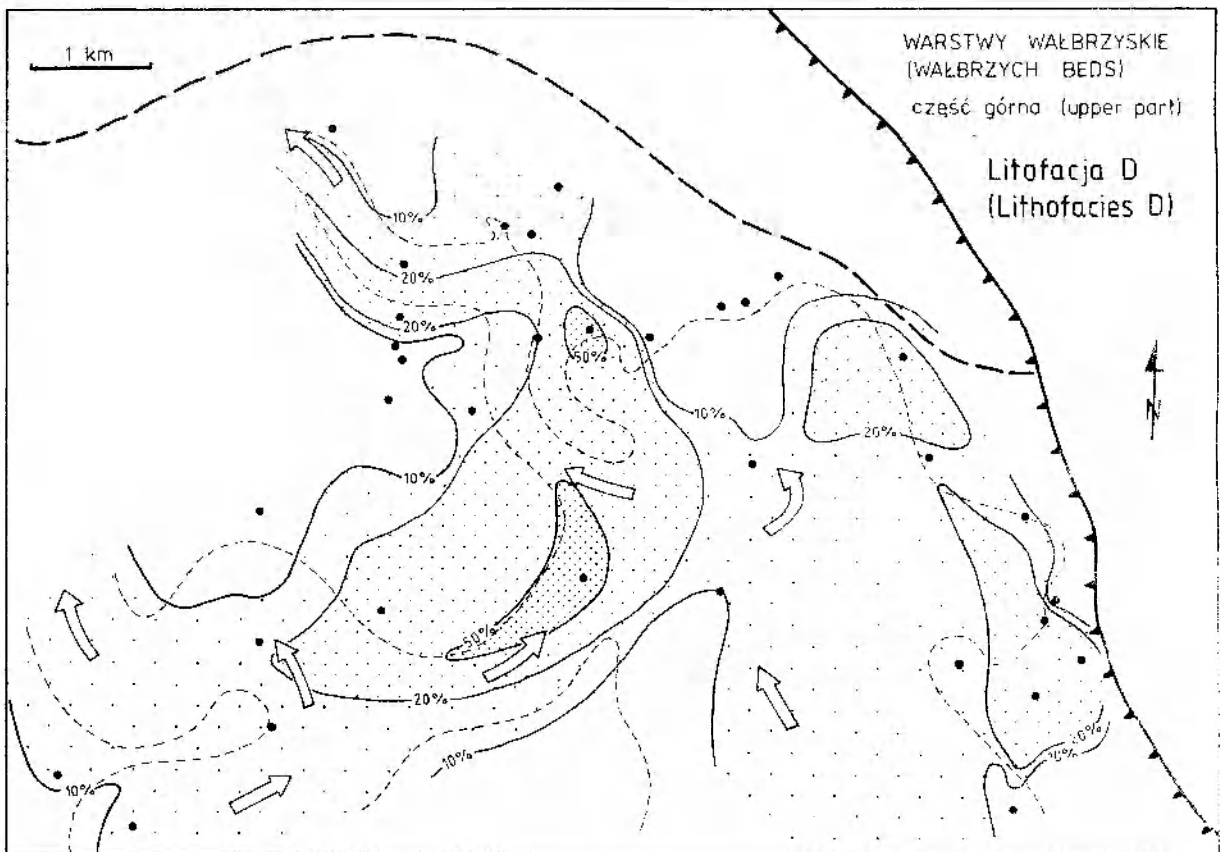
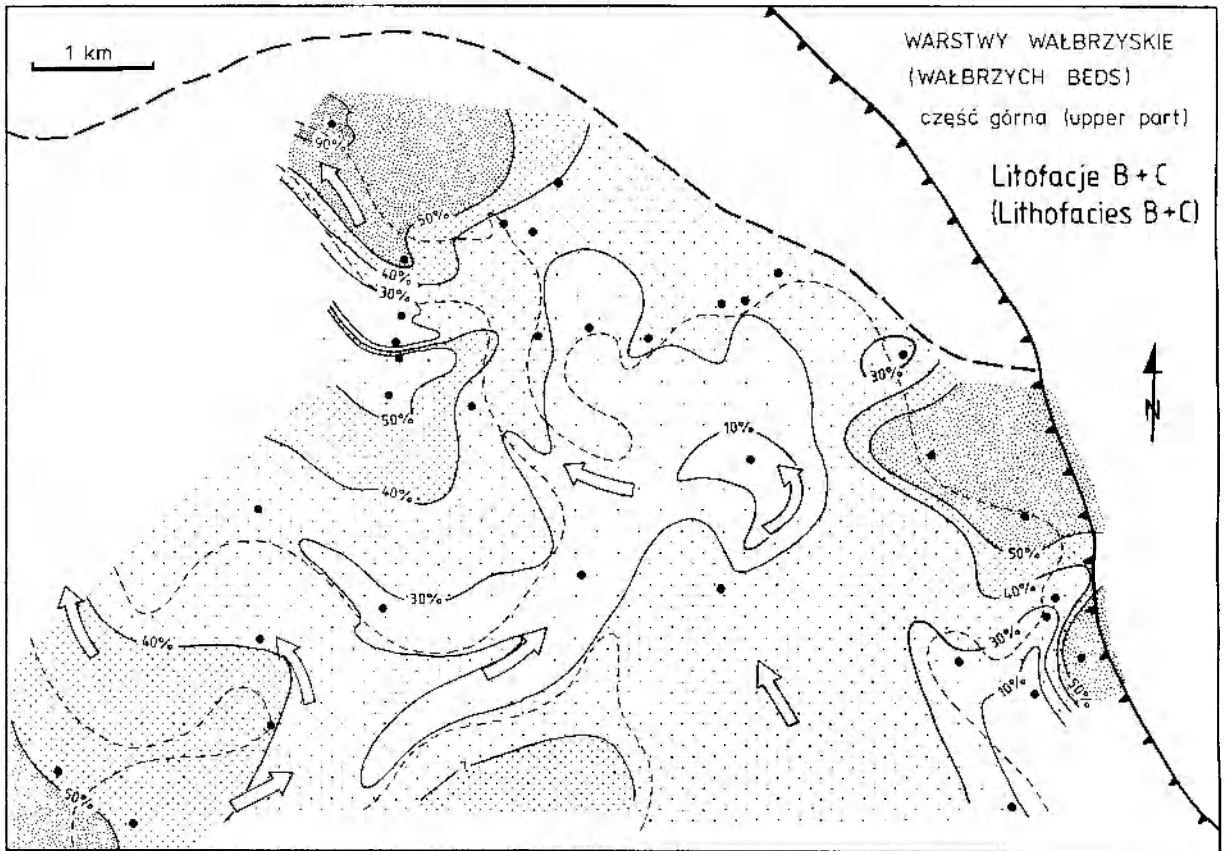
Mapa udziału litofacji *A* (procent miąższości zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych) w wyższej części warstw wałbrzyzkich, powyżej pokładu nr 672; strzałki są interpretacją kierunku płynięcia rzek (zob. fig. 17)

Map showing content (thickness per cent) of lithofacies *A* in the upper part of Wałbrzych Beds (stratigraphic interval above coal seam no. 672); arrows reflect interpreted palaeoflow direction of rivers (see fig. 17)

Fig. 29

Przykłady fluwialnych traktów (systemów korytowych) współczesnych rzek meandrujących: *A* – rzeka Hay w północno-zachodniej Albercie, Kanada (szkic na podstawie fotografii lotniczej Geological Survey of Canada, Ottawa); *B* – rzeka Rio Grande koło El Paso w latach 1827-1936 (rekonstrukcja Boggsa, 1940, podana tutaj za Fosterem, 1971, fig. 8-34)

Examples of fluvial tracts (channel systems) of modern meandering rivers: *A* – Hay River, northwestern Alberta, Canada (graphical sketch based on photo from Geological Survey of Canada, Ottawa); *B* – Rio Grande River near El Paso from 1827 to 1936 (channel reconstruction by Boggs, 1940, map taken from Foster, 1971, fig. 8-34)



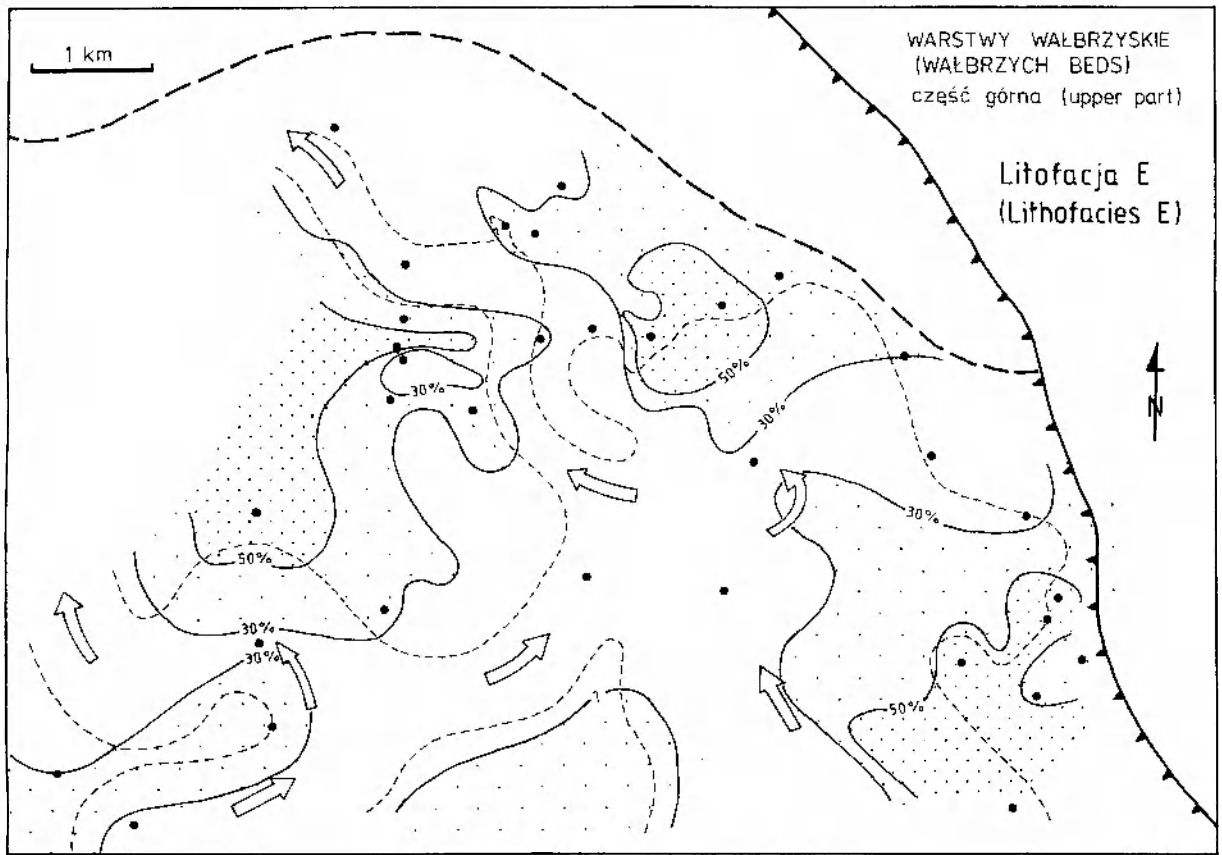


Fig. 34

Mapa udziału litofacji *E* (procent miąższości mułowców i ilowców) w wyższej części warstw wałbrzyckich, powyżej pokładu nr 672; linie przerywane i strzałki nawiązują do mapy na figurze 31 (główne trakty rzeczne)

Map showing content (thickness per cent) of lithofacies *E* in the upper part of Wałbrzych Beds (interval above coal seam no. 672); dashed lines and arrows reflect picture of map shown in figure 31 (main channel tracts)

Fig. 32

Mapa udziału litofacji *B* i *C* (procent miąższości piaskowców) w wyższej części warstw wałbrzyckich, powyżej pokładu nr 672; linie przerywane i strzałki nawiązują do mapy na figurze 31 (główne trakty rzeczne)

Map showing content (thickness per cent) of lithofacies *B* and *C* in the upper part of Wałbrzych Beds (interval above coal seam no. 672); dashed lines and arrows reflect picture of map shown in figure 31 (main channel tracts)

Fig. 33

Mapa udziału litofacji *D* (procent miąższości lupków piaszczystych) w wyższej części warstw wałbrzyckich, powyżej pokładu nr 672; linie przerywane i strzałki nawiązują do mapy na figurze 31 (główne trakty rzeczne)

Map showing content (thickness per cent) of lithofacies *D* in the upper part of Wałbrzych Beds (interval above coal seam no. 672); dashed lines and arrows reflect picture of map shown in figure 31 (main channel tracts)

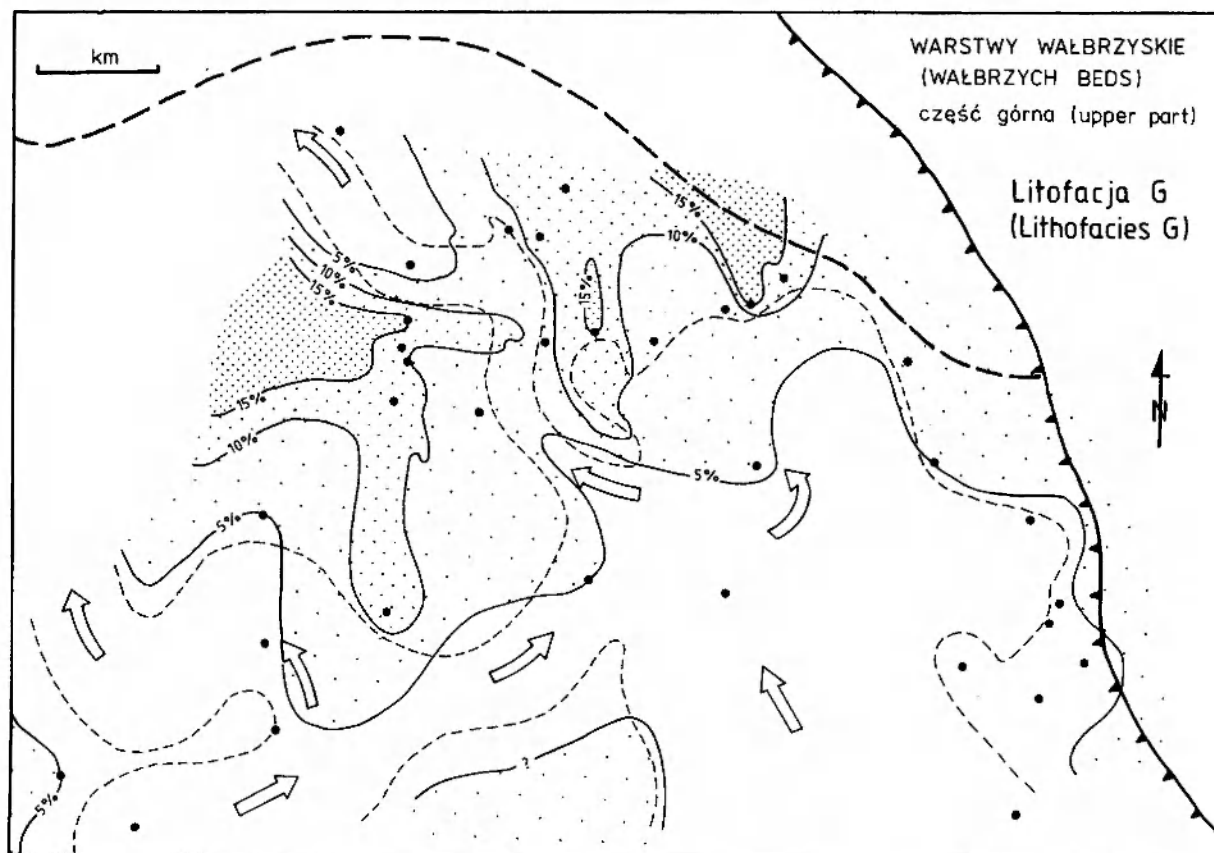


Fig. 35

Mapa udziału litofacji G (procent miąższości węgla i łupków węglistych) w wyższej części warstw wałbrzyjskich, powyżej pokładu nr 672; linie przerywane i strzałki nawiązują do mapy na figurze 31 (główne trakty rzeczne)

Map showing content (thickness per cent) of lithofacies G in the upper part of Wałbrzych Beds (interval above coal seam no. 672); dashed lines and arrows reflect picture of map shown in figure 31 (main channel tracts)

WARUNKI AKUMULACJI FITOGENICZNEJ

Jak wszystkie karbońskie złoża euroamerykańskie i północnoafrykańskie, również omawiana w pracy seria węglonośna zawdzięcza swoje powstanie (sub-)tropikalnej specyfice późnokarbońskiego klimatu. Ten aspekt zagadnienia akumulacji fitogenicznej jest jednak powszechnie na tyle dobrze znany, że omawianie go tutaj byłoby otarciem się o banał podręcznikowej wiedzy akademickiej.

Ważnym czynnikiem kontrolującym rozwój roślinności i powstawanie torfowisk był niewątpliwie relief powierzchni terenu, kształtowany przez zróżnicowaną subsydencję dna basenu, zróżnicowaną kompaktę osadów oraz bieżące procesy fluwialne na powierzchni terenu. Wpływ tych dwóch pierwszych czynników w praktyce trudno jest zwykle rozdzielić, gdyż np. subsydencja dna basenu powodziowego musiała być bez wątpienia wspomagana przez proces stopniowego odwadniania i kompacyjnego osiadania pogrze-

bywanych warstw torfu i drobnoziarnistych klastyków. Przy tym sama tylko kompaktacja może prowadzić do wytworzenia obszarów obniżających się i słabo drenowanych, a więc mających warunki niezbędne dla rozwoju bagien i akumulacji miąższych warstw torfu (cf. Fisk 1960).

W rekonstruowanym w pracy środowisku aluwialnej sedymentacji warstw wałbrzyjskich akumulacja materiału fitogenicznego zachodziła głównie w dwóch fizjograficznych typach obszarów: (1) na rozległych, stosunkowo stabilnych terenach basenów powodziowych, zajmowanych przez bagna torfowiskowe i ograniczonych bocznie przez wały brzegowe czynnych koryt meandrujących, oraz (2) w wąskich strefach bagiennych obniżen na bezpośrednim zapleczu wałów brzegowych, które przebiegały równolegle do koryt rzecznych i często łączyły się ściśle ze wspomnianymi bagnami równiny powodziowej. Były to obszary, w których roślinność rozwijała

się na podłożu zbudowanym głównie lub wyłącznie z klastyków drobnoziarnistych (osady ilasto-pylaste i muły). Poza tym materiał fitogeniczny deponowany był lokalnie na podłożu piaszczystym, w wąskich strefach odpowiadających fragmentom opuszczonych koryt.

Zdecydowana większość pokładów węgla w warstwach wałbrzyskich podścielona jest przez mułowcowo-ilaste gleby stygmariowe, a w partiach marginalnych, gdy widoczne, ulega bocznie wyklinowaniu przez palczaste rozwarstwienie, nie zaś przez „lityfikację” (*sensu* „Versteinen” Stutzer a i Noé, 1940, s. 205). Dominują więc tutaj węgle autochtoniczne (*sensu* I.C.C.P. 1963).

W pozostałych, niezbyt licznych przypadkach pokłady węgla nie są podścielone przez glebę stygmariową, co stwarza pozory ich allochtoniczności (przykłady zob. fig. 9 i 13). W rzeczywistości geneza ich jest, jak się wydaje, jednak inna. W niektórych pokładach horyzont podścielającej je gleby stygmariowej zanika bowiem bocznie, czasem nawet na znacznych odcinkach (do kilkuset metrów), by w innym miejscu pojawić się ponownie; w rezultacie jedynie pewne odcinki pokładu (autochtonicznego) podścielone są przez utwory mułowcowo-ilaste nie zawierające stygmarii. Z punktu widzenia genezy pokładu wskazuje to na lokalne istnienie torfowisk pływających (ang. floating marsh) w ramach obszaru bagien torfowiskowych basenu powodziowego, którego warunki wodne zbliżone były więc lokalnie do warunków płytkiego quasi-jeziora.

Inne przypadki braku gleb stygmariowych w spągu pokładu węgla, przeważnie cienkiego, należy jednak tłumaczyć lokalną akumulacją transportowanego detrytusu roślinnego (torfowego), zapewne w rezultacie selektywnego usuwania mniej trwałych egzemplarzy roślin z powierzchni torfowisk zalewanych wodami powodziowymi o niezbyt wysokiej energii przepływu. Niektóre z krótkich i stosunkowo cienkich pokładów węgla, zawierające przerosty ilowcowo-pyłowcowe i nie wykazujące zasadniczo obecności gleb stygmariowych w spągu, są przypuszczalnie wynikiem końcowej fazy wypełniania opuszczonych koryt rzecznych (starorzeczy). Sugestię tę potwierdza fakt, że tego rodzaju lokalne pokłady występują niemal zawsze w stropie piaszkowcowych wypełnień paleokoryt (np. fig. 9 i 13); mogą to być albo opuszczone fragmenty głównych koryt meandrujących, albo opuszczone mniejsze koryta pokrewne (koryta krewasowe lub koryta „zsypane”). Opuszczone przez przepływ koryta stają się często miejscem akumulacji organicznego mułu

(szlamu) i grubszego detrytusu roślinnego, co ma miejsce głównie w czasie powodzi, gdy materiał ten naniesiony zostaje do nich przez wody powodziowe płynące z koryt sąsiednich i spływające z przyległych bagien torfowiskowych.

