

ZDZISŁAW DEMBOWSKI¹, RAFAŁ UNRUG²

ANALIZA STATYSTYCZNA SEDYMENTACJI CYKLICZNEJ
W WARSTWACH ŁAZISKICH
(GÓRNOŚLĄSKIE ZAGŁĘBIE WĘGLOWE)

(21 fig.)

*A statistical study of cyclic sedimentation in the Łaziska beds
(Upper Silesia Coal Basin)*

(21 Figs.)

WSTĘP

Badania sedymentologiczne serii węglonośnych koncentrują się od lat wokół zagadnienia cykliczności sedymentacji. Jak wykazali ostatnio Duff i Walton (1962), w dotychczasowych dyskusjach tego zagadnienia brak jest ścisłych definicji i wyraźnego rozgraniczenia pomiędzy obserwowanymi faktami a teoretycznymi modelami cyklotemów wynikającymi z hipotez przyjętych dla wyjaśnienia przebiegu procesów sedymentacyjnych.

Hipotezy te są bardzo różnorodne i upatrują przyczyny cykliczności sedymentacji w ruchach diastroficznych, zmianach klimatycznych, a nawet w czynnikach astronomicznych (Jessen, 1956, Wheeler i Murray, 1957). Ostatnio rozbudowywane są hipotezy uznające za jeden z głównych czynników cyklicznej sedymentacji mechanizm akumulacji osadów rzecznych i deltowych (Beerbrower 1964, Oertel i Walton, 1967). Różnorodność hipotez wynika przede wszystkim ze szczupłości materiału obserwacyjnego i z subiektywnego jego traktowania. Rola tego ostatniego czynnika jako źródła błędów w rozumowaniu geologicznym może być bardzo poważna, jak wskazują psychologiczne doświadczenia (Zeller, 1964).

Rozwój zastosowań metod matematycznych w geologii umożliwiających eliminację subiektywnego podejścia i opracowanie obszerniejszego materiału obserwacyjnego mogą stworzyć warunki pozwalające na lepsze zrozumienie czynników sterujących procesami sedymentacji cyklicznej.

Mając na uwadze powyższy cel autorowie podjęli opracowanie statystyczne sedymentacji cyklicznej warstw łaziskich w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym.

¹ Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, Sosnowiec, Białego 5.

² Katedra Geologii UJ, Kraków 19, Oleandry 2A.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA WARSTW ŁAZISKICH

Warstwy łaziskie (Westfal C) występują w centralnej i wschodniej części niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Nie zawierają one fauny morskiej i uważane były w dawniejszej literaturze za serię limniczną (S. Czarnocki, 1935). Granice stratygraficzne warstw łaziskich stanowią od dołu — strop łupków zalegających nad najwyższym pokładem warstw orzeskich (303 — Niedzieliska III w rejonie Jaworzna, 300 — w rejonie kopalni Bolesław Śmiały), a od góry — spąg najniższego pokładu warstw libiąskich (119 — Aleksy).

Obszar występowania warstw łaziskich stanowi tylko fragment basenu sedymentacyjnego, w którym się te warstwy osadzały. Na skutek synklinalnego ułożenia warstw w niecce głównej granice obszaru występowania warstw łaziskich są erozyjne. Pełna miąższość warstw łaziskich zachowała się tylko na stosunkowo niewielkim obszarze pomiędzy Chełmem Wielkim, Jaworzniem, Chrzanowem, Sierszą, Tenczynkiem i Spytkowicami, gdzie warstwy te są przykryte przez wyżejległe warstwy libiąskie. Na pozostałej części swego obszaru występowania, sięgającego ku zachodowi po Pszczybę i Mikołów, warstwy łaziskie są w mniejszym lub większym stopniu zerodowane i zachowały się tam tylko niepełne ich profile (fig. 1).

Na obszarze występowania pokrywają warstw libiąskich miąższość warstw łaziskich rośnie od około 250—300 m na wschodzie do około 900 m na zachodzie. Rozwój poszczególnych odcinków profilu wskazuje, że w obszarze położonym na zachód od Chełmu Wielkiego pierwotna miąższość warstw łaziskich przekraczała 900 m.

Rozwój litologiczny warstw łaziskich wykazuje dużą jednorodność zarówno poziomą, jak i pionową. Warstwy te składają się głównie z piaskowców gruboziarnistych i średnioziarnistych, niekiedy zlepieńcowatych lub zawierających wkładki zlepieńców z otoczakami o średnicach dochodzących do 10 cm (Heflik i Unrug, 1965). W mniejszej ilości występują piaskowce drobnoziarniste. Wśród piaskowców występują pokłady węgla, osiagające niekiedy znaczną grubość (do 9 m), z towarzyszącymi im zwykle w stropie i spągu ławicami mułowców i łupków.