W sumie istnieje zatem wiele faktów pozwalających sądzić, że w aluwialnym środowisku sedymentacji warstw wałbrzyskich istniał na pewną skalę transport materiału roślinnego i związana z tym jego lokalna akumulacja. Ponieważ jednak chodzi tutaj wyłącznie o redystrybucję materii roślinnej w ramach samego obszaru rozwoju roślinności, stąd o wspomnianych wyżej pokładach węgla można mówić jedynie jako o węglach hipautochtonicznych (*sensu* I.C.C.P. 1963). Nie należy ich natomiast traktować jako allochtoniczne w ścisłym znaczeniu tego terminu.

W związku ze swoim fizjograficznym położeniem na obszarze równiny aluwialnej bagna torfowiskowe znajdowały się pod znacznym wpływem częstych powodzi rzecznych. Bezpośrednim tego wyrazem jest obecność terygenicznycy substancji mineralnych (tzw. popiołu) w pokładach węgla. Zawartość popiołu w poszczególnych pokładach i w ich obrębie wahać się może tutaj dość znacznie, od około 10% do kilkudziesięciu procent, przy czym udział popiołu generalnie wzrasta w kierunku paleokoryt rzecznych. Obecność i zmienny udział popiołu w węglu jest wyrazem fluktuacji poziomu wód bagiennych oraz wpływu powodzi, które zalewały okresowo torfowiska i pozostawiały na ich obszarze pewne ilości drobnego pyłu i łu zawieszinowego.

Wynikiem większych i silnych powodzi są cienkie (cm) wkładki matowego, silnie zapopielonego węgla lub tzw. karbargilitu (matowoczarnego, węglatego pyłowca lub pylastego ilowca), które na dłuższym dystansie przechodzą bocznie w pogrubiające się wkładki drobnoziarnistego piaszkowca – wkładki będące rozległymi, językowatymi wypustkami utworów wału brzegowego (litofacji D). Przejawem okresowego podnoszenia się poziomu wód bagiennych ponad powierzchnię terenu są natomiast rozległe, cienkie poziomy matowoczarnych karbargilitów, przykrywające niektóre z pokładów węgla w partiach centralnych i zanikające bocznie. Obecność ich wskazuje na telmatyczne lub limno-telmatyczne warunki akumulacji fitogenicznej, a więc na warunki odpowiadające bagnetom trzcinowym (ang. reed moor; cf. Hacquebard, Donaldson 1969).

W warstwach wałbrzyskich w wielu pokładach węgla zwraca uwagę ostry charakter spągu i stropu, co przy dużym zróżnicowaniu facjalnym

podścielających je i przykrywających osadów klastycznych wskazuje, że akumulacja torfowiskowa rozpoczęła się i kończyła w wielu przypadkach dość nagle. Wobec środowiska generalnie sprzyjającego fizjograficznie i klimatycznie akumulacji fitogenicznej można z tego zapewne wyprowadzić wnioski, że jednym z czynników kontrolujących rozwój torfowisk bagiennych były okresowe zmiany wielkości opadów, wilgotności i temperatury powietrza. Biorąc zaś pod uwagę potencjalny czas tworzenia się pojedynczej warstwy torfu (zob. rozdział następny), można sądzić, że w grę wchodziły określonego rodzaju zmiany klimatyczne*; ewentualne zmiany sezonalne (pory roku) nie wchodziły bowiem w rachubę. Hipoteza ta wymaga jednak niezależnego potwierdzenia za pomocą odpowiednich badań paleobotanicznych.

W przypadku warstw wałbrzyjskich analiza paleoekologiczna środowisk bagiennych i rekonstrukcja fitocenoz wymagają niewątpliwie odrębnego studium, opartego na ilościowej analizie materiału sporowego oraz mikrolitotypów węgla.

Pobieżne zapoznanie się z istniejącymi wynikami badań palinologicznych Góreckiej (1968, 1969) wskazuje, że w rozważanym środowisku równiny aluwialnej przeważały generalnie lasy bagienne, być może nawet częściowo z przejściem do torfowisk wysokich (telmatyczno-łądowa strefa akumulacji fitogenicznej), a towarzyszył im lokalnie lub okresowo rozwój bagien trzcinowych (telmatyczna lub nawet limno-telmatyczna strefa akumulacji fitogenicznej). W materiale miosporowym zwraca uwagę m. in. duży udział gatunków *Calamospora* i *Lycospora*, wskazujących na istnienie lasów bagiennych o przewadze drzewiastych widłaków, takich jak *Lepidodendron* i *Syggillaria*. Powszechność *Punctatosporites* wskazuje jednocześnie na znaczny udział roślin zielnych. W sumie wskazuje to na mieszany zespół roślinności, generalnie odpowiadający zapewne strefie telmatycznej.

Niektóre inne aspekty akumulacji fitogenicznej w odniesieniu do warstw wałbrzyjskich omawia autor w rozdziale następnym.

TEMPO DEPOZYCJI SERII WĘGLONOŚNEJ

W środowisku równiny aluwialnej tempo depozycji osadów jest naturalnie bardzo różne w różnych podobszarach fizjograficznych, a nawet w ich obrębie bywa bardzo zróżnicowane i zmienne w czasie. Na przykład tempo depozycji na równinie powodziowej może być bardzo różne w zależności od charakterystyki rzeki, a także bardzo zróżnicowane w różnych częściach równiny (odległościach od rzeki). W korycie rzeki i na przyległych wałach brzegowych przyrost osadu będzie oczywiście dużo szybszy niż na obszarze powodziowym położonym daleko od koryta. Tak więc, aby ocena tempa depozycji rozpatrywanej

serii węglonośnej miała jakiegokolwiek realne przesłanki, niezbędne jest indywidualne rozpatrzenie poszczególnych odmian genetycznych osadu.

Przedstawione niżej oszacowania dotyczące tempa depozycji utworów aluwialnych i fitogenicznych, jak się okazuje, rzucają nieco światła na naturę wczesnonamurskiej sedymentacji w basenie wałbrzyjskim, łącznie z zagadnieniem tempa subsydencji dna basenu. Do zagadnienia tempa subsydencji wróci autor jeszcze w rozdziale następnym, omawiając problem korelacji profilów.

Utwory korytowe (litofacje A, B i C). Tempo akumulacji osadów korytowych jest chyba najtrudniejsze do oszacowania, gdyż rzeka mogła zajmować dane koryto przez czas znacznie dłuższy, niż wymagała tego sama depozycja sekwencji utworów wypełniających paleokoryto. Allen (1974, tab. 2) określił maksymalne tempo depozycji jako 0,4 m/rok dla badanych przez siebie cyklotemów aluwialnych rzek meandrujących, przy oszacowanej przez niego rekurencyjności koryta od $1 \cdot 10^4$ do $2 \cdot 10^4$ lat (średni czas oddzielający kolejne epizody awulsji koryta). Dane Colemana (1969, fig. 3) dla opuszczonych koryt holocenijskich rzeki Brahmaputra wskazują na rekurencyjność zjawiska awulsji średnio co 1250 lat. Przykładem skrajnie wysokiej rekurencyjności

* Frakes (1979, s. 112–113) w swojej książce stwierdza, że klimat karboński bez wątpienia ulegał zmianom porównywalnym z plejstocenijskimi okresami glacialnymi i interglacialnymi. W przypadku namuru śródsudeckiego, ewentualnymi zmianami klimatycznymi i związanym z nimi zanikiem roślinności można by częściowo tłumaczyć obecność niektórych florystycznych „luk stratygraficznych”, obserwowanych w skali regionalnej, którym przypisuje się w literaturze tyle przesadnego znaczenia tektonicznego. Co ciekawe, wspomniany autor sugeruje nawet, że niektóre karbońskie transgresje morskie, zwłaszcza te krótkotrwałe, wyniknęły właśnie ze zmian klimatycznych, a nie z eustatycznych zmian poziomu morza; zmiana klimatu i zanik roślinności były w stanie doprowadzić do ingresji morza, gdyż na danym obszarze sedymentacja mogła wtedy przestawać nadążać za subsydencją.

awulsyjnej są dane Boggsa (1940; cytowane tutaj za Fosterem 1971, s. 168) dla rzeki Rio Grande (fig. 29B), z których wynika powtarzalność zjawiska zmian położenia koryta co 2 do 35 lat, średnio co 15 lat.

Utwory wałów brzegowych i glifów krewasowych (litofacje *D* i *C*). Podczas pojedynczego epizodu powodziowego Alexander i Prior (1971, s. 361) zanotowali depozycję 460 mm osadu na wale brzegowym rzeki Ohio, lecz podają przedział wartości 10–16 mm/rok jako lepiej wyrażający średnie tempo przyrostu utworów wału brzegowego, a to w związku z naprzemiennością depozycji i erozji na wałach brzegowych. W każdym razie nie ulega wątpliwości, że ławica utworów litofacji *D* stanowi wynik dużej liczby krótkotrwałych epizodów depozycji, rozdzielonych długotrwałą stagnacją (często połączoną z rozwojem roślinności) lub erozją.

Jako rezultat pojedynczych powodzi Coleman (1969, s. 232) zanotował depozycję glifów krewasowych o miąższości od 1 do 3 m. Podobnie McKee *et al.* (1967, s. 829) zanotowali depozycję 0,6 do 3,5 m osadu na równinie powodziowej rzeki Bijou Creek w miejscach przerwania jej wału brzegowego przez dużą powódź w 1965 roku. Jest zatem bardzo prawdopodobne, że również podobnej miąższości ławice pozakorytowych utworów litofacji *C* i częściowo *B*, interpretowane tutaj jako glify krewasowe, są wynikiem pojedynczych aktów depozycji powodziowej. Ławice grubsze należałoby zatem rozpatrywać jako złożone i wiązać z odpowiednio większą liczbą powodzi.

Utwory basenów powodziowych (litofacja *E*, częściowo *D*). Tempo depozycji w obszarze basenu powodziowego może być bardzo różne i zmienne, zależy bowiem od wielu niezależnych czynników (m. in. subsydencja, wielkość obciążenia zawieszinowego rzeki, częstość i wielkość powodzi). Leopold *et al.* (1964, s. 433–34) zestawili średnie wielkości tempa akumulacji osadów w basenach powodziowych różnych rzek. Okazuje się, że wahają się one 9 do 46 mm/rok zarówno dla rzek małych, jak i bardzo dużych. Podobnego zestawienia dokonał Leeder (1975), podsumowując obserwacje różnych autorów. Z jego zestawienia wynika, że przyrost osadu w basenach powodziowych waha się od 1 do 100 mm/rok. Na równinie powodziowej rzeki Brahmaputra Coleman (1969, s. 232) zanotował depozycję 25,4 mm osadu podczas pojedynczej powodzi. Jeżeli przyjmujemy tę ostatnią wartość, to ławica litofacji *E* o miąższości, powiedzmy, 3 m

stanowiłaby wynik 118 powodziowych epizodów depozycyjnych. Jeżeli przyjmujemy dalej średni okres rekurencyjności powodzi jako 2,33 roku (Leopold *et al.* 1964, s. 64), to akumulacja takiej ławicy trwałaby w sumie 275 lat. Jest to tempo depozycji wysokie (11 mm/rok), jeżeli porównać je np. z wartościami 0,14 do 1,15 mm/rok podanymi przez Rittera *et al.* (1973, s. 374) dla basenu powodziowego rzeki Delaware.

Zatem, jak się wydaje, nie ulega wątpliwości, że każda ławica litofacji *E* stanowi wynik depozycyjny bardzo wielu epizodów powodziowych i ławice te kryją w sobie dużą liczbę istotnych przerw depozycyjnych. Diastemy są w nich trudno wykrywalne i zwykle silnie zatarte przez bioturbacje stygmariowe, ale obecność ich jest powszechnie sygnalizowana przez zmiany w uziarnieniu i barwie osadu (zob. wcześniej litofacja *E*).

Utwory fitogeniczne (litofacja *G*). W rozdziale poprzednim wspomniano, że przynajmniej co do niektórych pokładów węgla w warstwach wałbrzyskich istnieje podejrzenie, iż formowanie ich rozpoczynało się i (lub) kończyło dość nagle i to zapewne w całym obszarze depozycji fitogenicznej. Generalnie jednak nawet w przypadku pokładów o największej rozciągłości bocznej, gdzie wzrost torfowiska następował w tym samym czasie na większości obszaru zajmowanego przez pokład, trudno jest zakładać, że akumulacja torfu rozpoczynała się i kończyła jednocześnie na całym obszarze. Rozwój torfowiska rozpoczyna się zwykle w jakimś miejscu lub miejscach basenu powodziowego i stopniowo się rozszerza; podobnie ma się rzecz z procesem zamierania torfowiska (*cf.* Wanless *et al.* 1969, s. 108). Stopień diachroniczności obu tych procesów może być jednak naturalnie bardzo różny i z geologicznego punktu widzenia (czas) – istotny lub nieistotny.

Zagadnienie tempa akumulacji fitogenicznej sprowadzić można zatem do dwóch następujących problemów: (1) stopnia diachroniczności rozwoju torfowiska na danym obszarze i (2) czasu potrzebnego na utworzenie się warstwy torfu reprezentowanej przez dany pokład węgla. Naświetlone zostanie tutaj tylko drugie z tych zagadnień, a do pierwszego z nich wróci autor w rozdziale następnym omawiając problem korelacji profilów.

Na badanym przez siebie obszarze aluwialnej równiny delty Missisipi Frazier i Osanik (1969, s. 78) określili średnie tempo akumulacji torfu jako 6 mm/rok. W niektórych innych rejonach tej równiny aluwialnej wynosi ono jednak tylko 1

mm/rok (Fisk 1960). Analogiczną wartość 1 mm/rok określono dla tropikalnej równiny deltowej rzeki Klang w Malezji (Coleman *et al.* 1970), dla tropikalnych obszarów aluwialnych NW Borneo zaś ustalono średnie tempo 3–4 mm/rok (Anderson 1964).

W warstwach wałbrzyskich najgrubsze pokłady węgla rzadko przekraczają miąższością 2 m, sporadycznie tylko zbliżając się do 3 m (wliczając cienkie wkładki łupków). Dwa metry węgla kamiennego odpowiadają około 10 m pierwotnego torfu (Stach *et al.* 1975, s. 18). Gdybyśmy przyjęli tempo 1 mm/rok, to akumulacja tej ilości torfu trwałaby około 10000 lat, a przy tempie 6 mm/rok czas akumulacji wynosiłby około 1700 lat. Ashley (1907) obliczył, że minimum czasu akumulacji torfu potrzebnego na utworzenie 30 cm węgla kamiennego wynosi 300 lat, co dla 2 m węgla daje liczbę 2000 lat. Jest to wartość bardzo bliska poprzedniemu oszacowaniu. Dla bardziej typowych pokładów, o miąższości około 1 m, można zatem przyjąć minimalny czas akumulacji jako 1000 lat.

Obecność licznych pokładów węgla w całym profilu warstw wałbrzyskich wskazuje naturalnie na istnienie określonych warunków fizycznych w basenie sedymentacyjnym. Z powyższych oszacowań wynika bowiem, że duże połacie basenu musiały pozostawać co najmniej przez okresy rzędu 1000–10000 lat bez wpływu erodującego działania wód powodziowych. Są to okresy długie, zwłaszcza jeżeli porównać je z podanymi wcześniej oszacowaniami średniej rekurencyjności powodzi. Rozbieżność ta daje jednak wiele do myślenia.

Należy bowiem zauważyć, że wobec czasu geologicznego, jaki warstwy wałbrzyskie reprezentują (co najmniej namur A, czyli około 5 mln lat), rozważane wcześniej prędkości depozycji poszczególnych typów osadu wskazują najwyraźniej na istnienie długich przerw w sedymentacji, zwłaszcza w sedymentacji klastyków grubieziarnistych. Całkowita miąższość badanej serii węglonośnej wynosi przeważnie około 200 m, co daje średnie generalne tempo depozycji 0,04 mm/rok. Jest to nieporównanie mniej niż wynikałoby z omówionych wcześniej ustaleń dla depozycji aluwialnej. Jest to także zdecydowanie mniej, niż cytowane w literaturze wartości tempa akumulacji w obszarach stosunkowo stabilnych tektonicznie. Wiadomo natomiast, że basen wałbrzyski był obszarem intensywnej agradacji – o czym świadczy choćby stratygraficzna miąższość wypeł-

niających go utworów karbonu (kilka tysięcy metrów). Nieuchronnie dochodzimy zatem do wniosku, że omawiana tutaj seria aluwialna reprezentuje w istocie długie okresy względnego przestoju w depozycji i przypuszczalnie także okresy erozji, porozielane stosunkowo krótkimi okresami aktywnej agradacji dna basenu.

Powstanie warstwy torfu wymaga, aby zwierciadło wody było dostatecznie wysokie dla przykrycia obumierającej roślinności, ale jednocześnie na tyle niskie, by czynna roślinność nie uległa zatopieniu. Fakt utrzymywania się takich warunków przez długie okresy (co najmniej 1000–10000 lat, jak oszacowano wyżej) wskazuje, że albo tempo subsydencji było równe tempu akumulacji fitogenicznej, albo poziom wody ulegał powolnemu podnoszeniu (McLean, Jerzykiewicz 1978, s. 463). Przypuszczalnie zachodziła kombinacja obu tych zjawisk, a jedynie udział każdego z nich mógł być różny w różnym czasie i w różnych częściach basenu. Zwierciadło wody ulegało bowiem podnoszeniu wraz z postępującą agradacją dna basenu i postępującą subsydencją (łącznie z kompaktacją wywołaną obciążeniem). Warstwa torfu o grubości 10 m, potrzebna do utworzenia 2 m węgla (zob. wyżej), wymagałaby 4 m subsydencji, jeżeli poziom wody ma pozostawać stały i jeżeli podczas depozycji warstwy torfu następuje ciągła redukcja jej objętości od 1:1 przy powierzchni do 3:1 w pobliżu spągu (Stach *et al.* 1975, s. 18). Subsydencyjne obniżenie powierzchni depozycyjnej o 4 m w ciągu 2000 lat daje średnie tempo subsydencji 2 mm/rok, co jest wartością dość wysoką. Pozwala to zarazem domyślać się, jak znaczne musiało być tempo subsydencji w okresach intensywniejszej agradacji dna basenu przez aktywne procesy aluwialne.

W świetle powyższych rozważań wydaje się bardzo prawdopodobne, że to właśnie subsydencja była głównym czynnikiem kontrolującym rozwój i zanik torfowisk na obszarach basenów powodziowych równiny aluwialnej. Gdy tempo subsydencji było zbyt wysokie, roślinność nie była w stanie rozwijać się przez dostatecznie długi okres, by utworzyć torfowisko – czy to wskutek zbyt wysokiego wzrostu poziomu wody, czy wskutek nadmiernej aktywności procesów aluwialnych. Ponieważ zaś tempo subsydencji było w różnych miejscach basenu różne i zmienne w czasie (zob. rozdział następny), stąd torfowiska rozwijały się na bieżąco tylko tam, gdzie istniały po temu optymalne warunki: odpowiednie tempo subsydencji i niewielka aktywność procesów fluwialnych.

KORELACJA PROFILÓW I WZGLĘDNE TEMPO DEPOZYCJI OSADU

Nieodzownym elementem analizy basenu sedymentacyjnego jest korelacja i porównanie profilów z różnych jego miejsc. Obecność licznych pokładów węgla w serii skał osadowych stwarza zwykle pozory łatwej korelacji profilów. W rzeczywistości jednak korelacja taka jest bardzo trudna i często ryzykowna, o czym dobrze wie każdy geolog, który choć raz zetknął się z tym zagadnieniem w praktyce.

Po pierwsze bowiem, liczba pokładów węgla w poszczególnych profilach jest bardzo zróżnicowana, co wynika z nierównego ich rozprzestrzenienia w basenie. Po drugie, pokłady węgla w swoim lateralnym przebiegu wykazują brak stałości wielu cech fizycznych: zmieniają swoją miąższość i cechy jakościowe, zanikają na długich nieraz dystansach i ponownie się pojawiają, czasem nawet najgrubsze z nich raptownie się urywają, podczas gdy inne ulegają rozwarstwieniu na dwa lub więcej pokładów cieńszych. Lateralnej zmienności pokładów towarzyszy jednocześnie duże zróżnicowanie litofacjalne osadów terygenicznych podścielających i przykrywających pokłady. W sumie sprawia to, że wbrew pozorom pokłady węgla nie stanowią wcale wdzięcznego materiału do korelacji stratygraficznej.

W przypadku serii węglonośnej typu warstw wałbrzyskich, nawet stosunkowo dobrze rozpoznanej siecią wyrobisk kopalnianych, spośród całkowitej liczby kilkudziesięciu pokładów bez większego trudu udaje się na ogół skorelować co najwyżej kilka lub kilkanaście z nich. Są to pokłady najbardziej rozległe i przeważnie najgrubsze, a więc także najlepiej rozpoznane poprzez ich eksploatację na dużym obszarze. Poważnym problemem pozostaje natomiast korelacja całej reszty pokładów, czyli bardziej szczegółowa korelacja profilów danej serii węglonośnej. W praktyce problem ten ulega w pewnej mierze stopniowemu rozwiązaniu w miarę postępującej eksploatacji pokładów, ujawniającej ich szczegółowy przebieg w obrębie serii skał płonnych. Niestety, dotyczy to jedynie pokładów węgla i to tylko tych, które objęto eksploatacją, podczas gdy całą resztę miąższych osadów nie można bliżej skorelować.

W rozdziale tym przedstawia autor propozycję metody, która pozwala na szybką i zarazem precyzyjną korelację profilów serii węglonośnej. Metoda ma charakter ilościowy i w ogólnym zarysie oparta jest na statystycznej metodzie tzw. regresji liniowej. Sam pomysł metody nie jest

nowy, gdyż w geologii została ona już wcześniej zastosowana przez Shawa (1964) do korelacji biostratygraficznych, opartych na analizie poziomów stratygraficznego zasięgu fauny. Autor nie zna jednak przypadku zastosowania tej metody do korelacji utworów węglonośnych lub w ogóle do korelacji innych niż faunistyczne. Metoda jest niezwykle prosta, co stanowi jej niewątpliwą zaletę. W dodatku poza samą korelacją dostarcza ona wielu innych, nie mniej ważnych informacji na temat przebiegu depozycji. Tak więc w przypadku zaakceptowania pomysłu metoda stanowiłaby nowe i bardzo przydatne narzędzie do analizy kilku istotnych aspektów sedymentacji w basenach węglowych.

METODA KORELACJI PROFILÓW SERII WĘGLONOŚNEJ

W przedstawianej metodzie profile korelowane są parami. Punktem wyjścia jest wiarygodne skorelowanie pewnej liczby pokładów węgla w obu profilach, co – jak wspomniano wcześniej – nie powinno na ogół stanowić problemu w przypadku serii eksploatowanych górniczo. Oczywiście im więcej pokładów uda się nam na wstępie skorelować, tym lepszy będzie wynik. Korelowanymi elementami profilów serii węglonośnej mogą być ponadto inne warstwy przewodnie (np. poziomy bentonitów lub tonsztajnow), choć dla uproszczenia w opisie metody będzie mowa o pokładach węgla. Trzeba jedynie pamiętać, że warunkiem pomyślnego zastosowania metody jest, aby te wstępne korelacje były w pełni wiarygodne.

Dalszy tok postępowania zilustrowany jest schematem graficznym na figurze 36 (rysunek po lewej) i przebiega następująco. W każdym z korelowanych profilów (powiedzmy np. w profilu X i profilu Y) przyjmujemy pewien poziom odniesienia, nazywany dalej umownie „zerowym”. Może on odpowiadać rzeczywistemu spągowi badanej serii węglonośnej (jeżeli taki jest znany) lub w każdym z profilów może zostać całkiem dowolnie przyjęty gdzieś poniżej najniższego ze skorelowanych pokładów. Używając stałych jednostek metrycznych (w praktyce są to zwykle metry), w obu profilach określamy teraz wysokość położenia każdego ze skorelowanych pokładów w stosunku do przyjętego poziomu zerowego (na rysunku dla k -tego pokładu w profilu X będzie to wartość x_k ,

zaś w profilu Y wartość y_i). Tak otrzymane wartości liczbowe nanoszone są na diagram (fig. 36, u dołu po lewej), którego ortogonalne osie odpowiadają korelowanym profilom, a wartości na osi wyrażają miąższość danego profilu liczoną w górę od przyjętego dlań poziomu zerowego; w ten sposób każdy ze skorelowanych pokładów przedstawiony zostaje w formie punktu projek-

cyjnego. Punktów na diagramie będzie więc w sumie tyle, ile pokładów zdołaliśmy w obu profilach skorelować. Na diagramie punkty te warto oznaczyć symbolami pokładów (numerem lub nazwą).

Omawianie interpretacji diagramu zaczynijmy od przypadku najprostszego. W sytuacji typowej punkty projekcyjne na diagramie będą się wyraźnie

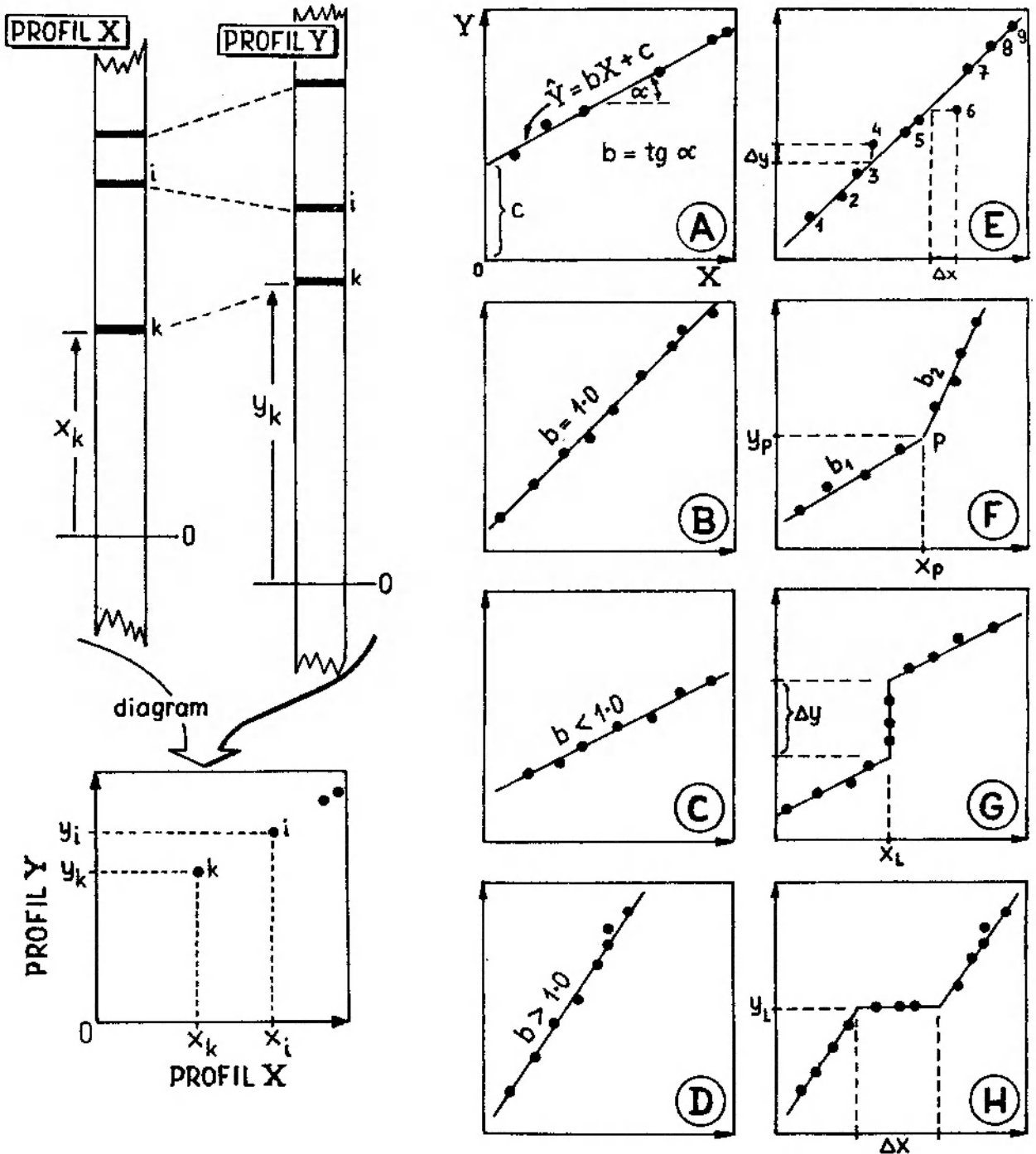


Fig. 36

Schemat graficzny objaśniający proponowaną w pracy metodę korelacji profili serii węglonośnej (omówienie metody w tekście)

Graphical scheme to explain the proposed method of correlation of coal-measures profiles (method described in text)

układać wzdłuż pewnej linii prostej, którą wówczas bez trudu i w sposób jednoznaczny na diagramie nakreślimy. Jeżeli jednak punkty wykazują pewien rozrzut wokół potencjalnej linii prostej i mamy trudność z jej poprowadzeniem, wówczas linię taką (najlepszą z możliwych) można wyznaczyć rachunkowo w myśl matematycznego kryterium najmniejszych kwadratów, a więc posługując się statystyczną metodą regresji liniowej (opis tej prostej metody zawierają wszystkie podręczniki statystyki, więc zostaje on tutaj pominięty). Miarą tendencji punktów do układania się wzdłuż linii prostej jest wtedy współczynnik korelacji liniowej (r), którego wartość powinna być oczywiście odpowiednio wysoka (bliska maksimum $r = 1,00$), by można było mówić o zdecydowanie liniowym rozmieszczeniu punktów na diagramie; przypadki wątpliwe można ewentualnie weryfikować odpowiednim testem istotności (test Fishera dla istotności współczynnika korelacji liniowej).

Wyznaczona na diagramie linia prosta precyzyjnie określa korelację stratygraficzną obu profilów. Dzięki tej linii jesteśmy bowiem w stanie dowolnemu punktowi w profilu X (na osi X diagramu) przyporządkować odpowiadający mu punkt w profilu Y (na osi Y).

Jeżeli podejmiemy do zagadnienia w sposób bardziej ilościowy, to wspomnianą linię korelacji wygodnie jest rozpatrywać w formie równania:

$$Y = bX + c,$$

gdzie: b = gradient linii (tangens kąta nachylenia), w statystyce zwany też współczynnikiem regresji liniowej; c = rzędna punktu przecięcia linii z osią Y diagramu (fig. 36, diagram A). Oba współczynniki równania (b i c) są albo odczytywane bezpośrednio z diagramu, albo otrzymuje się je automatycznie w wyniku obliczeń regresji liniowej – w zależności od sposobu wyznaczenia linii korelacji. Mając równanie, dla dowolnej wartości X (tj. punktu w profilu X) bez trudu obliczamy odpowiadającą jej wartość Y (tj. punkt w profilu Y). Musimy jednak zawsze pamiętać, że wyznaczona linia korelacji i jej równanie dotyczą określonego interwału stratygraficznego zestawionych profilów (interwał między najniższym i najwyższym ze skorelowanych na wstępie pokładów).

W tym kontekście współczynnik c równania informuje nas, gdzie w profilu Y leży punkt odpowiadający poziomowi zerowemu przyjętemu przez nas w profilu X (różnica poziomów zerowych w obu profilach); np. wartość $c = 5$ oznacza, że punktowi zerowemu w profilu X odpo-

wiada punkt położony 5 m powyżej poziomu zerowego w profilu Y .

Równanie wyznaczonej linii korelacji przynosi ponadto interesujące informacje o tempie depozycji. Gradient linii (b) informuje mianowicie, jaki był stosunek tempa przyrostu osadu w profilu Y do tempa przyrostu osadu w profilu X ; samo tempo przyrostu osadu może być oczywiście rozpatrywane również jako tempo subsydencji. Gdy $b = 1,0$ (fig. 36, diagram B), wtedy dowiadujemy się, że w danym interwale stratygraficznym tempo przyrostu osadu w obu profilach było takie samo, tzn. depozycji 1 m osadu w profilu X odpowiadał przyrost 1 m osadu w profilu Y . Gdy $b < 1,0$ (fig. 36, diagram C), wtedy tempo depozycji w profilu Y było mniejsze niż w profilu X ; np. $b = 0,50$ oznacza, że przyrostowi 1 m osadu w profilu X odpowiadał przyrost 0.50 m osadu w profilu Y . Gdy natomiast $b > 1,0$ (fig. 36, diagram D), wówczas mamy do czynienia z relacją przeciwną – tempo przyrostu osadu w profilu Y było większe niż w profilu X ; np. $b = 1,50$ oznacza, że przyrostowi 1 m osadu w profilu X odpowiadał przyrost 1.50 m osadu w profilu Y .

Jeżeli punkt projekcyjny jakiegoś pokładu leży wyraźnie poza linią korelacji, to jest to pokład, który w jednym profilu powstał znacznie wcześniej niż w drugim. Na przykład z diagramu E (fig. 36) wynika, że pokład nr 4 w profilu Y utworzył się znacznie później niż w profilu X ; od czasu powstania tego pokładu w profilu X do czasu jego powstania w profilu Y w tym ostatnim profilu zdążyło bowiem przyrosnąć Δy miąższości osadu (potrafimy nawet dokładnie wskazać w profilu Y , który odcinek jest wynikiem tego przyrostu; na diagramie E jest to odcinek Δy zaznaczony na osi Y). Na tym samym diagramie wiadać, że powstanie pokładu nr 6 w profilu X od jego powstania w profilu Y opóźnione było o depozycję Δx miąższości osadu (jest to interwał Δx na osi profilu X).

Czasem punkty na diagramie układają się wzdłuż linii prostej łamanej, składającej się z dwóch lub kilku odcinków prostych (przykład zob. diagram F na fig. 36). Oznacza to, że stosunek tempa depozycji zachodzącej w obu profilach uległ istotnej zmianie w trakcie powstawania rozpatrywanego interwału stratygraficznego; na diagramie F stosunek ten wynosił początkowo b_1 , lecz przyjął potem wartość b_2 (w obu profilach potrafimy nawet dokładnie wskazać miejsce, w którym nastąpiła zmiana tempa sedymentacji – są to odpowiednio punkty x_p i y_p na osiach diagramu).

Gdy wśród odcinków linii łamanej pojawi się odcinek pionowy (diagram G) lub poziomy (diagram H), to odcinek taki oznacza obecność istotnej luki stratygraficznej w jednym z profilów. Luka może być erozyjna lub ściśle sedimentacyjna (poważny przestój w przyroście miąższości profilu)*. Z tym drugim rodzajem luki mamy często do czynienia w przypadku serii węglonowych, gdyż powolnej akumulacji warstwy torfu na jednym obszarze może odpowiadać intensywne aluwialna agradacja na obszarze innym (czasem przerywana krótszymi okresami aktywności procesów torfotwórczych). Na diagramie G (fig. 36) luka występuje w punkcie x_1 profilu X ; jednemu z pokładów w tym profilu odpowiada bowiem miąższy interwał Δy profilu drugiego (wielkość luki). Na diagramie F z kolei luka obecna jest w punkcie y_1 profilu Y , w którym brak odpowiednika osadów oznaczonych jako Δx .

PRZYKŁADOWE KORELACJE PROFILÓW WARSTW WAŁBRZYSKICH

Przedstawioną wyżej metodę zastosował autor do korelacji profilów warstw wałbrzyskich. Wybrane zostały te profile, w których kopalnią korelację przynajmniej co do kilku pokładów oceniono jako zupełnie wiarygodną. Przy nanoszeniu punktów projekcyjnych na diagram korelacyjny uwzględniano miąższość pokładów, nanosząc ich spąg i strop, tak że „punkty” na diagramach są w istocie równoległobokami (nieco powiększonymi w przypadku pokładów zbyt cienkich). Tam gdzie to było możliwe jako porównywalną warstwę przewodnią nanoszono dodatkowo cienki poziom łupka ogniotrwałego (tonsztajnu). W celu oceny stratygraficznej natury kontaktu warstw białokamięskich z warstwami wałbrzyskimi poza analizą dokonywano na diagramach niezależnej projekcji spągu zlepieńców białokamięskich, o ile profile na to pozwalały.

Łącznie dokonano w różnych kombinacjach korelacyjnego zestawienia około 15 profilów z różnych miejsc basenu wałbrzyskiego. Generalnie rzecz biorąc otrzymano linie korelacyjne o dużej różnorodności gradientów i zróżnicowanym stopniu skomplikowania, choć z drugiej strony dla wielu par profilów postać linii okazywała się dość podobna. Poniżej omówione zostaną dla ilustra-

cji wybrane przykłady diagramów korelacyjnych, uznane przez autora za typowe dla badanej serii utworów, a zarazem w pewnej mierze wyczerpujące zakres zróżnicowania w całym zespole wyników.

Na pierwszym z prezentowanych diagramów (fig. 37) linia korelacyjna składa się z dwóch

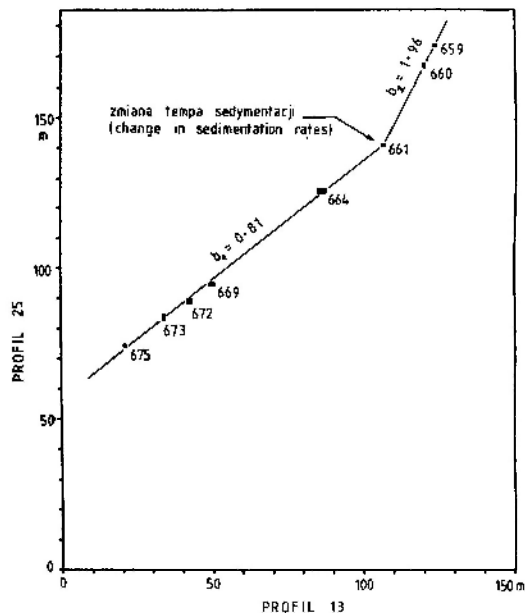


Fig. 37

Diagram korelacyjny dla profilów 13 i 25 (lokalizacja profilów zob. fig. 3A)

Correlation diagram for profiles 13 and 25 (profile locations see fig. 3A)

odcinków prostych**. Punkt załamania linii, reprezentujący moment zmiany względnego tempa przyrostu osadu w profilach, odpowiada, jak się wydaje, pozycją pokładowi nr 661. Rodzaj zmiany tempa depozycji wyrażony jest różnicą gradientów obu odcinków linii korelacji $b_1 = 0,81$ i $b_2 = 1,96$. W pierwszym etapie depozycji (interwał między pokładem nr 675 i pokładem nr 661) przyrost osadu był nieco szybszy w profilu 13; gradient linii korelacyjnej wskazuje bowiem, że depozycja 1 m osadu w tym profilu odpowiadała depozycji 0,8 m osadu w profilu 25. W następnym etapie depozycji (interwał między pokładem nr 661 i pokładem nr 659) względne tempo przyrostu osadu w profilu 13 stało się niższe niż w profilu 25, co mogło być wynikiem spadku tempa subsydencji w tym pierwszym profilu lub wzrostu

* Luki należy także oczekiwać w przypadku obecności istotnej dyslokacji w profilu (istotnej z punktu widzenia zmiany jego długości). Mając to na uwadze, należy na wstępie analizy każdy profil pod tym kątem sprawdzić.

** Odcinki proste na diagramach wyróżniano wtedy, gdy upoważniały do tego co najmniej trzy punkty projekcyjne i to odpowiadające pokładom o sąsiednich lub bardzo bliskich sobie numerach.

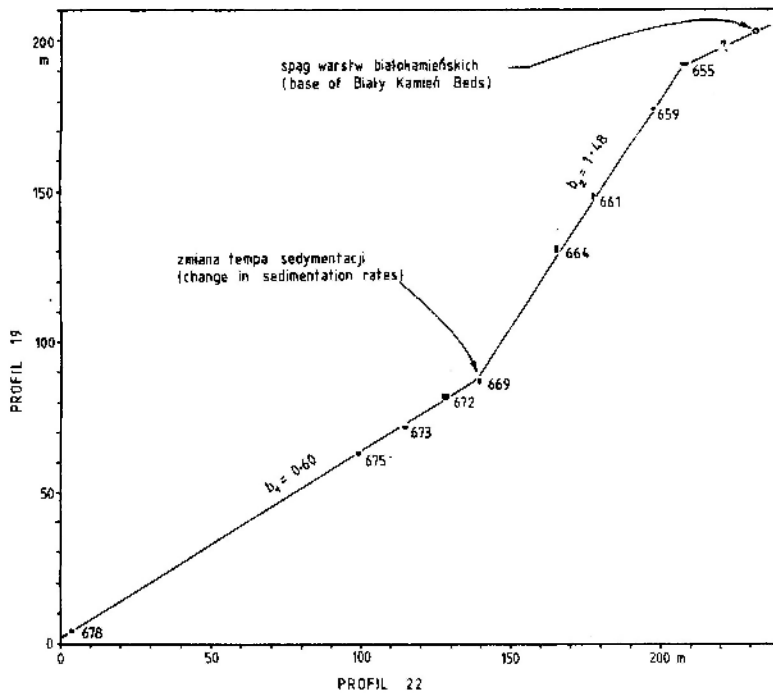


Fig. 38

Diagram korelacyjny dla pokładów 22 i 19 (lokalizacja profili zob. fig. 3A)

Correlation diagram for profiles 22 and 19 (profile locations see fig. 3A)

tempa subsydencji w profilu drugim, bądź też wynikiem kombinacji obu tych zmian; w każdym razie z gradientu linii korelacyjnej wynika, że we wspomnianym wyższym interwale stratygraficznym profilów przyrostowi 1 m osadu w profilu 13 towarzyszył niemal dwukrotnie większy przyrost osadu w profilu 25.

Podobną, dwudzielną postać ma linia korelacyjna na diagramie następnym (fig. 38). Gradienty linii są tutaj jednak nieco inne i również stratygraficzny moment zmiany względnego tempa przyrostu osadu przypada w tych profilach w innym miejscu (pokład nr 669). Warto dodatkowo zauważyć, że punkt projekcyjny spągu zlepieńców białokamięńskich leży tutaj daleko od linii korelacji ustalonej dla wyższego z odcinków profilów; wskazywałoby to, że w profilu 19 spąg tych zlepieńców położony jest stratygraficznie znacznie niżej niż w profilu 22. Do zagadnienia tego wróci autor po omówieniu wszystkich następnym przykładów. Dwudzielną postać linii korelacyjnej wykazuje także diagram na figurze 39. W pierwszym etapie depozycji tempo przyrostu osadu było tutaj większe w profilu 40 ($b_1 = 1,48$), po czym w interwale stratygraficznym między pokładami nr 672 i 669 nastąpiła zmiana tej relacji i osad w profilu 24 zaczął przyrastać szybciej niż w profilu 40 ($b_2 = 0,67$). Również tutaj punkt projekcyjny spągu zlepieńców białoka-

mięńskich leży poza linią korelacji, co wskazuje, że w profilu 40 stratygraficznie jest on położony około 30 m niżej niż w profilu 24 (tzn. w profilu 40 brak jest odpowiednika 30 m osadu oddzielających pokład nr 662 od spągu zlepieńców w profilu 24).