Niektóre pokłady węgla dzięki szerokiemu rozprzestrzenieniu, znacznej miąższości i występującym niekiedy charakterystycznym przerostom łupku ogniotrwałego mogą być zidentyfikowane na znacznej części obszaru występowania warstw łaziskich i posłużyć do rozdzielenia tego jednorodnego kompleksu osadów.

W warstwach łaziskich występuje łącznie od kilku (na wschodzie) do ponad 20 (na zachodzie) pokładów i wkładek węgla, których numerację i nazewnictwo autorzy przyjęli według zaktualizowanej korelacji pokładów węgla w G.Z.W. (Dembowski, Kotas i Malczyk, 1963).

Analizując warstwy łaziskie możemy w nich, idąc od spągu, wyróżnić kilka charakterystycznych grup pokładów:

- a) grupa pokładów 218—215, które łączą się w kierunku wschodnim w 2 pokłady w rejonie Jaworzna (Niedzieliska I i Niedzieliska II) oraz w jeden pokład w rejonie nadwiślańskim (na wschód od kop. Janina),
- b) pokład 214 (Stanisław na wschodzie), który według badań J. Kula i K. Kruszeńskiej (1965) posiada charakterystyczny przerost łupku ogniotrwałego, dający się śledzić od kopalni Siersza aż do kopalni Ziemowit w Łędzinach,

c) grupa pokładów 207—209, charakterystyczna dzięki znacznej grubości tych pokładów (pokład 209 — 5 do 9 m miąższości) oraz występowaniu w pokładzie 209 przerostu łupku ogniotrwałego (10—20 cm).

Z grupy tych pokładów tylko pokład 208 zanika w południowo-wschodniej części obszaru występowania warstw łaziskich,