Trzeba w tym miejscu dodać, że w wielu innych profilach spąg zlepieńców białokamięńskich położony jest jednak ściśle w tym samym punkcie (brak luki stratygraficznej lub diachronizmu). Przykładem tego mogą być m. in. diagra-

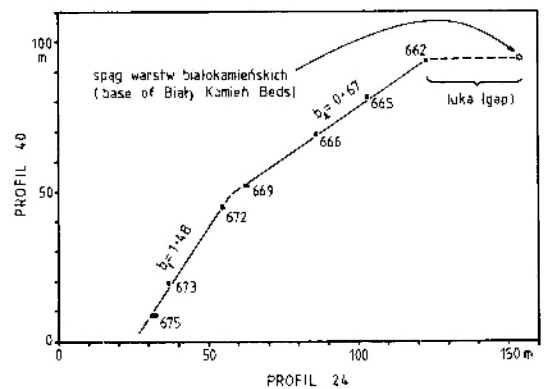


Fig. 39

Diagram korelacyjny dla profilów 24 i 40 (lokalizacja profili zob. fig. 3A)

Correlation diagram for profiles 24 and 40 (profile locations see fig. 3A)

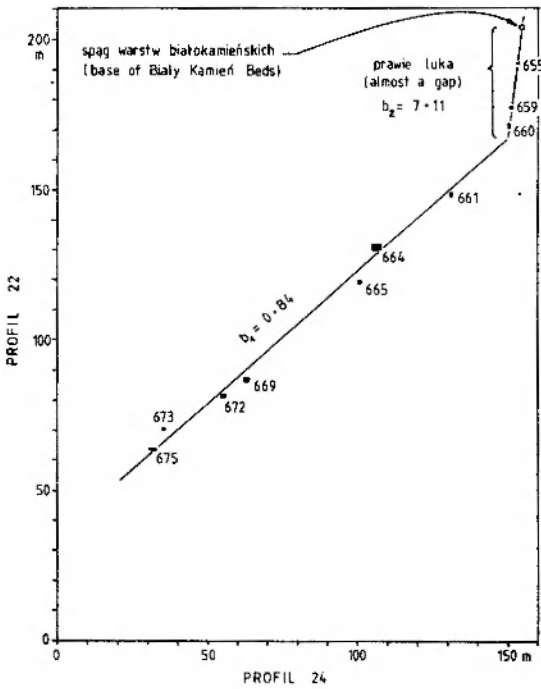


Fig. 40

Diagram korelacyjny dla profili 24 i 22 (lokalizacja profili zob. fig. 3A)

Correlation diagram for profiles 24 and 22 (profile locations see fig. 3A)

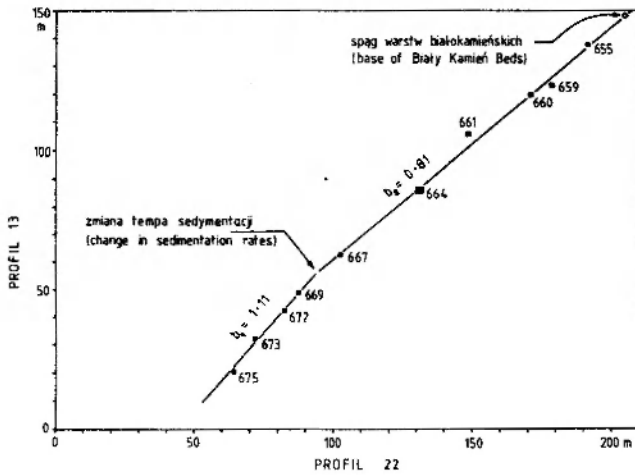


Fig. 41

Diagram korelacyjny dla profili 22 i 13 (lokalizacja profili zob. fig. 3A)

Correlation diagram for profiles 22 and 13 (profile locations see fig. 3A)

my na figurach 40 i 41. Na pierwszym z nich warto poza tym zauważyć, że przed depozycją pokładu nr 660 nastąpiła tak drastyczna zmiana względnego tempa przyrostu osadu, że w profilu 24 można mówić niemal o luce sedymentacyjnej.

Diagram na figurze 42 jest natomiast przykładem braku istotnych zmian względnego tempa depozycji w niektórych profilach. Rozkład punk-

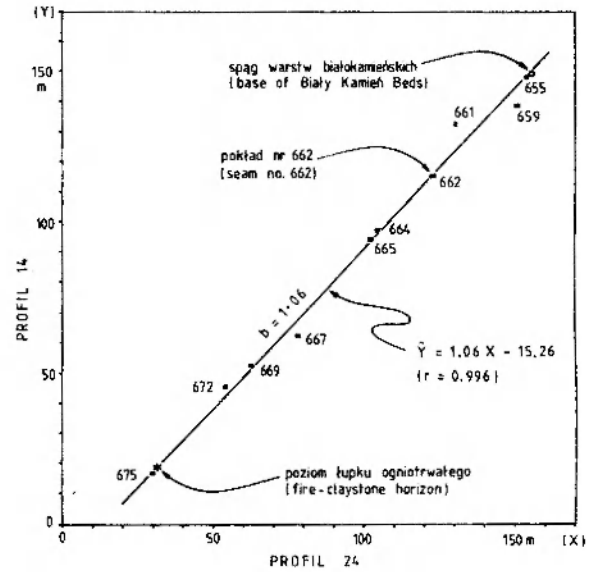


Fig. 42

Diagram korelacyjny dla profili 24 i 14 (lokalizacja profili zob. fig. 3A)

Correlation diagram for profiles 24 and 14 (profile locations see fig. 3A)

tów projekcyjnych nie upoważniał bowiem do podzielenia linii korelacyjnej na odcinki. W związku z pewnym rozrzutem punktów linię korelacyjną wyznaczono tutaj metodą regresji liniowej; na diagramie podane jest matematyczne równanie tak dobranej linii oraz wartość współczynnika korelacji liniowej ($r = 0,996$, co jest wartością bardzo wysoką).

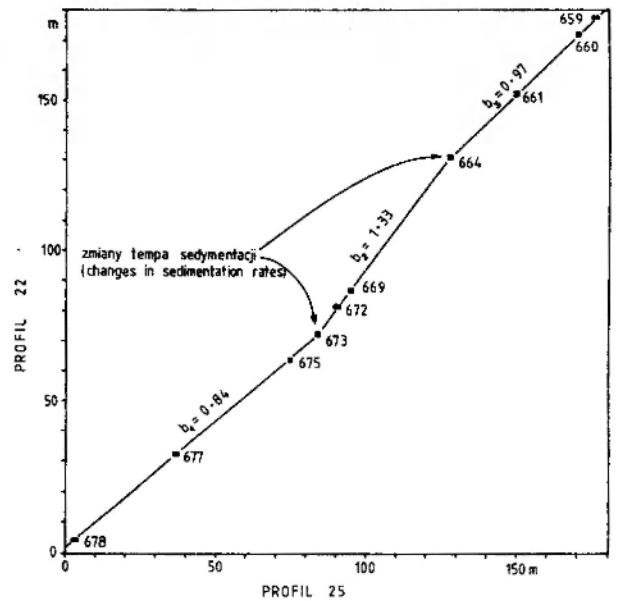


Fig. 43

Diagram korelacyjny dla profili 25 i 22 (lokalizacja profili zob. fig. 3A)

Correlation diagram for profiles 25 and 22 (profile locations see fig. 3A)

Dwie zmiany względnego tempa depozycji ujawnia diagram na figurze 43. Pierwsza z nich odpowiada pozycją stratygraficzną pokładowi nr 673, a druga – pokładowi nr 664. Warto zauważyć, że po tej drugiej zmianie tempo przyrostu osadu w obu profilach było już niemal identyczne ($b_3 = 0,97$).

Diagram na figurze 44 ujawnia obecność luki

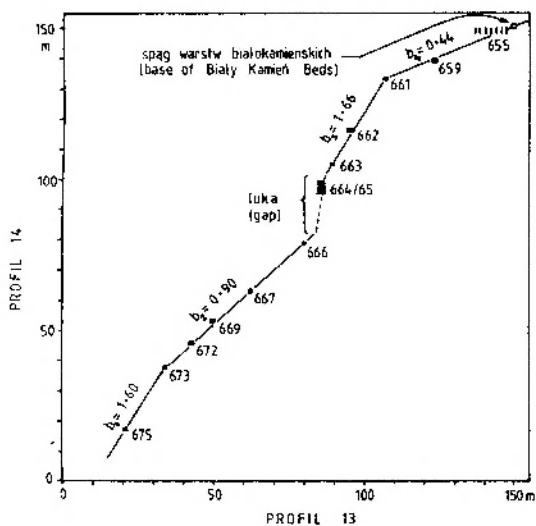


Fig.44

Diagram korelacyjny dla profili 13 i 14 (lokalizacja profili zob. fig. 3A)

Correlation diagram for profiles 13 and 14 (profile locations see fig. 3A)

sedymencie. Pojedynczemu pokładowi nr 664 w profilu 13 odpowiada tutaj w profilu 14 interwał około 20 m osadu, zawierający zespół kilku cienkich pokładów nr 664/65 rozdzielonych drobnoziarnistymi klastykami. Podobny zespół cienkich pokładów w profilu 13 odpowiada w profilu drugim pokładowi nr 655, przy czym z diagramu wynika, że mamy tutaj do czynienia z wyraźnym diachronizmem rozwoju depozycji fitogenicznej; ściśle rzecz biorąc – jedynie dwa lub trzy najwyższe z tych cienkich pokładów w profilu 13 można uznać za odpowiednik stratygraficzny pokładu nr 655 w profilu 14. Analogiczny przypadek reprezentuje pokład nr 664 na figurze 45, gdzie z zespołu kilku pokładów w profilu 14 tylko cienkie dwa najwyższe (a nie np. miąższy najniższy) stanowią, jak się wydaje, odpowiednik stratygraficzny miąższego pokładu nr 664 w profilu 22.

Luki stratygraficzne w profilu warstw wałbrzyskich są, jak się okazuje, zjawiskiem częstym. Obecność dużej luki stratygraficznej ujawnia m. in. diagram na figurze 46. Pokładowi nr 664 w profilu 13 odpowiada w profilu drugim (24) inter-

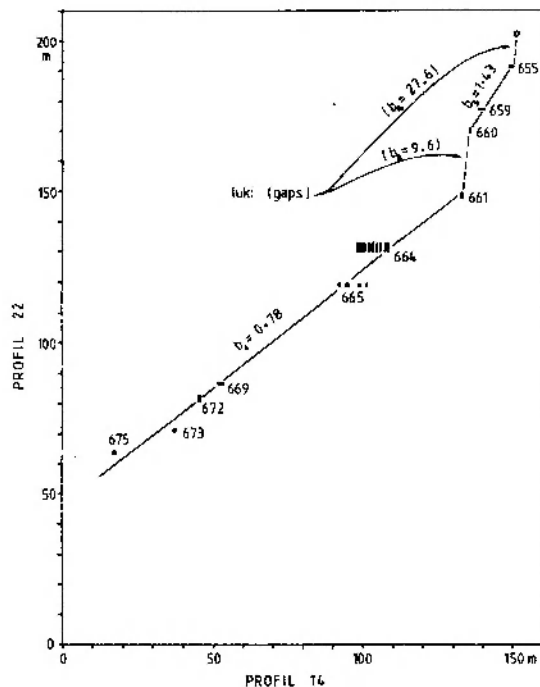


Fig. 45

Diagram korelacyjny dla profili 14 i 22 (lokalizacja profili zob. fig. 3A)

Correlation diagram for profiles 14 and 22 (profile locations see fig. 3A)

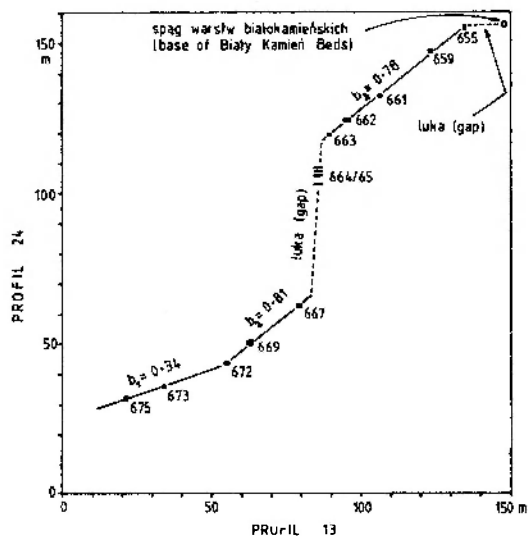


Fig. 46

Diagram korelacyjny dla profili 13 i 24 (lokalizacja profili zob. fig. 3A)

Correlation diagram for profiles 13 and 24 (profile locations see fig. 3A)

wał 52 m osadu z czterema cienkimi pokładami nr 664/65. Warto także tutaj zauważyć, że w profilu 24 spąg zlepieńców białokamięskich położony jest około 13 m niżej niż odpowiadający mu stratygraficznie punkt w profilu 13.

Podsumowując przeprowadzoną analizę kore-

lacyjną i podane wyżej przykłady można stwierdzić:

(1) Zjawiskiem powszechnym są zmiany tempa depozycji (subsydencji) w poszczególnych miejscach basenu, przy czym zwraca uwagę nieregularność (zróznicowana ilość) i brak synchronizacji tych zmian, nawet w przypadku miejsc niezbyt odległych od siebie (1-2 km).

(2) Zwraca uwagę znaczna diachroniczność rozwoju niektórych pokładów węgla (torfowisk), co nie jest jednak faktem zaskakującym wobec okoliczności wspomnianej wyżej (subsydencja) i wobec tego wszystkiego, co powiedziane zostało wcześniej na temat warunków depozycji fitogenicznej w basenie. Z drugiej strony trzeba jednak zauważyć, że w większości przypadków diachroniczność rozwoju pokładu okazuje się stratygraficznie nieistotna (punkty projekcyjne na linii korelacji).

(3) W wielu miejscach basenu profil warstw wałbrzyskich kryje w sobie znaczne luki stratygraficzne, co niezależnie postulowano już wyżej jako jeden z dedukcyjnych wniosków wypływających z analizy tempa depozycji badanej serii węglonośnej (zob. rozdział poprzedni). Wielkość luk i ich położenie w poszczególnych profilach są, jak się okazuje, bardzo różne. Większość to luki sedimentacyjne, co zilustrowano na przykładach, ale niektóre mają charakter lokalnych luk erozyjnych.

(4) W wielu profilach spąg zlepieńców białokamięskich wykazuje zgodną pozycję stratygraficzną (położony jest w tym samym punkcie stratygraficznym danej pary profili), podczas gdy w innych profilach jego pozycja stratygraficzna jest zróznicowana. Powraca tu więc problem dyskordancji postulowanej w literaturze dla spągu warstw białokamięskich, o którym to zagadnieniu mowa w rozdziale następnym.

PROBLEM STOSUNKU WARSTW BIAŁOKAMIĘSKICH DO WARSTW WAŁBRZYSKICH

W profilu wałbrzyskiego karbonu górnego na piaskowcowo-mułowcowych utworach warstw wałbrzyskich zalegają gruboziarniste zlepienie dolnej części warstw białokamięskich. Granica obu jednostek jest generalnie ostra i wyraźna, przy czym spąg zlepieńców, tam gdzie go można obserwować w odsłonięciach kopalnianych, jest zawsze w mniejszym lub większym stopniu erozyjny. Porównanie profili z różnych miejsc basenu wskazuje ponadto, że zlepienie białokamięskie spoczywają na kilku różnych pokładach węgla przystropowej części warstw wałbrzyskich (Grocholski 1974). Dla granicy obu jednostek postulowana była dodatkowo w literaturze luka (makro-) florystyczna. Fakty te skłoniły większość badaczy regionu do utożsamiania wspomnianego kontaktu z poważną dyskordancją regionalną (luka stratygraficzna związana z regionalną niezgodnością erozyjną i przekraczającą), którą wiązano tradycyjnie z ruchami tektonicznymi fazy kruszcogórskiej; problem ten naświetlony został bardziej szczegółowo na wstępie pracy, w rozdziale poświęconym ogólnej charakterystyce warstw wałbrzyskich.

Zdaniem autora depozycja zlepieńców białokamięskich stanowiła niewątpliwie efekt silnego i nagłego impulsu diastroficznego, lecz nie ma powodu, by twierdzić, że związane z tym było powstanie jakiegokolwiek znaczącej dyskordancji. W poglądzie tym nie jest autor zresztą odosobniony (cf.

Dziedzic 1968; Górecka 1969). Inni autorzy stoją natomiast na stanowisku, że teza o braku dyskordancji na kontakcie warstw wałbrzyskich i białokamięskich wciąż wymaga udowodnienia (m. in. Grocholski 1974). W świetle przeprowadzonej analizy facjalnej autor skłonny jest mimo wszystko powiedzieć, że to raczej teza o istnieniu wspomnianej dyskordancji wymaga udowodnienia.

Poniżej omawia autor poszczególne fakty, na których oparty został pogląd o istnieniu wspomnianej dyskordancji. Ustosunkowując się krytycznie do interpretacji tych faktów, autor stara się uzasadnić słuszność rozwiązania alternatywnego.

Luka florystyczna. Na podstawie badań makroflorystycznych postulowana była w literaturze obecność luki („skoku florystycznego”) na granicy warstw wałbrzyskich i białokamięskich (Kuchciński 1964). Trzeba jednak zdawać sobie sprawę, że Kuchciński (*op. cit.*) porównał materiał zebrany w całym profilu warstw wałbrzyskich z ubogą florą towarzyszącą pokładowi nr 549, położonemu w wyższej części warstw białokamięskich i oddzielonemu od ich spągu mięszszą (200 m) serią skał praktycznie płonnych; na okoliczność tę zwraca uwagę Grocholski (1974, s. 66). Domniemanej luki nie potwierdziły zresztą wcale badania mikroflorystyczne (Górecka 1969); na podstawie analizy materiału megasporowego autorka ta postuluje obecność płynnego przejścia i

ciągłości zespołów florystycznych na granicy obu jednostek.

Jednakże omawiane utwory namurskie kryją w sobie wiele lokalnych luk stratygraficznych, o czym była już mowa wyżej. Nawet w samych warstwach wałbrzyskich nie udało się dotychczas udokumentować florystycznie pełnego profilu namuru A. Nie można zatem wykluczyć, że również spągowi warstw białokamięskich towarzyszą lokalnie jakieś luki florystyczne, co nie byłoby wcale zaskakujące.

W naturze środowiska aluwialnego leży bowiem nieustanna naprzemiennosc procesów erozji, transportu i depozycji. W przypadku rozważanej serii utworów naiwnością byłoby więc oczekiwać pełnego profilu stratygraficznego. Wiele odmian utworów, zwłaszcza węgiel i osady mulowcowo-ilaste, powstawało bardzo wolno (zob. rozdział dotyczący tempa depozycji), w związku z czym nawet ich cienkie ławice zawierają materiał paleontologiczny silnie skondensowany z punktu widzenia czasu geologicznego. Lokalna erozja kilku lub nawet jednej takiej ławicy staje się wówczas równoznaczna z powstaniem znacznej nieraz luki florystycznej w danym profilu. W środowisku aluwialnym nie jest niczym szczególnym to, że utwory akumulowane przez kilkadziesiąt lub kilkaset tysięcy lat ulegną nagle całkowitej erozji w ciągu pojedynczej powodzi. Powszechność zjawiska redepozycji sprawia, że palinolog bardzo często napotyka na zespoły sporowe „bardzo ciekawe, lecz trudne do interpretacji” (cf. Górecka 1969, s. 261): w redeponowanym materiale starszym gatunki współczesne redepozycji mogą wówczas sprawiać wrażenie gatunków „prekursorских” na tle gatunków starszych. Jako inny, potencjalny powód luk florystycznych w profilach można uwzględnić także ewentualność zmian klimatycznych i okresowego zaniku roślinności (hipoteza postulowana wcześniej w tekście).

Tak więc w świetle przeprowadzonej analizy i tego co powiedziano wyżej, można zaryzykować stwierdzenie, że w całym Zagłębiu Wałbrzyskim nie ma przypuszczalnie takiego miejsca, w którym profil stratygraficzny namuru byłby florystycznie kompletny.

Erozyjność spągu. Erozyjny charakter spągu zlepieńców białokamięskich stanowi, jak się wydaje, najzupełniej naturalną cechę tych utworów i należy ją rozważać jako nierozłączny atrybut depozycji wszelkich żwirów fluwialnych. Erozyjnego spągu należy bowiem oczekiwać w przypadku każdego zlepieńca wypełniającego paleokoryto rzeczne. Wyraźnie erozyjne są także

spągi wszystkich zlepieńców i piaskowców w aluwialnych paleokorytach niżejleżących warstw wałbrzyskich (por. wcześniej w tekście) i w wielu przypadkach wielkość erozji jest tutaj nie mniejsza niż w spągu zlepieńców białokamięskich (por. fig. 47 i fig. 19–21).

Silny system fluwialny żwironośnych rzek roztokowych, którego depozycyjnym wynikiem są gruboziarniste zlepieńce białokamięskie, musiał z natury rzeczy posiadać odpowiednio wysokie prędkości przepływu (zdecydowanie powyżej 5 m/sek; cf. Reineck, Singh 1980, s. 10, fig. 3) i tym samym odpowiednio wysoki potencjał erozyjny. Byłoby więc faktem wielce zaskakującym, gdyby funkcjonowanie takiego systemu rzecznoego na dużym obszarze pozostało bez wyraźnego wpływu na relief terenu. W przypadku zlepieńców białokamięskich erozyjny relief ich spągu jest w dodatku tylko miejscami wyraźny, podczas gdy w wielu obszarach basenu spąg tych zlepieńców przebiega równolegle do uławicenia niżejleżących warstw wałbrzyskich (Dziedzic 1968; Grocholski 1974, s. 72). Warto ponadto dodać, że miejscami, jak się wydaje, zlepieńce białokamięskie nawet zazębiają się bocznie z utworami najwyższej części warstw wałbrzyskich (fig. 47; Górecka 1969, s. 188, fig. 4).

Czynniki, które determinują typ rzeki nie są wystarczająco poznane, ale eksperymentalne badania wykazały (Schumm, Kahn 1972), że wzrost nachylenia skłonu depozycyjnego może być powodem przekształcenia meandrującego układu koryt w układ roztokowy. Zmianie tego rodzaju sprzyja także wzrost tempa dostawy materiału, zwłaszcza gruboziarnistego, jak również znaczne i częste wahania w przepływie oraz podatność brzegów na erozję. Nagły wzrost nachylenia stoku depozycyjnego (gradientu rzek) lub obniżenie się podstawy erozyjnej prowadzić mogą do wglębnego wcinania się rzeki w utwory, po których płynie. Proces erozji wglębnej będzie jednak z reguły szybko kompensowany przez subsydencję dna basenu, co sprawia, że silniejsza erozja wglębna pozostaje zjawiskiem lokalnym. Rzadko natomiast towarzyszy temu powstanie istotniejszej niezgodności regionalnej.

Przekraczające zaleganie. Granica warstw wałbrzyskich i białokamięskich jest typową granicą litostratygraficzną i ma charakter ściśle facjalny: jest to granica między piaskowcowo-mulowcowymi utworami środowiska rzek meandrujących i zlepieńcami środowiska rzek roztokowych. Z zupełnie niewiadomego powodu przez wielu autorów granica ta traktowana jest w

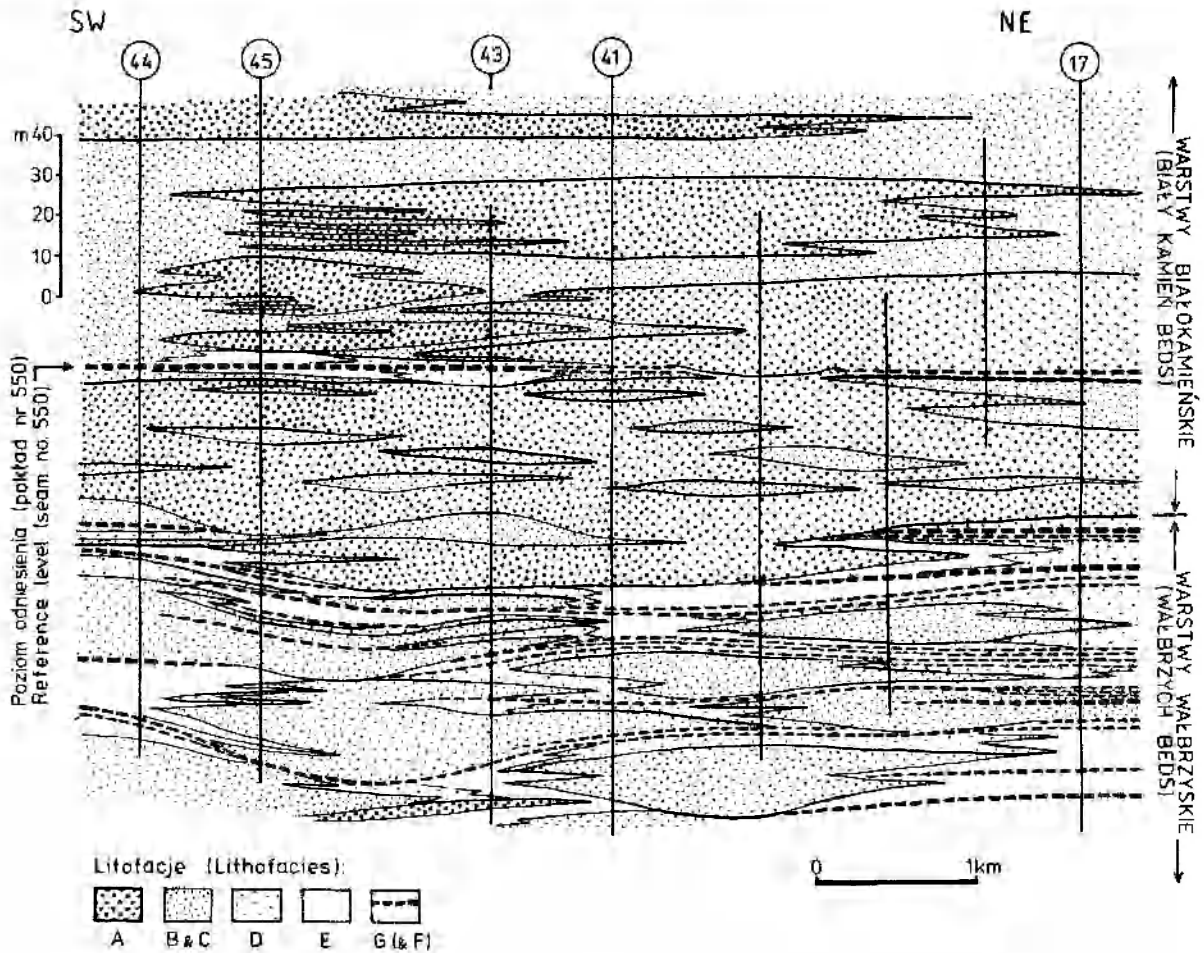


Fig. 47

Przekrój litofacjalny ilustrujący stosunek warstw białokamińskich do warstw wałbrzyskich, sporządzony na podstawie przekrojów i profili kopalnianych (lokalizacja głównych profili zob. fig. 3A)

Litofacie: A – zlepieńce; B i C – piaskowce; D – łupki piaszczyste; E – łupki (iłowce i mułowce); G i F – węgiel, podścielony zwykle przez glebę stymariową

Cross-section showing relationship between Biały Kamień Beds and Wałbrzyskie Beds, based on a number of mining profiles (for location of main profiles see fig. 3A)

Lithofacies: A – conglomerates; B and C – sandstones; D – sandy shales; E – mudstones and shales; G and F – coal seams, usually underlain by rooty beds

założeniu jako granica chronostratygraficzna, w związku z czym częściowo przekraczające zaleganie zlepieńców białokamińskich na warstwach wałbrzyskich rozumiane jest automatycznie jako wyraz poważnej niezgodności regionalnej (niezgodność erozyjno-przekraczająca).

W rzeczywistości nie ma najmniejszego powodu, by sądzić, że granica litostratygraficzna ma być tutaj granicą chronostratygraficzną. Inaczej mówiąc, byłoby rzeczą naiwną przypuszczać, że fluwialne żwiry białokamińskie pojawiły się na całym obszarze basenu w jednym momencie. Podobnie zresztą nie ma powodu, by sądzić, że depozycja tych żwirów rozpoczęła się w tym samym momencie w obszarze wałbrzyskim i w odległym od niego obszarze noworudzkiem (por. Grocholski 1974, s. 73–74).

Przekraczające zaleganie warstw białokamiń-

skich na warstwach wałbrzyskich należy raczej traktować jako wyraz naturalnego rozwoju nowo powstających systemów rzek roztokowych. W niektórych profilach zlepieńce w dużej ilości pojawiają się już w najwyższym interwale warstw wałbrzyskich (przykłady zob. fig. 4, 6, 7 i 47), co wskazuje, że transformacja rzek z piascenośnych w żwironośne rozpoczęła się jako zjawisko lokalne, zapewne ograniczone do głównych (najdłuższych) traktów rzecznych i stopniowo obejmowała coraz większe obszary. W związku z naturalną niestabilnością, przeważnie wzmaganą dodatkowo zróżnicowaną subsydemcją dna basenu (w tym także kompaktacją), rzeki roztokowe mają zdolność bocznego migrowania na dużych odległościach i deponowania w ten sposób rozległych, przekraczająco zalegających („transgresywnych”) serii osadowych (Gole, Chitale 1966; Coleman 1969).

Tak więc sposób zalegania warstw białokamięńskich nie powinien być utożsamiany z regionalną dyskordancją i luką stratygraficzną. Częściowo przekraczające zaleganie wspomnianych zlepieńców, jak się wydaje bowiem, stanowi wynik diachronicznego przebiegu zmian facjalnych w basenie sedymentacyjnym. Zlepienie białokamięńskie stanowiłyby zatem zwykły przykład litostratygraficznej jednostki transgresywnej (ang. time-transgressive unit). Potwierdza to dodatkowo fakt, że sam spąg warstw białokamięńskich w różnych częściach basenu reprezentuje różne poziomy stratygraficzne (zob. Grocholski 1974, s. 74).

Należy zauważyć, że znacznie bardziej przekraczający charakter ma spąg niżleżących warstw wałbrzyskich, a mimo to w obszarze wałbrzyskim nie wiąże się z tym faktem żadna luka stratygraficzna.

Wobec przekraczającego zalegania przestaje być zaskakujące to, że spąg zlepieńców białokamięńskich w różnych częściach basenu koresponduje z różnymi pokładami węgla najwyższych warstw wałbrzyskich. Dotychczas fakt ten kojarzono z regionalną niezgodnością erozyjną.

Kontrast teksturalny osadów. Wskutek gruboziarnistego charakteru zlepienie białokamięńskie zdecydowanie kontrastują z niżleżącymi warstwami wałbrzyskimi. W górnej części tych warstw przeważają bowiem utwory piaskowcowo-mułowcowe, podczas gdy zlepienie (przeważnie średnioziarniste) w istotniejszych ilościach pojawiają się tutaj tylko lokalnie (fig. 4, 7 i 47). Dla badaczy regionu wspomniany kontrast teksturalny był niewątpliwie jednym z elementów pozwalających doszukać się efektu fazy kruszcogórskiej, a więc także powodem dopatrywania się poważnej dyskordancji w profilu. Wielu geologów „fazy” ruchów tektonicznych kojarzy bowiem nieodłącznie z dyskordancjami.

Z punktu widzenia rozwoju basenu aluwialnego nagłe pojawienie się w nim na dużą skalę gruboziarnistych żwirów wskazuje rzeczywiście na efekt diastrofizmu (Miall 1981). Nie musi to być jednak tożsame z powstaniem dyskordancji.

Utwory w basenach molasowych są z natury bardzo ściśle związane z tektoniką, stąd wszelkie deformacje uskokowe zachodzące w obrębie basenu mają pierwszorzędne znaczenie dla rozwoju molasy. Nagłe podniesienie się obszaru alimentacyjnego lub gwałtowna subsydencja dna basenu wywołują równie szybki wzrost dostawy materiału gruboziarnistego i jego transport w głąb basenu. Towarzyszy temu nieuchronnie

zmiana charakteru sieci rzecznej, a co za tym idzie – zmiana charakteru transportowanych i deponowanych osadów. Nagłe podniesienie obszaru alimentacyjnego pociąga za sobą dostarczenie dużej objętościowo masy gruboziarnistego osadu i utworzenie bardziej stromych gradientów powierzchni depozycyjnej, które, jak wspomniano wyżej, wydatnie sprzyjają utworzeniu się roztokowej i żwironośnej sieci rzecznej. Przekształcenie rzeki meandrującej w roztokową może nastąpić bardzo szybko; np. rzeka Cimarron (Oklahoma i Kansas) uległa takiej transformacji w ciągu niespełna 30 lat (Schumm, Lichty 1963; Shelton, Noble 1974). Podobnie nagłe może być zatem pojawienie się fluwialnych żwirów w basenie, zwłaszcza jeżeli obszar źródłowy nie jest położony zbyt daleko od danej strefy basenu, a gruboziarnisty materiał żwirowy został w nim odpowiednio wcześniej przygotowany, wskazuje na to zaś materiał zlepieńców białokamięńskich.

W konkluzji powyższych rozważań dochodzi autor do stwierdzenia, że przekraczające zaleganie tak warstw wałbrzyskich, jak i zlepieńców białokamięńskich należy rozumieć przede wszystkim jako wynik diachronicznego rozwoju (bocznej migracji) środowisk sedymentacyjnych i zwiększania przez nie swojego terytorialnego zasięgu. W związku z przebiegiem wychodni karbony i określonym zasięgiem obserwacji podziemnych, przekraczające zaleganie serii osadowych obserwowane jest przede wszystkim w kierunku równoleżnikowym, tj. poprzecznie do kierunku nachylenia pierwotnej powierzchni depozycyjnej w basenie. Podobnie przekraczającego zalegania i diachronicznego rozwoju serii osadowych należy jednak tym bardziej oczekiwać w kierunku nachylenia powierzchni depozycyjnej. Fizjograficzna natura oraz pionowe następstwo paleośrodowisk sedymentacyjnych w profilu wałbrzyskiego namuru są bowiem następujące:

żwironośne rzeki roztokowe (= zlepienie warstw białokamięńskich)

równina aluwialna rzek meandrujących (= wyższe warstwy wałbrzyskie)

najwyższa (ładowa) strefa aluwialnej równiny deltowej (= niższe warstwy wałbrzyskie)

niższa część równiny deltowej i system delt (= kulum ze Szczawna)

i wskazują, że obecna superpozycja tych serii osadowych jest wynikiem depozycji w ramach systemu progradujących środowisk sedymentacyjnych (fig. 48). Niesie to ze sobą określone implikacje stratygraficzne.

Ograniczony zasięg terytorialny obserwacji podziemnych w kierunku południowym nie po-

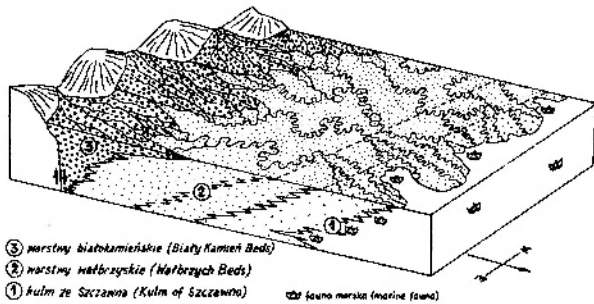


Fig. 48

Schematyczny model diachronicznego rozwoju warstw wałbrzyskich w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej (omówienie w tekście)

Schematic model of a time-transgressive development of the Wałbrzych Beds in northwestern Intra-Sudetic Basin (model discussed in text)

ZASTOSOWANIE ANALIZY FACJALNEJ W PRAKTYCE GEOLOGICZNO-GÓRNICZEJ

Rola sedymentologicznej analizy facjalnej w poszukiwaniu i rozpoznawaniu złóż węgla oraz w planowaniu i projektowaniu górniczych robót eksploatacyjnych była jeszcze w niedawnej przeszłości stosunkowo niewielka. Wynikało to przede wszystkim stąd, że do realizacji wspomnianych zadań geologiczno-górniczych wystarczająca na ogół okazywała się znajomość dość prostych zasad geologicznych dotyczących serii węglonośnych. Te koncepcyjne zasady geologiczne można krótko sformułować w sposób następujący:

(1) Węgiel występuje w formie ławic lub warstw, zwanych „pokładami”, z których każda jest podścielona i przykryta przez skały płonne – ilowce i mułowce (łupki) oraz piaskowce lub inne skały osadowe obecne w zmiennych proporcjach miąższościowych.

(2) Każdemu pokładowi węgla nadaje się określony symbol (nazwę lub numer) i w danym złożu z symbolem pokładu można z grubsza wiązać pewne określone cechy jakościowe warstwy węgla.

(3) Pokłady węgla i rozdzielające je skały płonne są często sfaldowane w formie rozległych, wielopromiennych synklin lub antyklin, a w niektórych obszarach bywają one dodatkowo poprzecinane uskokami, poprzemieszczane, a nawet ponasuwane; w niektórych zagłębieniach seria węglonośna jest ponadto poprzecinana intruzywnymi ciałami skał wulkanicznych (sille i dajki).

W bieżącej praktyce górniczej te bardzo proste zasady geologiczne okazują się jednak coraz bardziej niewystarczające. Pokłady węgla wyka-

zwała na bezpośrednie potwierdzenie powyższej sugestii, ale będzie ją można zweryfikować na podstawie przyszłych wierceń usytuowanych odpowiednio dalej na południe od Zagłębia Wałbrzyskiego. W każdym razie autor skłonny jest tutaj zaryzykować tezę, że na południe od obszaru wałbrzyskiego należy oczekiwać zaniku pokładów węgla i stopniowej utraty przez warstwy wałbrzyskie ich węglonośnego charakteru; podobnie rzecz się ma przypuszczalnie z warstwami żaclerskimi, w których analogicznej zmiany należałoby nawet oczekiwać na nieco krótszym dystansie (wynik stopniowej transformacji systemu rzek roztokowych ponownie w system meandrujący, poczynając od niższych, dystalnych stref paleoskłonu depozycyjnego)*.

zują bowiem lateralną zmienność miąższości (grubienie i cienienie pokładów), rozdzielają się często na dwa lub więcej pokładów, ulegają stopniowemu lub nagłemu wyklinowaniu wśród serii płonnej, a także ujawniają lateralną zmienność cech jakościowych samego węgla. Predykcja tego rodzaju zmienności, jak się okazuje, leżała poza możliwościami konwencjonalnych prognoz geologiczno-górniczych i stąd jedynym rozwiązaniem wydawało się odwołanie do praktyki i doświadczenia (by nie powiedzieć – intuicji) geologa górnika. Tego rodzaju podejściem, połączonym z naiwnymi nieraz rozwiązaniami inżynierskimi, usiłowano stawić czoła geologicznym zagadkom, jakie kryją w sobie serie węglonośne. W większości zagłębi węglowych na świecie, w tym także u nas w kraju, z sytuacją taką mamy niestety do czynienia niemal do dnia dzisiejszego.

Zapewne główną przyczyną tego, iż badania sedymentologiczne znajdowały tak niewiele miejsca w prognozowaniu geologiczno-górniczym było to, że eksploatowano przede wszystkim pokłady najgrubsze, najbardziej rozległe i zarazem najlepsze, stosunkowo stałe jakościowo. Do tego rodzaju pokładów wspomniane wyżej, proste reguły stosowały się całkiem nieźle i można je było uznać za wystarczające. Obecnie jednak w bardzo wielu zagłębieniach węglowych na świecie pokłady

* W chwili oddawania niniejszej pracy do druku wykonywane jest wiercenie w okolicy Rybnicy Leśnej, na południe od Wałbrzycha (fig. 1). Przewiercone tam warstwy żaclerskie prawie wcale nie zawierają istotnych pokładów węgla (K. Dziedzic, inf. ustna, 1983).

takie są już wyczerpane lub bliskie wyczerpania, co dotyczy także obu naszych zagłębi śląskich. Z drugiej strony nastąpił dalszy wzrost zapotrzebowania na surowce energetyczne, przy jednoczesnym wzroście wymagań dotyczących bezpieczeństwa ich podziemnej eksploatacji. W sumie zrodziło to nieuchronnie potrzebę opracowania takiej metodyki geologicznego rozpoznawania złóż węgla, która uczyniłaby opłacalną eksploatację również tych pokładów (cieńszych i nieregularnych), które traktowano dotąd jako mało opłacalne lub wręcz nieopłacalne. Opłacalność eksploatacji takich pokładów zależy bowiem w dużej mierze od właściwego zaprojektowania robót górniczych.

Konwencjonalne badania geologiczne w zagłębiach węglowych pozwoliły w każdym z nich na poznanie zasadniczych trendów regionalnej zmienności geologicznych i strukturalnych cech złoża. Wiedza geologiczna posiadana w tym zakresie, choć niewątpliwie bardzo ważna i dla każdej kopalni fundamentalna, jak się jednak okazuje, przynosi niewielką pomoc w rozwiązywaniu lokalnych problemów, jakie niesie ze sobą bieżąca eksploatacja i perspektywiczne prognozowanie w skali konkretnych, niewielkich rejonów kopalni (pola rzędu kilku lub kilkunastu km²). Te zaś właśnie problemy składają się na zasadniczą treść codziennej praktyki geologa górnika. Pomysłowość w ich rozstrzygnięciu sprowadza się w głównej mierze do umiejętnego prognozowania lateralnej zmienności geometrycznych i jakościowych cech pokładu węgla na krótkich dystansach.