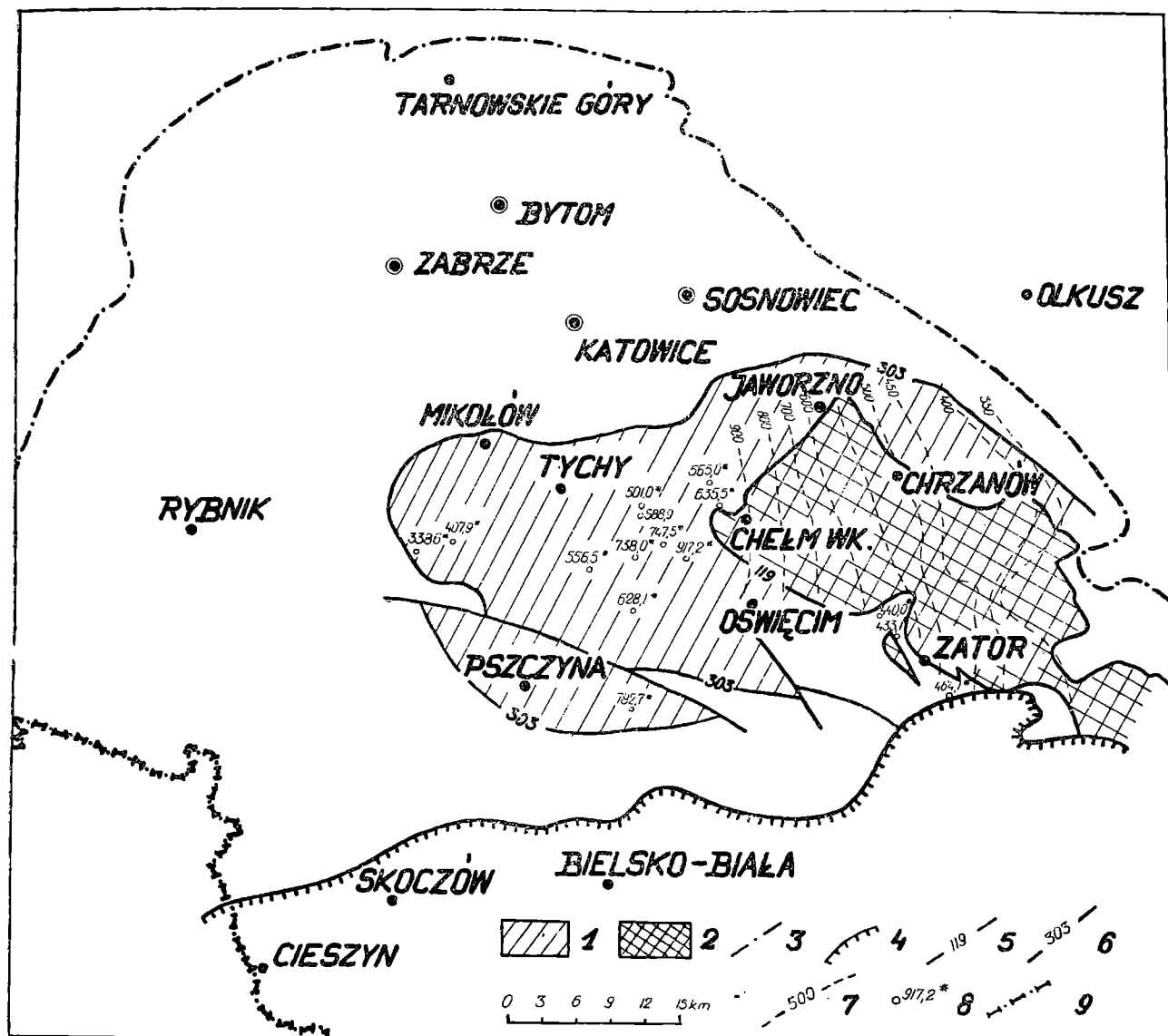


Fig. 1. Zasięg występowania i miąższości warstw łaziskich w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. 1 — obszar występowania warstw łaziskich na powierzchni karbonu; 2 — obszar występowania warstw łaziskich pod pokrywą warstw libiąskich; 3 — granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego; 4 — nasunięcie karpaccie; 5 — wychodnie pokładu 119; 6 — wychodnie pokładu 303; 7 — izoliny miąższości warstw łaziskich; 8 — miąższość niepełnych profili warstw łaziskich; 9 — granica polsko-czechosłowacka

Fig. 1. Area of occurrence and thickness of the Łaziska beds in the Upper Silesia Coal Basin. 1 — occurrence of Łaziska beds on the surface of the Carboniferous; 2 — occurrence of the Łaziska beds under the cover of the Libiąż beds; 3 — boundary of the Upper Silesia Coal Basin; 4 — Carpathian overthrust; 5 — intersection of the seam 119 (lowest seam of the Libiąż beds); 6 — intersection of the seam 303 (uppermost seam of the Orzesze beds underlying the Łaziska beds); 7 — isopachytes of the Łaziska beds; 8 — thickness of the truncated profiles of the Łaziska beds; 9 — Polish-Czechoslovakian boundary

Fig. 2. Zestawienie syntetycznych profili warstw łaziskich z pól górniczych kopalń Bolesław Smiały, Ziemowit, Jaworzno i Siersza. 1 — węgiel; 2 — łożewiec; 3 — piaskowiec; 4 — zlepieniec

Fig. 2. Synthetic profiles of the Łaziska beds from the collieries: Bolesław Smiały, Ziemowit, Jaworzno and Siersza. 1 — coal; 2 — claystone; 3 — sandstone; 4 — conglomerate



d) grupa pokładów 203—204.

Wszystkie wyżej wymienione grupy pokładów dadzą się stosunkowo dobrze prześledzić i skorelować w otworach wiertniczych i w profilach szybów (fig. 2) i dlatego też na ich bazie skonstruowano mapy rozmieszczenia materiału gruboklastycznego między poszczególnymi pokładami węgla i mapy miąższości utworów ilastych zalegających w stropie pokładów węgla.

Rozpatrując zmienność profilu warstw łaziskich po ich rozciągłości możemy łatwo zaobserwować, że w obszarze wschodnim występują niezbyt liczne, lecz dość grube pokłady węgla, przedzielane wyraźnie zaznaczającymi się ławicami piaskowców. Natomiast w obszarze zachodnim (Mikołów — Pszczyna), gdzie miąższość warstw łaziskich osiąga swe maksymalne wartości, występują liczniejsze, lecz cieńsze pokłady węgla, a kompleksy rozdzielających je skał nie są już ani tak miąższe, ani tak jednorodne.