Sedymentologiczne badania w kilku dużych zagłębiach węglowych na świecie, zwłaszcza w karbońskich zagłębiach wschodniej Ameryki Płn. (m. in. Williams, Ferm 1964; Ferm, Cavaroc 1968; Ferm *et al.* 1971; Ferm 1974, 1976; Ferm *et al.* 1976; Horne *et al.* 1974, 1978; Baganz *et al.* 1975) wykazały, że najważniejszym, najbardziej krytycznym wyznacznikiem lateralnej zmienności pokładów węgla jest sedymentologiczno-facjalna i paleogeograficzna rekonstrukcja środowiska depozycji danej serii węglonośnej. Bowiem ogólnie rzecz biorąc, to właśnie pierwotne środowisko depozycji wyznacza geometrię i inne cechy pokładu węgla. Miąższość i rozciągłość pokładu determinowane są przede wszystkim przez fizjograficzne cechy powierzchni depozycyjnej, na której doszło do rozwinięcia się torfowiska, a wiele jakościowych cech pokładu jest uzależnionych od natury osadów, jakie dany pokład przykrywają. Tak więc, aby poznać i zrozumieć w szczegółach

geologiczne prawidła zmienności pokładów węgla w danym złożu, trzeba przede wszystkim poznać i zrozumieć paleośrodowisko depozycji oraz anatomie facjalną danej serii węglonośnej.

W kontekście przedstawionego wcześniej modelu sedymentacji warstw wałbrzyskich (fig. 23) zostanie omówiony poniżej sposób, w jaki rozważane środowisko aluwialne determinuje miąższość, rozciągłość i niektóre cechy jakościowe pokładów węgla. Celem tego omówienia jest między innymi uzmysłowienie czytelnikowi znaczenia, jakie sedymentologiczna analiza facjalna może mieć dla praktyki górniczej. Praktyczny aspekt analizy facjalnej powinien bowiem znaleźć swoje miejsce w warsztacie badawczym geologów kopalnianych, choć w omawianym przypadku dotyczy to jedynie analizy warstw wałbrzyskich.

MIĄSZOŚĆ I ROZCIĄGŁOŚĆ POKLADÓW WĘGLA

Na miąższość i lateralną rozciągłość, a więc geometrię pokładu węgla bezpośredni wpływ mają warunki depozycyjne, w jakich zachodził rozwój torfowiska i akumulacja materiału roślinnego. Na geometrię ciała węglowego mają kolejno wpływ subsrodowiska sedymentacyjne, które na danym obszarze bezpośrednio poprzedziły powstanie bagna torfowego, następnie towarzyszyły jego rozwojowi i potem zajęły jego miejsce. Dodatkowym czynnikiem modyfikującym są procesy, które funkcjonowały w obszarze zajęтым przez bagno torfowe.

Subsrodowiska poprzedzające rozwój torfowiska determinują ukształtowanie powierzchni terenu, na której ma rozwinąć się bagno torfowiskowe. Morfologia terenu ma najbardziej bezpośredni wpływ na zmienność miąższości pokładu węgla, a w pewnym stopniu także na jego rozciągłość (zasięg lateralny). Z kolei subsrodowiska towarzyszące rozwojowi bagna torfowiskowego, a więc funkcjonujące w jego bliskim otoczeniu, jak również procesy w samym obszarze bagiennym (rodzaj i sposób rozwoju roślinności, jej obumieranie, pożary, poziom wody w bagnie i jego wahania, przepływ wody, stopień dostawy materiału terygenicznego itp.) mają przede wszystkim wpływ na rozciągłość pokładu, a w mniejszym stopniu na zmienność jego miąższości. Subsrodowiska późniejsze natomiast, przykrywające torfowisko osadami i prowadzące do jego pogrzebania, mogą swoim wpływem sięgnąć także w głąb pokładu (np. wgłębna erozja związana z rozwojem koryta rzeczynego) i znacznie nieraz zmodyfikować mor-

fologię jego stropu, a w skrajnych przypadkach doprowadzić do częściowego lub całkowitego zniszczenia pokładu; efektem tego jest raptowne cieniowanie pokładów i lokalne przerwy ciągłości lateralnej (lokalne „rozmycia” w pokładach).

Sprecyzowanie facjalnego modelu środowiska depozycji danej serii węglonośnej w skali zagłębia węglowego może być bardzo pomocne dla poznania i zrozumienia generalnych trendów przestrzennych w rozkładzie miąższości i rozprze-strzeleniu ciał węglowych. Zrozumienie paleośrodowiska depozycji powinno zatem pomóc w takim zaprojektowaniu dalszego programu wierceń, aby gwarantowały one prawidłowe rozpoznanie złoża (uchwycenie trendów ważnych z górniczego punktu widzenia). W skali lokalnej natomiast model facjalny paleośrodowiska pozwala na zrozumienie szczegółów zmienności geometrycznej i jakościowej ciał węglowych, co ma duże znaczenie dla prawidłowego zaprojektowania i realizacji prac eksploatacyjnych.

W przypadku warstw wałbrzyskich i omówionego w pracy modelu facjalnego ich sedymentacji (fig. 23) pokłady węgla wykazują największą rozciągłość w kierunku nachylenia paleoskłonu depozycyjnego, a dokładniej – w kierunku równoległych do osi traktów koryt rzecznych (fig. 28 i 35). W kierunku równoległym do rozciągłości (biegu) skłonu depozycyjnego pokłady przerywane są bowiem często dużymi wstęgowymi ciałami sedymentacyjnymi reprezentującymi wspomniane paleosystemy korytowe (fig. 19–21 i 47; zob. też fig. 28 i 35).

Jednak nawet w kierunku nachylenia paleoskłonu rozciągłość poszczególnych pokładów okazuje się tutaj bardzo zróżnicowana i generalnie nie jest szczególnie duża. Rozciągłość pokładu warunkowana była bowiem wielkością obszaru zajmowanego przez równinę powodziową i jej bagno torfowe. W omawianym przypadku bagna torfowiskowe rozwijały się na równinach powodziowych na ogół stosunkowo niewielkich i sąsiadujących z czynnymi korytami meandrującymi, co sprawiło, że poszczególne pokłady węgla mogą na niewielkich dystansach dość drastycznie zmieniać swoją miąższość, a w pobliżu paleokoryt ulegać dodatkowo rozwarstwieniu na dwa lub więcej pokładów cieńszych, rozdzielonych płaskimi „klinami” utworów zewnętrznej części wałów brzegowych (przykłady zob. fig. 21). W kierunku paleokoryt wzrasta też ilość popiołu w węglu (wpływ powodzi). W obrębie utworów wałów brzegowych pokłady raptownie cienieją, wyklonowując się w kierunku osi paleokoryt. Pokłady

mogą ulegać lokalnemu rozwarstwieniu także wśród utworów basenu powodziowego, co związane jest z obecnością płaskich, soczewkowatych ciał („płatów”) osadu glifów krewasowych.

W omawianej sytuacji decydujące znaczenie dla rozciągłości pokładów miały zatem także odległości między czynnymi korytami rzek, one bowiem – obok stopnia zawilóści przebiegu koryt – determinowały zasięg równiny powodziowej i rozprze-strzelenie jej torfowisk.

Jednakże zmiany położenia koryt rzecznych (boczna migracja i procesy awulsyjne) powodowały często powstawanie postdepozycyjnych, erozyjnych rozcięć w niżejleżym pokładzie lub częściową erozję jego partii stropowej (przykłady zob. fig. 19–21).

CHARAKTER JAKOŚCIOWY STROPU POKŁADU

Jakościowy charakter stropu pokładu, a więc także stropu wyrobiska górniczego, uwarunkowany jest przez mniej lub bardziej skomplikowane współzależności między następującymi cechami: rodzajem skał w nadkładzie ciała węglowego, ich wzajemnymi relacjami geometrycznymi i synde-pozycyjnymi cechami strukturalnymi, wczesno-postdepozycyjnymi cechami kompakcyjnymi i cechami diagenetycznymi, późniejszymi cechami strukturalnymi związanymi z tektoniką, a w omawianym przypadku warstw wałbrzyskich – także z subwulkanizmem. Ponieważ oprócz węgla mamy tutaj do czynienia wyłącznie z osadami terygenicznymi, stąd poszczególne odmiany skał różnicują charakter stropu pokładu przede wszystkim poprzez swoje zróżnicowanie teksturalne (wielkość ziarna) oraz stopień i sposób diagenetycznej cementacji spoiwem mineralnym. Strukturalnymi cechami synde-pozycyjnymi są przede wszystkim miąższość i kształt ławic oraz rodzaj warstwowania, ale zaliczyć do nich trzeba także struktury związane z penetrującą działalnością korzeni roślin oraz zlustrowane powierzchnie powstałe w obrębie łupkowych (ilastych) poziomów stygmariowych. Piaskowce i zlepieńce różnią się od skał mułowcowo-ilastych mniejszym stopniem kompakcyjnego sprasowania, stąd na kontakcie tego rodzaju litologii występuje odpowiedni skok we własnościach fizycznych. Na wymienione cechy serii skalnej nakładają się późniejsze struktury tektoniczne (zwłaszcza spękania i uskoki), a także wpływ subwulkanizmu (sille i dajki ryolitoidów, a także lokalne „rygle” związane z freatyczną dezintegracją i fluidyzacją klastyków serii węglonośnej; Grocholski 1965; Nemeč

1979). Wpływ tektoniki i wulkanizmu zostanie tutaj jednak pominięty, gdyż wykracza poza zakres tematu.

Praktyka górnicza i prawa mechaniki górotworu wskazują, że z najlepszym jakościowo stropem wyrobiska mamy do czynienia wtedy, gdy pokład węgla przykryty jest zwięzłym piaskowcem lub zlepieńcem o miąższości przynajmniej 3 m i rozciągłości bocznej rzędu kilkuset metrów (ponad 500 m). Tego rodzaju ciała piaskowcowe są w warstwach wałbrzyskich bardzo powszechne i stanowią osad migrujących bocznie paleokoryt rzecznych. Spągom ich nie towarzyszy na ogół typowy „bruk” korytowy, z charakterystyczną dla niego zawartością licznych śródformacyjnych klastów mułowcowych i węglowych, który z reguły osłabia fizyczną zwięzłość ciała piaskowcowego i stwarza tym samym niekorzystne warunki stropowe w wyrobisku (cf. Ferm, Melton 1975; Horne *et al.* 1978). Jak wspomniano wcześniej, piaskowce i zlepieńce są tutaj jednak pocięte licznymi uskokami i w różnym stopniu spękane. Oddzielone pęknięciami fragmenty skały mogą w związku z tym zachowywać się często jak luźne bloki i spowodować zawalenie się stropu wyrobiska.

Gdy ławice piaskowcowe są stosunkowo płaskie i na dłuższych odcinkach rozdzielone utworami mułowcowo-iłowcowymi lub wkładkami węglistymi, wówczas o jakości stropu decyduje przede wszystkim miąższość tych ławic (cf. Horne *et al.* 1978). W przypadku cienkich ławic piaskowcowych (poniżej 0,5 m) niezbędne staje się wtedy stemplowanie stropu. Lecz gdy ławice są grubsze (0,5–3 m), wówczas z punktu widzenia mechaniki warunki stropowe można uznać za zupełnie dobre, gdyż wytrzymałość „pomostowa” (stężenie poprzeczne) ławicy piaskowcowej będzie skutecznie przeciwdziałać zawaleniu się stropu wyrobiska. Gdy jednak miąższość ławic jest zbyt duża (ponad 3 m), wówczas różnice w podatności na kompakcję mogą spowodować powstanie złustrowań na powierzchniach międzyławicowych (kontakt piaskowiec/łupek) i tego rodzaju lustra kompakcyjne często niebezpiecznie sprzyjają zawaleniu się stropu. Płaskie, tabularne ławice piaskowców otulone lub porozdzielane utworami mułowcowo-iłowcowymi są typowe szczególnie dla środowiska glifów krewasowych. W omawianym środowisku aluwialnej depozycji warstw wałbrzyskich utwory tego typu także nie należą do rzadkości.

Wśród utworów basenu powodziowego niektóre pokłady węgla bywają lokalnie przykryte

przez masywny, niewarstwowany iłowiec lub pyłowiec węglisty (barwa matowoczarna). Utwór ten jest zbity i z reguły silnie „kostkowo” spękany, co sprawia, że bloki i błočky mogą łatwo ulegać obluzowaniu, odpadać ze stropu i powodować nieraz niebezpieczne zawały. (Ten to m. in. materiał pojawia się często w urobku kopalni i przez odbiorców węgla nazywany jest potocznie „kamieniem”). Tego rodzaju skały napotkane w stropie wyrobiska powinny być zawsze wspierane stemplami lub inną obudową, a czasem nawet całkowicie usuwane dla uniknięcia poważnego zagrożenia.

Wspomniane wyżej utwory węgliste powstają wtedy, gdy bagno torfowiskowe zostaje zalane i jego wierzchnia partia ulega lokalnie przerobieniu w warunkach przepływu wody o niskiej energii; drobnoziarnisty materiał zawieszony (ił i pył) wymieszany zostaje wtedy z materiałem organicznym i zdeponowany w postaci „szlamu”. W środowisku aluwialnej równiny rzek meandrujących utwory takie mogą powstawać tylko lokalnie, na skalę dość ograniczoną, co nie znaczy, że nie pojawiają się często. Znacznie szersze rozprzestrzenienie mają one natomiast w środowisku dolnej równiny deltowej, w związku z czym są powszechne w tzw. paralicznych zagłębiach węglowych (cf. Horne *et al.* 1978).

Jedne z najgorszych warunków stropowych w wyrobiskach górniczych wiążą się także z obecnością poziomu drobnoziarnistej gleby stygmariowej ponad pokładem węgla. Tego rodzaju pyłowce lub pylaste iłowce bywają z reguły poprzecinane powierzchniami wewnętrznymi złustrowań, których płaszczyzny często krzyżują się ortogonalnie (90–120°) i mogą wykazywać znaczną składową pionową wypadkowych przemieszczeń względnych. Warto dodać, że orientacja płaszczyzn tego rodzaju złustrowań nie wykazuje żadnego określonego uporządkowania przestrzennego w skali danego zagłębia (cf. Ferm, Melton 1975). W związku z obecnością powierzchni złustrowań i fizycznymi skutkami penetratywnej działalności korzeni roślin tego rodzaju drobnoziarniste gleby stygmariowe cechuje mała zwięzłość i wytrzymałość wewnętrzna. Stateczność stropu wyrobiska okazuje się wtedy tak niewielka, że prawie na nic zdaje się nawet gęste jego stemplowanie. Wspomniana masa skalna musi zatem zostać albo bezwarunkowo usunięta, albo przychodzi górnikom zrezygnować z niżejległego pokładu węgla.

Ponieważ zakorzenienie roślin jest zjawiskiem szczególnie powszechnym w obszarach, które są w sposób raczej ciągły wynurzone ponad po-

wierzchnię wód bagiennych, stąd środowisko równiny aluwialnej jest z natury predysponowane do formowania się gleb stygmariowych także ponad pogrzebywanymi pokładami torfu. Geneza powierzchni złustrowań w omówionym wyżej przypadku gleb stygmariowych nie jest bliżej znana, choć cecha ta jest powszechnie obserwowana w zagłębiach węglowych (cf. Ferm, Melton 1975; Horne *et al.* 1978). Podobne cechy znane są również z holocenijskich gleb bagiennych spenetrowanych przez korzenie roślin (Coleman *et al.* 1969).

Czasem w bezpośrednim nadkładzie pokładu węgla napotyka się zlifyfikowane pnie drzewne (średnica do kilkudziesięciu cm), które tkwią w pierwotnej pozycji stojącej i sięgają do stropowej partii niżejległego pokładu. Są to pnie drzew, które uległy pogrzebaniu podczas zalania obszaru bagna torfowego wodami powodziowymi rzeki i zasypania terenu drobnoziarnistym materiałem klastycznym. Chociaż pogrzebane pnie drzewne znane są z różnych środowisk sedymentacji fitogenicznej, to jednak najczęściej występują w środowisku równiny aluwialnej. Wynika to stąd, że rozległe i płaskie tereny równin powodziowych stanowią z jednej strony obszar sprzyjający bujnemu rozwojowi roślinności, a z drugiej strony powierzchnia takiego obszaru ma szczególną skłonność do osiadania (efekt kompakcyjnego osiadania pogrzebywanych warstw torfu) i niezależnie staje się miejscem szybkiej sedymentacji drobnoziarnistych klastyków podczas większych powodzi (cf. Gradziński, Doktor 1983).

Sam pień drzewny został ostatecznie zastąpiony przez osad terygeniczny i uległ zlifyfikowaniu, ale tego rodzaju ośrodek pnia bywa często otoczona cienkim filmem substancji węglistej (pozostałość po przeobrażonej korze). Gdy pokład węgla zostanie w danym miejscu wyeksploatowany, wówczas pień pozostaje w stropie wyrobiska. Ponieważ jego węglista otoczka ma niewielką wytrzymałość na ścinanie, a sam pień drzewny z natury wykazuje wzrost średnicy ku dołowi, stąd może łatwo wysunąć się ze skały i spaść nagle w dół pod własnym ciężarem (nierazdo kilkadziesiąt kilogramów). Dlatego pnie drzewne wymagają stemplowania lub usunięcia natychmiast po ich odkryciu w stropie wyrobiska.

W przypadku utworów rozważanego środowiska aluwialnego w nadkładzie eksploatowanej warstwy węgla można czasem napotkać izolowane ciała piaskowcowe (wypełnienia paleokoryt) otoczone niemal całkowicie utworami mułowcowo-iłowcowymi. W związku z naturalną różnicą

w podatności na kompakcję na granicy tych dwóch odmian litologicznych (piaskowiec–łupek) dochodzi do powstania złustrowań i w rezultacie do wytworzenia strefy niebezpiecznego osłabienia stropu, grożącego przeważnie zawaleniem. Z taką sytuacją mamy do czynienia wtedy, gdy na obszar sedymentacji drobnoziarnistego materiału zawieszynowego (basen powodziowy równiny aluwialnej) przerzucone zostaje nagle koryto rzeki (efekt awulsji), które jednak po krótkotrwałej aktywności zostaje przez rzekę na pewnym odcinku lub w całości ponownie porzucone (rezultat wczesnego odcięcia zakola meandrowego lub ewentualnie kolejnej awulsji koryta).

Sytuacje z górniczego punktu widzenia nie mniej niebezpieczne, a przy tym w warstwach wałbrzyskich znacznie bardziej powszechne, wiążą się ze zjawiskiem rozwarstwień pokładów węgla (rozdzielenie się danego pokładu na dwa lub więcej pokładów zalegających jeden nad drugim i rozdzielonych klastykami). Dotyczy to przede wszystkim tych przypadków, w których miąższość klastyków oddzielających dolną eksploatowaną odnogę pokładu od jego odnogi wyżejległej nie przekracza 6 m (cf. Horne *et al.* 1978), klastyki zaś rozdzielające obie ławy węgla są głównie ilowcami i mułowcami lub utworami zawierającymi rozległe horyzonty takich osadów. Ponieważ pokład górny, jego stygmariowy spąg oraz niżejległe utwory mułowcowo-ilaste cechuje niewielka wytrzymałość mechaniczna, stąd stwarzają one strefę osłabienia nadkładu, wzdłuż której może łatwo dojść do odkłucia całego międzypokładowego pakietu skał i zawalenia się stropu wyrobiska. Tak więc obszary tego rodzaju, gdy tylko jest to możliwe, należy za wszelką cenę omijać.

W środowisku depozycyjnym równiny aluwialnej do istotnych rozwarstwień w pokładach dochodzi wtedy, gdy wał brzegowy koryta rzeki zostaje w czasie powodzi przerwany (krewasa) i silnie obciążona zawieszyną woda deponuje rozległy płat osadu (glif krewasowy) na powierzchni przyległego bagna torfowiskowego. Gdy powódź mija, bagno i roślinność zajmują zasypany obszar ponownie, a formowana wówczas, kolejna warstwa torfu wykazywać będzie lateralną ciągłość z torfowiskiem rozwijającym się nieprzerwanie po za obszarem glifu.

Wielkie powodzie mogą ponadto doprowadzić do zasypania materiałem ilastym lub pylastym dużych obszarów bagna, co w przypadku dalszego rozwoju roślinności prowadzi do powstania cienkich, ale rozległych przewarstwień międzypokładowych. Podobnie jak w przypadku gli-

fów krewasowych, również tutaj miąższość klastyków i wielkość ich ziarna wzrastać będą w kierunku paleokoryta. Sytuacja nie jest górniczo niebezpieczna, gdy pokłady węgla eksploatowane są wraz z wkładkami tych cienkich skał płonnych – jak to się przeważnie dzieje w praktyce.

W podsumowaniu tego rozdziału można zatem stwierdzić, że większość cech decydujących o jakości stropu pokładów węgla może być odnośzona do pierwotnych procesów depozycyjnych oraz wczesnych zjawisk kompakcyjnych. Poruszono tutaj jedynie ważniejsze aspekty tego zagadnienia. I chociaż późniejsze procesy tektoniczne i subwulkaniczne w istotnym stopniu nakładają się na pierwotne cechy serii węglonośnej, to jednak właśnie te m. in. cechy są przez wspomniane procesy wtórne w dużej mierze wykorzy-

stywane i akcentowane (np. zagadnienie intruzji subwulkanicznych zob. Nemeč 1979). Tak więc zasadnicze właściwości stropu pokładów są, jak się wydaje, kształtowane podczas i tuż po depozycji utworów węglonośnych. Dlatego szczegółowa analiza facjalna paleośrodowiska depozycji, gdy jest prowadzona na bieżąco podczas eksploatacji poszczególnych pokładów i brana pod uwagę przy projektowaniu dalszych robót górniczych, daje możliwość poznawania i przewidywania lateralnej zmienności cech pokładu oraz jakości jego stropu; z górniczego punktu widzenia są to charakterystyki najważniejsze. W ten sposób wiele potencjalnych problemów górniczych związanych z fizycznymi własnościami stropu czy spągu wyrobiska może zostać w porę przewidzianych i unikniętych.

LITERATURA

- ALLEN J. R. L., 1963: The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, s. 93–114.
- 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, s. 89–191.
- 1974: Studies in fluvial sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. *Geol. J.*, 9, s. 181–208.
- ALLEN J. R. L., BANKS N. L., 1972: An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19, s. 257–283.
- ANDERSON J. A. R., 1964: The structure and development of the peat swamps of Sarawak and Brunei. *J. Trop. Geogr.*, 18, s. 7–16.
- ASHLEY G. H., 1907: The maximum rate of deposition of coal. *Econ. Geol.*, 2, s. 34–47.
- AUGUSTYNIAK K., 1964: Uwagi na temat sedymentacji westfalu w niecce śródsudeckiej. *Prz. Geol.*, 7–8, s. 339–342.
- AUGUSTYNIAK K., BIAŁAS Z., 1962: Analiza materiałów dotyczących różnicowania litologicznego warstw białokamięskich i żałerskich. Praca niepubl., Arch. Inst. Geol., Wrocław.
- AUGUSTYNIAK K., GROCHOLSKI A., 1970: Geological structure and outline of the development of the Intra-Sudetic Depression. *Biul. Inst. Geol.*, 227 (17), s. 87–114.
- BAGANZ B. P., HORNE J. C., FERM J. C., 1975: Carboniferous and recent Mississippi lower delta plains: a comparison. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 25, s. 183–191.
- BERG G., 1925: Die Gliederung des Oberkarbons und Rotliegenden im niederschlesisch-bohmischen Becken. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 46, s. 68–84.
- 1938: Erläuterungen zu Geologische Karte Blatt Landeshut. Konigl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- BERG G., DATHE E., 1913: Geologische Karte Blatt Landeshut (1:25000). Konigl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- BERNER R. A. 1964: Stability fields of iron minerals in anaerobic sediments. *J. Geol.*, 72, s. 826–834.
- CANT D. J., WALKER R. G., 1976: Development of braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 13, s. 102–119.
- COLEMAN J. M., 1969: Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedim. Geol.*, 3, s. 129–239.
- COLEMAN J., FERM J. C., GAGLIANO S. M., 1969: Recent and ancient deltaic sediments – a comparison. Louisiana State Univ., Coastal Studies Inst., Louisiana.
- COLEMAN J., GAGLIANO S. M., SMITH W. G., 1970: Sedimentation in a Malaysian high tide tropical delta, [w:] Deltaic Sedimentation: Modern and Ancient, red. J. P. Morgan. *SEPM Spec. Publ.*, 15, s. 185–197.
- DATHE E., BERG G., 1912a: Erläuterungen zu Geologische Karte Blatt Waldenburg. Konigl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- 1912b: Erläuterungen zu Geologische Karte Blatt Landeshut. Konigl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- 1926: Erläuterungen zu Geologische Karte Blatt Waldenburg. Lief. 145. Konigl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- DATHE E., PETRASCHECK W., 1892: Zur Frage der Discordanz zwischen Culm und Waldenburger Schichten im Waldenburg Becken. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 44, s. 351–356.
- DYBOVA S., JACHOWICZ A., 1957a: Mikrospory górnośląskiego karbonu produktywnego. *Pr. Inst. Geol.*, 23, s. 1–238.
- 1957b: Strefy mikrosporowe w górnośląskim karbonie produktywnym. *Kwart. Geol.*, 1, s. 192–212.
- DZIEDZIC K., 1960: Niektóre problemy geologiczne związane z kulmową ostrogą Jabłowa (Sudety Środkowe). *Acta Geol. Polon.*, 10, s. 339–353.
- 1961: Tektonika kulmowej ostrogi Jabłowa. *Acta Geol. Polon.*, 11, s. 483–506.
- 1968: Zagadnienie śródkarbońskich dyskordancji w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej. *Kwart. Geol.*, 12, s. 37–50.
- 1971: Sedymentacja i paleogeografia utworów górnokarbońskich w niecce śródsudeckiej. *Geol. Sudetica*, 5, s. 7–75.
- FERM J. C., 1974: Carboniferous environmental models in

- eastern United States and their significance. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 1948, s. 79–95.
- 1976: Depositional models in coal exploration and development, [w:] *Sedimentary Environments and Hydrocarbons*, red. R. S. Saxena. AAPG/NOGS Short Course, New Orleans Geol. Soc., p. 60–78.
- FERM J. C., CAVAROC V. V., Jr., 1968: A nonmarine sedimentary model for the Allegheny rocks of West Virginia. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 106, s. 1–19.
- FERM J. C., HORNE J. C., MELTON R. A., 1976: Depositional models applied to coal exploration and development. AIME Annual Meeting, Las Vegas, Nevada, s. 1–12.
- FERM J. C., HORNE J. C., SWINCHATT J. P., WHALEY P. W., 1971: Carboniferous depositional environments in northeastern Kentucky. Field Guidebook, Ann. Spring Field Confer. 1971, Geol. Soc. Ky., Kentucky, s. 1–30.
- FERM J. C., MELTON R. A., 1975: Roof fall study, Pocahontas no. 3 seam. U.S. Bur. Mines. Interim Rept. H0230028, s. 1–74.
- FISK H. N., 1960: Recent Mississippi River sedimentation and peat accumulation. *Compte Rendu*, 4th Carbonif. Congr., Heerlen, 1958, vol. 1, s. 187–199.
- FOSTER R. J., 1971: *Physical Geology*. Merrill Publ. Comp., 3rd ed., Columbus.
- FRAKES L. A., 1979: *Climates Throughout Geologic Time*. Elsevier, Amsterdam.
- FRAZIER D. E., OSANIK A., 1969: Recent peat deposits – Louisiana coastal plain. [w:] *Environments of Coal Deposition*, red. E. C. Dapples, M. E. Hopkins. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 114, s. 63–104.
- GARRELS R. M., CHRIST C. L., 1965: *Solutions, Minerals and Equilibria*. Harper and Row, New York.
- GOLE C. V., CHITALE S. V., 1966: Inland delta building activity of Kosi River. *J. Hydraul. Proc. Amer. Soc. Civ. Engrs.*, 92, s. 111–126.
- GOTHAN W., 1952: Heerlener Karbonkongresse Sitzungsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, No. 4. *Deutsch. Acad. Wiss.*, Berlin.
- GOTHAN W., FRICKE K., 1937: Die stratigraphische Stellung der höchsten Flöze der Waldenburger Hangendzuges. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 57 (1936), s. 514–517.
- GOTHAN W., GROPP W., 1933: Palaobotanisch-stratigraphische Untersuchungen im niederschlesischen Karbon. *Z. BergHutt.-Salinenw.*, 81, s. 88–98.
- GÓRECKA T., 1962a: Niektóre wyniki badań sporowych w wałbrzyskiej niecce węglowej (abstr.). *Kwart. Geol.*, 6, s. 785–786.
- 1962b: Próba korelacji pokładów węgla warstw wałbrzyskich i profil warstw białokamięńskich. *Praca niepubl.*, Arch. Inst. Geol., Wrocław.
- 1964: Warstwy z Białego Kamienia w świetle badań sporowych (abstr.). *Kwart. Geol.*, 8, s. 958–959.
- 1968: Problem granicy namur–westfal w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej. *Kwart. Geol.*, 12, s. 51–64.
- 1969: Stratygrafia warstw z Białego Kamienia w północno-wschodniej części niecki śródsudeckiej na podstawie badań palynologicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 230 (18), s. 167–291.
- GROCHOLSKI A., 1960: Uwagi na temat budowy geologicznej zachodniej okolicy Wałbrzycha. *Kwart. Geol.*, 4, s. 631–646.
- 1961: Wulkanity niecki wałbrzyskiej w świetle badań strukturalnych. *Biul. Inst. Geol.*, 191, s. 5–57.
- 1974: Problemy stratygrafii silezu w Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Kwart. Geol.*, 18, s. 63–78.
- GRADZIŃSKI R., DOKTOR M., 1983: Problemy pogrzebywania stojących pni w osadach serii mulowcowej na Górnym Śląsku. [w:] *Geologia formacji węglonośnych Polski – VI Sympozjum (Streszcz. referatów)*. Akad. Gór. Hut., Kraków, s. 18–22.
- HACQUEBARD P. A., DONALDSON J. R., 1969: Carboniferous coal deposition associated with flood-plain and limnic environments in Nova Scotia, [w:] *Environments of Coal Deposition*, red. E. C. Dapples, M. E. Hopkins. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 114, s. 143–192.
- HOLUB V., PROUZA V., TASLER R., 1970: Carboniferous of the Bohemian part of the Intra-Sudetic Basin, [w:] *Compte Rendu 6^e Congrès Intern. Strat. Géol. Carbonif.*, Sheffield, 1967, Vol. III, s. 949–960. Maastricht.
- HORNE J. C., FERM J. C., CARUCCIO F. T., BAGANZ B. P., 1978: Depositional models in coal exploration and mine planning in Appalachian region. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62, s. 2379–2411.
- HORNE J. C., FERM J. C., SWINCHATT J. P., 1974: Depositional model for the Mississippian-Pennsylvanian boundary in northeastern Kentucky. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 148, s. 97–114.
- I.C.C.P. (International Committee for Coal Petrography Comp.), 1963: *International Handbook of Coal Petrography*. Centres, 2nd ed., Paris, s. 1–165.
- JACKSON R. G., 1976: Depositional models of point bars in the lower Wabash River. *J. Sedim. Petrol.*, 46, s. 579–595.
- JERZYKIEWICZ T., 1965: Nowa fauna kulmowa z Konradowa koło Wałbrzycha. *Acta Geol. Polon.*, 15, s. 217–238.
- KAISER T., 1959: Predběžna zpráva o geologickem vyzkumu v začlerské oblasti. *Zpr. Geol. Výzk.*, 1957, s. 88–90.
- KUCHCIŃSKI J., 1964: Podstawowe zagadnienia stratygraficzno-makroflorystyczne utworów karbońskich niecki śródsudeckiej. *Prz. Geol.*, 7–8, s. 345–347.
- KELLING G., 1968: Patterns of sedimentation in Rhondda Beds of South Wales. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52, s. 2369–2386.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., 1960: Premiers résultats des études sur les spores du bassin houiller de Nowa Ruda (Basse Silesie). *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. géol.-géogr.*, 8, nr 2 (4).
- 1966: Namur Zagłębia Noworudzkiego w świetle badań sporowych. *Geol. Sudetica*, 2, s. 323–399.
- KRUMBEIN W. C., DACEY M. F., 1969: Markov chains and embedded Markov chains in geology. *J. Int. Assoc. Math. Geol.*, 1, s. 79–96.
- LEEDER M. R., 1975: Pedogenic carbonates and flood sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. *Geol. Mag.*, 112, s. 257–270.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P., 1964: *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman and Co., San Francisco.
- McGOWEN J. H., GARNER L. E., 1970: Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14, s. 77–111.
- McKEE E. D., CROSBY E. J., BERRYHILL H. L., Jr., 1967: Flood deposits Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. Sedim. Petrol.*, 37, s. 829–851.
- McLEAN J. R., JERZYKIEWICZ T., 1978: Cyclicality, tectonics and coal: some aspects of fluvial sedimentology in the Brazeau-Paskapoo Formations, Coal Valley area,

- Alberta, Canada, [w:] *Fluvial Sedimentology*, red. A. D. Miall. *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir*, 5, s. 441-468.
- MIALL A. D., 1977: *Fluvial Sedimentology. Lecture Notes*, Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary, s. 1-111.
- 1981: Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture, [w:] *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins*, red. A. D. Miall. *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper*, 23, s. 1-33.
- NEMEC W., 1979: Wulkanizm późnokarboński w niecce wałbrzyskiej (synklinorium śródsudeckie). Niepubl. praca doktorska, Arch. Inst. Nauk Geol., Univ. Wrocław, Wrocław.
- OBERC J., 1957: Stratygrafia i tektonika utworów górnego karbonu i dolnego permu w zachodniej części regionu bardzkiego. *Bull. Inst. Geol.*, 123, s. 1-123.
- O'BRIEN N. R., 1964: Origin of Pennsylvanian underclays in the Illinois Basin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 75, s. 823-832.
- ODOM I. E., 1967: Clay fabric and its relation to structural properties in midcontinent Pennsylvanian sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 37, s. 610-622.
- POSTMA D., 1977: The occurrence and chemical composition of recent Fe-rich mixed carbonates in a river bog. *J. Sedim. Petrol.*, 47, s. 1089-1098.
- RADOMSKI A., GRADZIŃSKI R., 1978: Lithologic sequences in the Upper Silesia Coal Measures (Upper Carboniferous, Poland). *Rocz. Pol. Tow. Przyj. Nauk*, 48, s. 194-210.
- RAY P. K., 1976: Structure and sedimentological history of the overbank deposits of a Mississippi River point bar. *J. Sedim. Petrol.*, 46, s. 788-801.
- READING H. G., 1978: Facies, [w:] *Sedimentary Environments and Facies*, red. H. G. Reading. Blackwell, Oxford, s. 4-14.
- REINECK H.-E., SINGH I. B., 1980: *Depositional Sedimentary Environments*. Springer, 2nd ed., Berlin-Heidelberg.
- RITTER D. F., KINSEY W. F., III, KAUFFMAN M. E., 1973: Overbank sedimentation in the Delaware River Valley during the last 6000 years. *Science*, 179, s. 374-375.
- SCHMIDT A., 1905: Oberkarbon und Rotliegendes im Brauner Landschen und in der nordlichen Grafschaft Glatz. *Jahresber. Schles. Gesell. waterl. Kultur, Jahresb. 1904*, 85, Abt. II, Breslau.
- SCHOBER K., 1933: Die Discordanz zwischen Waldenburger und Weissteiner Schichten. *Z. BergHütt.-Salinenw.*, 81, s. 291-310.
- SCHUMM S. A., KAHN H. R., 1972: Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, s. 1755-1770.
- SCHUMM S. A., LICHTY R. W., 1963: Channel widening and floodplain construction along Cimarron River in southwestern Kansas. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 352-D, s. 71-88.
- SHAW A. B., 1964: *Time in Stratigraphy*. McGraw-Hill, New York.
- SHELTON J. W., NOBLE R. L., 1974: Depositional features of braided-meandering streams. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 58, s. 742-749.
- SMITH N. D., 1970: The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, northcentral Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, s. 2993-3014.
- 1971: Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, s. 3407-3420.
- STACH E., MARKOWSKY M.-Th., TEICHMÜLLER M., TAYLOR G. H., CHANDRA D., TEICHMÜLLER R., 1975: *Stach's Textbook of Coal Petrology*. Gebrüder Borntraeger, 2nd ed., Berlin.
- STOPA Z., 1957: Rośliny paprocioliste (*Pteridophylla*) górnego dewonu i najniższego westfalu na Górnym Śląsku. *Pr. Inst. Geol.*, 13, s. 5-208.
- STUR D., 1874: Momentaner Stand meiner Untersuchungen über die ausseralpinen Ablagerungen der Steinkohlenformation und des Rotliegend in Österreich. *Verh. Geol. Reichsanst., Wien*, s. 189-209.
- STUTZER O., NOË A. C., 1940: *Geology of Coal* (Chapt. 6 and 7). University of Chicago Press, Chicago, Illinois.
- TEISSEYRE H., 1950: Problem kulmu w Sudetach Środkowych i próba jego podziału na obszarze na północ od Wałbrzycha. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, I-II kwart. 1949, s. 169-171.
- 1952: Budowa geologiczna północnej okolicy Wałbrzycha. *Biul. Inst. Geol.*, 62, s. 1-58.
- 1958: Sedymentacja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach Środkowych. *Kwart. Geol.*, 2, s. 576-591.
- 1961: O problemie niezgodności między dolnym i górnym karbonem w Sudetach Środkowych. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. géol.-géogr.*, 9, s. 53-61.
- WALKER R. G., 1979: Facies and facies models, 1. General introduction, [w:] *Facies Models*, red. R. G. Walker. *Geosci. Canad. Reprint Series*, 1, s. 1-7.
- WANLESS H. R., BAROFFIO J. R., TRECOTT P. C., 1969: Conditions of deposition of Pennsylvanian coal beds, [w:] *Environments of Coal Deposition*, red. E. C. Dapples, M. E. Hopkins. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 114, s. 105-141.
- WILLIAMS E. G., FERM J. C., 1964: Sedimentary facies in the lower Allegheny rocks of western Pennsylvania. *J. Sedim. Petrol.*, 34, s. 610-614.
- WOLMAN M. G., LEOPOLD L. B., 1957: River flood plains: some observations on their formation. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 282-C, s. 87-107.
- ŻAKOWA H., 1958a: Górny wizen dolnokarbońskiej niecki śródsudeckiej. *Kwart. Geol.*, 2, s. 609-625.
- 1958b: Biostratygrafia morskich osadów dolnego karbonu na obszarze Wałbrzycha Miasta. *Pr. Inst. Geol.*, 19, s. 1-211.

ADDENDA

Szczegółowa lokalizacja profili wykorzystanych w pracy (numeracja zob. fig. 3A w tekście)

Odsłonięcia powierzchniowe: 1 - niewielki opuszczony kamieniołom w lesie na W od Konradowa; 2-9 - grupa opuszczonych łomików w lesie w Konradowie; 10 - odsłonięcia przy dawnym dworcu kolejowym w Białym Ka-

mieniu; 11 - nieczynny kamieniołom koło sanatorium „Zaciszcie” w Szczawnie Zdroju. Wszystkie te odsłonięcia są zaznaczone na obu wydaniach mapy geologicznej Dathego i Berga (arkusz Waldenburg, 1:25 000).

Odsłonięcia podpowierzchniowe (symbole literowe w nawiasach odpowiadają pierwszej literze nazwy kopalni – „Thorez”, „Victoria” lub „Wałbrzych”): 12 – szyb „Tytus” (T); 13 – przekop 1 Zachód (T); 14 – przekop 2 Zachód (T); 15 – przekop 3 Zachód (T); 16 – przekop 4^m Zachód (T); 17 – szyb „Jan” (T); 18 – przekop 4^a Zachód (T); 19 – przekop 4 Zachód (T); 20 – przekop południowy 4 Zachód (T); 21 – szybk 2 (T); 22 – przekop 1 (T); 23 – szyb „Wanda” (T); 24 – przekop 4 Wschód (T); 25 – szyb „Chwalibóg” (T); 26 – przekop 5 Wschód, część południowa (T); 27 – przekop 5 Wschód, część północna (T); 28 – szyb

„Krakus” (T); 29 – przekopy 7 Wschód i 7^b Wschód (T); 30 – przekop 8 Wschód (T); 31 – szyb „Teresa” i obok na południu otwór wiertniczy T1 (T); 32 – przekop 10 Wschód (T); 33 – otwór wiertniczy T2 (T); 34 – otwór wiertniczy T4 (T); 35 – otwór wiertniczy T3 (T); 36 – szyb „Anna” (W); 37 – szyb „Zofia” (W); 38 – szyb „Chrobry” (W); 39 – szybk 7 (V); 40 – szyb „Szczęść Boże” (V); 41 – przekopy szybu „Szczęść Boże”, przekrój D8^a (V); 42 – szyb „Jadwiga” (V); 43 – przekop 4 (V); 44 – szyb „Wiktor” (V). W przypadku wszystkich przekopów, punkty na mapie (fig. 3) odpowiadają ich środkowi.

WAŁBRZYCH BEDS (LOWER NAMURIAN, WAŁBRZYCH COAL MEASURES): ANALYSIS OF ALLUVIAL SEDIMENTATION IN A COAL BASIN

ABSTRACT: The Wałbrzych Beds (Lower Namurian) are lowermost, coal-bearing lithostratigraphic unit (ca. 200 m thick) of the Intra-Sudetic Upper Carboniferous succession. This paper presents the results of facies analysis performed to reconstruct the depositional environment and palaeogeography of this unit. The sediments of the Wałbrzych Beds were deposited in the environment of a meandering alluvial plain, where the development of peat swamps was mainly restricted to floodbasin areas of relatively limited extent. Facies anatomy of this coal-bearing alluvial succession has been reconstructed, and the depositional processes and physiography of its sedimentary environment are discussed in detail. Palaeogeographic reconstruction suggests that at an early depositional stage, represented by a lower interval of the Wałbrzych Beds profile, the meandering rivers were active as a system of large distributary channels within the upper (non-marine) part of an alluvial deltaic plain; this inference is consistent with a deltaic depositional setting already suggested in the literature for the underlying Kulm of Szczawno (Upper Viséan). At a latter stage (upper interval of the Wałbrzych Beds) the depositional environment in the study area became physiographically similar to a typical meandering alluvial plain, lacking any intimate relationship with a deltaic system. This palaeogeographic change is interpreted in terms of the alluvial system progradation. On the basis of the palaeoenvironmental reconstruction, the depositional setting of peat accumulation (coal origin) in this Early Namurian basin is discussed.

A consideration of the depositional rate of sediments implies existence of considerable stratigraphic gaps in the profile of the Wałbrzych Beds. Numerous stratigraphic gaps are independently pointed out by the correlation of individual profiles. A rapid, quantitative method is proposed for an exact correlation of the individual profiles of coal-bearing succession. This simple technique, itself based on the statistical method of linear regression, allows also precise identification of stratigraphic gaps and provides an estimate of the differences in depositional rate between the compared profiles (rate ratio).

The contact between the Wałbrzych Beds and the overlying Biały Kamień Beds has been interpreted by most of the previous authors as representing a regional erosional unconformity and a considerable stratigraphic gap. The arguments of these previous workers are critically discussed by the present author, and a conclusion is drawn that the aforesaid contact is depositional in character and the Biały Kamień Beds represent a typical time-transgressive unit; a very similar relationship is displayed by the base of the Wałbrzych Beds themselves. This entire relationship is due to a progradational nature of the depositional environments. In a final chapter of this paper the author considers some practical aspects of an application of facies analysis in solving many of the problems of coal exploration and development recently faced in the region.

Summary

INTRODUCTION

The Wałbrzych Coal Basin, itself a relatively small Late Carboniferous sub-basin of the Late Palaeozoic Intra-Sudetic Basin (fig. 1), contains thick succession of coal-bearing deposits (fig. 2). The Wałbrzych Beds (Lower Namurian) represent lowermost lithostratigraphic unit (ca. 200 m thick) of this basinfill succession. Estimated thickness distribution of the Wałbrzych Beds is shown in figure 3, and some representative lithologic profiles are given in figures 4-7.

The sediments are mainly sandstones (lithic and sublithic arenites to minor wackes), mudstones and shales (comprising claystones and siltstones), and these lithologies are accompanied by subordinate oligomictic (quartzose) conglomerates of mainly pebble-size grade. The succession contains 30 workable coal seams (numbered from 651 to 680, see fig. 2) and over twice as many thin, economically insignificant layers of coal, shaly coal, and coaly shale. Coal seams rarely exceed 2 m in thickness, only sporadically attaining 3 m (usually comprising

thin shale interlayers in such instances). An extensive Late Carboniferous subvolcanism in the basin (Grocholski 1965; Nemeč 1979) strongly affected the quality of the coals; most seams represent high-rank coal (up to anthracitic varieties) with high volatile-matter content (coking coals). This latter subject matter is not discussed in the paper, as is out of its scope.

The primary aim of this study was to reconstruct the depositional environment and palaeogeography of the Wałbrzych Beds by means of facies analysis. The results, as presented and discussed in this paper, have several ramifications, including the depositional setting of coal, the rate of subsidence and sediment accumulation, the correlation of profiles of a coal-bearing succession, and the utility of facies analysis in solving some of the recent problems of coal development and exploration in the region.

LITHOFACIES

The sedimentary succession was logged by the writer in all available surficial outcrops and a number of strip mine

highwalls ("Thorez" and "Victoria" mines; fig. 3). In this study the number of lithofacies distinguished was kept as low as

* Institute of Geological Sciences, University of Wrocław, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland.

possible, primarily in order to relate the author's observational data to the lithologies routinely distinguished by coal-mine geologists in the existing mining logs. By re-logging of some selected mine highwalls that were previously logged by the mining geologists, the author has been able to recognize which of his "lithofacies" actually correspond to particular "lithologies" distinguished in the mining logs. This procedure allowed the author to use more than forty existing logs from the three coal mines of the region (fig. 3A). These are logs derived from various mine highwalls, shafts, and boreholes. Seven lithofacies have been distinguished, and these are briefly reviewed below.

Lithofacies A (conglomerates and pebbly sandstones). These coarse-grained sediments display indistinct trough cross-stratification or horizontal stratification, or are sometimes unstratified. Their pebble-size fraction (pebbles up to 5–6 cm in diameter) is unimodal or near so, but the sediment as a whole is poorly to moderately well sorted. Pebbles are relatively well rounded, except for occasional intraformational mud-clasts. Transported tree logs are locally present. These sediments were probably deposited in a deeper part (pool zone) of rapidly aggrading river channels, where any typical "pebble lags" were scarcely developed. The unstratified sediments may genetically correspond to Kelling's (1968) "axial wedges".

Lithofacies B (large-scale cross-stratified sandstones). These sandstones range from medium to very coarse-grained (often with granules and occasional small pebbles), and display a more or less distinct trough cross-stratification. Trough cross-sets are 8 to 54 cm thick (fig. 8). Some isolated planar cross-sets (50–90 cm thick) are occasionally present (example see fig. 11). Thick (few to several metres) cosets of trough cross-stratification usually consist of a number of low-inclined (5–20°) "packages", or constituent cosets, that are 50–160 cm thick, erosionally bounded, and fining upwards (figs. 9, 11, and 15); this stratification resembles Allen's (1963) "epsilon" type. Some of the cross-sets display soft-sediment deformation. The sediments of lithofacies B are probably the result of a lateral accretion of sand on point-bar surface in river channels (fig. 16). The isolated planar cross-sets may represent deposition of "chute" bars, scroll bars, or local "unit" transverse bars (cf. McGowen, Garner 1970; Jackson 1976; Cant, Walker 1976).

Lithofacies C (small-scale cross-stratified sandstones). These sandstones range from very fine to medium grained and display ripple cross-lamination. They occur in units which vary from thin (few cm) and discontinuous to thick (up to a few metres) and laterally persistent. These sediments represent sand transport and deposition in a lower interval of lower flow regime (ripples), mostly on point-bar top and partly also on proximal levee (fig. 16). Some of the lithofacies C units, those enveloped in thick mudstones or claystones, represent crevasse-splay deposition in overbank areas.

Lithofacies D (thin alternating sandstones and mudstones). This facies comprises units of alternating fine sandstones and mudstones (layers 1–5 cm thick) that often laterally

merge into alternations of thinner siltstones and claystones. Units are 25 to 250 cm thick. Sand layers are poorly sorted, usually silty, and commonly display ripple cross-lamination. Thin (mm) coal partings are locally present. These sediments correspond to Allen's (1965) "alternating beds facies", and as such represent natural-levee deposition along meandering river channels; the finer grained (silt/clay) varieties of lithofacies C most probably represent deposition in distal zones of the natural levee, merging into floodbasin environment.

Lithofacies E (mudstones and claystones). This lithofacies comprises finest grained clastics, ranging from mudstones to clayey siltstones or claystones. These sediments sometimes form thin (1–5 cm) partings that separate sandstone units, but most often occur as thick (up to a few metres) units containing layers of coal or coaly shale. The thicker units, though generally monotonous, noticeably display a small-scale vertical variability in their grain size and colour. In the lithofacies E and D there are locally present some nodular concentrations and bands of siderite (5–10 cm thick), sometimes developed as extensive clay-ironstone layers 15–20 cm thick. The majority of lithofacies E sediments represent floodbasin deposition, with the siderite formation probably related to bog-like conditions (cf. Postma 1977). Some other units, those with a more limited lateral extent, most probably represent deposition in oxbow-lakes and abandoned channels.

Lithofacies F (rooty beds). The rootlet horizons are not lithofacies in quite the same sense as the other lithofacies here, but they are recognizable units with a special biological/environmental meaning (*in situ* plant growth). Plant rootlets occur in various lithologies, most often in those otherwise classified here as lithofacies E or D. In vertical sections the rootlet horizons are either isolated, or grouped in 2 to 8 which closely overlie one another and sometimes also penetrate each other. Sediment bioturbation by the plant rootlets is often strong (seat-earth development), and so the surrounding sediment is usually homogenized or at least partly devoid of its primary internal stratification.

Lithofacies G (coal and coaly shales). Layers of coal (sometimes shaly coal) and coaly shale are often separate, but in many other instances they occur together as couplets or complex alternations. They are commonly underlain by rootlet horizons (lithofacies F), though these latter may locally be lacking (probably due to development of a floating marsh). Coal seam margins, when observable, appear to terminate by splitting and digitation, rather than by "lithofication" (*sensu* "Versteinen" of Stutzer and Noë, 1940, p. 205). Thus, most seams are autochthonous, and relatively few may be rated hypautochthonous (*sensu* I.C.C.P. 1963). Palynological data (miospore florule) suggest mixed, herbaceous/arborescent plant community. Predominance of telmatic environment, with local and/or temporal development of limno-telmatic and telmatic-terrestrial conditions seem to be indicated by the palynological data.

Examples of the occurrence of these various lithofacies, as reviewed above, are presented in figure 9–15.

FACIES ANALYSIS

Facies anatomy. Vertical facies relationships were first analysed with the use of Markov-chain method, primarily in order to recognize facies sequences of highest environmental significance. The results and their interpretation are given in

figure 18 (see also interpretations in figs. 9–15). On this basis, a depositional environment of meandering alluvial plain is inferred for the Wałbrzych Beds. The spectrum of depositional processes in the interpreted palaeoenvironment appears to

have characteristically ranged from in-channel processes (including channel floor aggradation in pool zones, point bar aggradation and lateral accretion, and "chute" channel development and filling) to overbank processes (comprising natural-levee deposition, crevasse-channel formation and filling, crevasse-splay deposition, floodbasin deposition, peat swamp development and coal deposition).

Then, facies spatial relationships were studied by means of cross-sections derived from numerous mining profiles (examples see figs. 19–21). The cross-sections reveal occurrence of lenticular, linear sandstone bodies 10–25 m thick and 0.5–2.5 km wide. These are built mainly of lithofacies *A*, *B* and *C*, and consist of several superimposed facies sequences of in-channel type (such as the facies sequences 1 to 5 in fig. 18). Laterally they interfinger with the surrounding finer clastics of lithofacies *D* and *E*, and with their associated coal layers (lithofacies *G*); this lateral relationship is illustrated by the facies sequences 6 through 8 in figure 18 (for lateral geometry of the sandstone bodies see examples in fig. 21). The sandstone bodies represent palaeochannel systems (or meander belts), and their variable width reflects the extent of a lateral migration of the meandering river channels. The facies cross-sections (figs. 19–20) also indicate that some of the channel systems, probably the longest and most persistent (most active) were themselves "corridors" along which considerable amounts of gravelly sediment had been temporarily transported across the alluvial plain and sometimes almost by-passed this latter.

Facies anatomy of the alluvial sandstone bodies in the Wałbrzych Beds is summarized in figure 22. An overall depositional facies model for the interpreted palaeoenvironment is presented in figure 23; this model summarizes also the main aspects of facies variability and coal-seam geometry in the Wałbrzych Beds.

DEPOSITIONAL RATE

Estimates of rate and duration of deposition were made to shed some light on the nature of sedimentation and basin-floor subsidence. The subsidence is considered here as including also the effects of sediment compaction. A review of published data, from various alluvial environments (for similar review see McLean and Jerzykiewicz 1978, p. 460) indicates highly different and variable rates of deposition for the individual facies of sediment. However, these estimated rates are generally much higher than an average rate of 0.04 mm/year suggested by 200 m of sediments representing about 5 mln years of deposition (= Namurian A). Thus, the rates of sedimentation of the individual lithofacies relative to the time available imply that long periods of non-deposition probably existed during sedimentation of the Wałbrzych Beds.

A similar conclusion is also suggested by the presence of coal seams, which themselves indicate certain physical conditions in the basin. Seams up to 2 m are relatively common in the Wałbrzych Beds. Two metres of bituminous coal represent about 10 m of original peat (Stach *et al.* 1975, p. 18). Reported average accumulation rates for peat generally range from 1 mm/year (Fisk 1960; Coleman *et al.* 1970) to 6 mm/year (Frazier, Osanik 1969, p. 78). At 1 mm/year, about 10,000 years would be required to accumulate this thickness, or about 2,000 years at 6 mm/year (an amount of time similar to that predicted by Ashley 1907). Thus, large areas in the

Palaeogeography. Palaeocurrent data indicate fluvial transport towards NNW (fig. 17). Palaeogeography of the depositional environment in question appears well displayed by a series of simple facies maps, showing the content (thickness per cent) of the individual lithofacies in this coal-bearing succession. Such maps were separately made for a lower and an upper part of the Wałbrzych Beds, respectively, primarily in order to take notice of any possible time-related changes in the coal-basin palaeogeography.

The content map of lithofacies *A* (figs. 24 and 31) are thought to reflect main "fluvial tracts" of the meandering alluvial plain, i.e., basin zones that were most frequently occupied by active channel systems through the whole history of river channel migrations in the basin (examples of channel-shifting effect see fig. 29; for possible mechanisms see fig. 30). From comparison of these two maps (figs. 24 and 31) it seems likely that at an early depositional stage (= lower interval of the Wałbrzych Beds) the meandering channels were active as large distributaries within an upper, non-marine part of a deltaic plain; this suggestion appears consistent with the inferred deltaic environment of deposition of the underlying Kulm of Szczawno (*e.g.*, Teisseyre 1958). At a later depositional stage (= upper interval of the Wałbrzych Beds) the palaeogeographic situation in the basin became similar to a typical meandering alluvial plain, lacking any intimate relationship with a deltaic system.

Noticeably, the content maps of the other lithofacies (figs. 25–28 and figs. 32–35) fit well the pattern of the inferred major "fluvial tracts" of figure 24 and 31, respectively. From a palaeophysiographic point of view, these remaining maps are interpreted as reflecting the distribution of point-bar sands (lithofacies *B* and *C*), areas of natural levees and crevasse-splay deposition (lithofacies *D* and partly *C*), floodbasin areas (lithofacies *E*), and peat-swamp areas (lithofacies *G*).

basin must have been free of eroding currents for at least such periods.

Since preservation of peat requires a water table high enough to cover the decomposing vegetation but sufficiently low that it does not drown the vegetation, either subsidence was taking place at a rate equal to plant accumulation rate, or the water table was slowly rising. Probably a combination of both factors was operative, varying from one area to another (McLean, Jerzykiewicz 1978, p. 463). The 10 m of peat required to form 2 m of bituminous coal (Stach *et al.* 1975, p. 18) would require 4 m subsidence if the water table level remains constant and if there is a continuous reduction in the volume of the peat during deposition from 1:1 at the surface to 3:1 at the lowest layer (Stach *et al.* 1975, p. 18). The 4 m of subsidence over 2,000 years is an average of 2 mm/year, a fairly high rate. Thus, the rate of subsidence must have actually been much higher during periods when active aggradation of the basin floor occurred by the alluvial processes.

In the light of what has already been said it seems likely that subsidence was one of the major factors which controlled the development of peat swamps in the basin. In other words, the development of peat did probably take place only in those areas where the subsidence rate was suitable (as suggested above) and the activity of alluvial processes low enough to promote vegetation.

CORRELATION OF PROFILES

In spite of the presence of numerous coal seams, the individual profiles of a coal-bearing succession are usually difficult to correlate. This is primarily because most seams are laterally impermanent, their physical properties are far from being constant, and the facies of underlying and overlying clastics are highly variable. In practice, therefore, only relatively few coal seams (usually the thickest and most persistent) can easily be correlated over some wider areas of the basin. In the present case of the Wałbrzych Beds, the number of such correlative seams varies from 5 to 15, depending on the basin's subarea. The remaining coal seams, and the thick clastics in between, all appear impossible to correlate even for profiles only a few kilometres apart.

In this paper a simple quantitative method is proposed that allows rapid and fairly precise correlation of the profiles of a coal-bearing formation. The method is based on a statistical technique of linear regression, and in its many practical aspects is similar to that used by Shaw (1964) for biostratigraphic correlations. The only assumption here is that for a given pair of profiles there is a certain number of coal seams and/or other marker beds, like bentonite or tonstein layers, which can *a priori* be correlated with enough confidence; then, based on such correlations, an overall detailed correlation of the profiles is performed.

The concept of the method is illustrated by a graphical scheme in figure 36. The correlation line (or its segment), itself allowing a precise correlation of the pair of compared profiles, can either be directly drawn in the diagram or its equation is calculated by means of the statistical least-square regression method (fig. 36, diagram A).

Some other important informations are provided by the correlation diagram (or line). When the line gradient equals to unity ($b = 1.00$) it implies that the deposition rates in the two profiles were the same (fig. 36, diagram B). When the gradient is different from unity (fig. 36, diagrams C and D), then the deposition rate in one profile was higher than in the other.

For example, $b = 2.50$ means that deposition of 1 m of sediment in the profile *X* was accompanied by deposition of 2.5 m of sediment in the profile *Y*; by analogy, $b = 0.50$ implies that 1 m aggradation in profile *X* was accompanied by only 0.5 m aggradation in profile *Y*. Thus, the gradient of the correlation line may be used as a measure of what is a relative rate of deposition, or subsidence, in the two compared profiles (rate ratio).

When the projection point of a coal seam in the diagram appears located far from the correlation line, this means that in one profile the seam was deposited much earlier than in the other (coal-seam diachroneity; fig. 36, diagram E). In this latter diagram, for example, seam no. 4 in the profile *X* was deposited much earlier than in the profile *Y*, in which this time delay is represented by the deposition of sediment interval Δy .

A truncated correlation line (fig. 36, diagram F) implies a respective change in the ratio of the depositional rates in the two profiles. Vertical or horizontal segment of a truncated line implies stratigraphic gap in one of the profiles (fig. 36, diagram G and H); in diagram G, for example, there is a stratigraphic gap in the point x_i of the profile *X*, where the single seam x_i is itself an equivalent to the thick interval Δy of the other profile. At this point, however, the reader must be aware that similar "gap" effects may be introduced by tectonic dislocation that significantly changed the original thickness of a profile. Another point to add is that the straight line segments should not be drawn for less than three projection points in the diagram, and the respective coal seams should stratigraphically be as close as possible to each other (adjacent or near so).

In this study the method was used to correlate more than 15 profiles of the Wałbrzych Beds from various parts of the basin. Examples are given in figures 37 through 46, and are discussed in detail in the main text of the paper.

RELATION BETWEEN WAŁBRZYCH BEDS
AND BIAŁY KAMIENŃ BEDS

The contact between the Wałbrzych Beds and the overlying Biały Kamień Beds (figs. 6, 7, and 36) has been traditionally interpreted by most of the previous workers as representing a regional-scale erosional unconformity and a considerable stratigraphic gap. The arguments of these previous authors are critically discussed by the present writer, and a conclusion is drawn that the Biały Kamień Beds represent a typical time-transgressive unit; a very similar relationship is also displayed by the Wałbrzych Beds with respect to the underlying Kulm of Szczawno, with no accompanying unconformity or stratigraphic gap. This relationship of the lithostratigraphic units is due to their origin within a progradational system of depositional environments (fig. 48). The observed

superposition of depositional palaeoenvironments in the Wałbrzych Basin is as follows:

↑ upwards

- gravelly braided-stream plain (= lower Biały Kamień Beds)
- meandering alluvial plain (= upper Wałbrzych Beds)
- upper (non-marine) deltaic plain (= lower Wałbrzych Beds)
- delta system overlain by lower deltaic plain with marine fauna (= Kulm of Szczawno)

and is interpreted here in terms of a progradational system (diachronous lithostratigraphic boundaries), contrary to a "layer-cake" concept of the previous workers. A similar time-transgressive relationship is also displayed by these units in the direction parallel to their depositional strike, and it happens that this latter relationship is much better evidenced in the region because of the particular geographic extent of the available observations (see fig. 1).

FACIES ANALYSIS APPLIED TO COAL DEVELOPMENT
AND EXPLORATION

The role of sedimentological facies analysis in coal exploration, mine planning and mine development has been relatively small. The main reason for this lies in the simplicity of

geologic concepts that were necessary to bring these operations about. These concepts can be briefly stated as follows: (1) coal occurs in the beds or layers and is overlain and

underlain by shales, sandstones or conglomerates in varying proportions; (2) each coal bed has been given a name and certain quality characteristics can often be associated with a named bed; (3) coal beds and their adjoining rocks are folded into broad anticlines or synclines, and, in places, are faulted and intruded by igneous rocks. In actual practice, however, pinch-outs or changes in coal quality occurred but the occurrence was apparently unpredictable and the only real solution to such problems seemed to be practice and experience. This approach, combined with ingenious engineering solutions, has provided answers to most questions faced by the mining geologists.

Perhaps a more fundamental reason that sedimentology could offer so little input to coal mining is that the thickest, most persistent and best-quality coal seams followed the above-stated rules fairly well. In the Wałbrzych Coal Measures, however, such seams are now nearing exhaustion. The increased demand for energy, coupled with equally strong demands for mine safety and environmental effects has focused attention on coal seams that are thinner, less continuous and of inherently lower quality than were formerly considered minable. Profitable exploration, mining and preparation of such seams demands careful planning before properties are developed. The basic issue of everyday mine practice are problems associated with local exploration and mining. Areas are relatively small, on the order of a few square kilometres, and considerable precision must be attached to statements

about a coal seam or seams within such an area if it is to be developed efficiently and profitably.

Recent studies which relate the environment of deposition in which the coal was formed to characteristics of seam thickness, extent and quality show considerable promise in predicting potential areas for development and exploration (e.g., Williams, Ferm 1964; Ferm, Cavaroc 1968; Ferm *et al.* 1971; Ferm 1974, 1976; Ferm *et al.* 1976; Horne *et al.* 1974; Baganz *et al.* 1975; Horne *et al.* 1978). These studies have shown that one of the most critical determinants of seam character at this level of investigation is the depositional environment of the seam. The surface upon which the coal swamp was developed seems to play a major role in controlling its thickness and extent, whereas the sediments that were deposited on top of the peat seem to strongly influence many aspects of roof-quality. The depositional subenvironments that were adjacent to the peat swamp and accompanied its development seem, in turn, to influence the quality of the coal seam itself (ash content, clayey interlayers etc.). In terms of the reconstructed palaeoenvironment of the Wałbrzych Beds, the writer discusses in detail in the main text the manner in which this particular environment influenced the thickness, extent, and quality of the coal seams. Many practical suggestions are made from the point of view of coal-seam development and exploration.

Translated by the author