Osady gruboklastyczne warstw łaziskich, według nie publikowanych wyników badań (B. N u r k i e w i c z i M. S k u p i e ń — 1963) są osadami na ogół źle wysortowanymi o składzie szarogłazowym z dość dużą zawartością kwarcu i często także skaleni. Fragmenty litoklastyczne reprezentowane są przez okruchy kwarcytów, łupków kwarcytowych, drobno-krystalicznych chalcedonitów, kwaśnych skał wylewnych, skał granitoidowych, sporadycznie skał mułowcowych i bardzo rzadko występujące drobne okruchy drobnokrystalicznych wapieni. Skalenie reprezentowane są głównie przez ortoklaz, a rzadziej przez mikroklin. Z łyszczyków występuje tak biotyt, jak i muskowitz.

Zmienność stosunków ilościowych składu mineralnego ilustruje załączony diagram (fig. 3). W polu zakratkowanym mieszczą się punkty projekcyjne tych osadów.

Wykonane przez Z. D e m b o w s k i e g o (1967) analizy granulometryczne piaskowców z warstw łaziskich, nawierconych w otworze Płaza 203 wykazały, iż obliczony metodą F o l k a i W a r d a (1957)

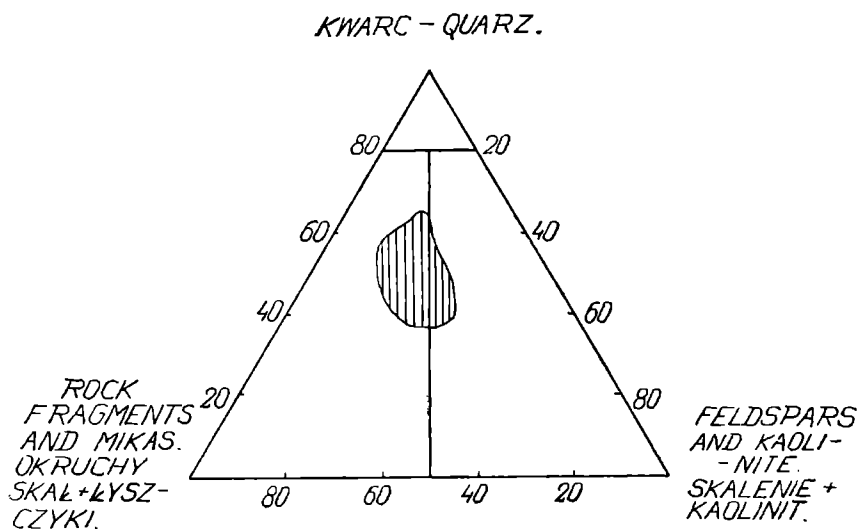


Fig. 3. Skład petrograficzny piaskowców warstw łaziskich. Punkty projekcyjne piaskowców mieszczą się w polu zakreskowanym

Fig. 3. Petrographic composition of the sandstones of the Łaziska beds. The projection points lie within the ruled area

współczynnik dyspersji wynosi 1,23, a współczynnik asymetrii cokoło +0,42.

Wartości te wskazują, że piaskowce reprezentują osady źle wysortowane z przewagą frakcji grubszych od średniej średnicy (asymetria dodatnia). Krzywe uziarnienia tych piaskowców są najbardziej zbliżone do podanych przez N i g g l e g o (1948) krzywych piasku rzeczego.

Dotychczasowe prace zmierzające do wyjaśnienia pochodzenia materiału klastycznego warstw łaziskich wskazują na położenie materiału alimetrycznego na północ lub północny zachód od obecnego obszaru występowania tych warstw (G r a d z i ń s k i, R a d o m s k i, U n r u g, 1959, 1961, C z e k a j et al., 1964, D e m b o w s k i i J a c h o w i c z, 1963, D e m b o w s k i, 1967). Wykonane w toku niniejszego opracowania mapy zawartości materiału gruboklastycznego w poszczególnych cyklotemach oraz mapy grubości utworów ilastych występujących w stropie wybranych pokładów węgla potwierdzają w zasadzie dotychczasowe wnioski.

MATERIAŁ OBSERWACYJNY

Ze względu na niewielką ilość odsłoneń powierzchniowych warstw łaziskich i ich nierównomierne rozmieszczenie oraz na trudności, jakie napotyka przeprowadzenie obserwacji sedymentologicznych w wyrobiskach kopalnianych, studium niniejsze oparte zostało na materiale pochodzącym z wierceń wykonanych w większości w ciągu ubiegłych 20 lat.

Szczegółowej analizie poddano opisy 50 otworów wiertniczych. Zasięgi stratygraficzne profili poszczególnych wierceń zestawione są na fig. 4.

Oparcie analizy sedymentologicznej na materiale wiertniczym nie było wolne od trudności. Rdzenie wiertnicze były opisywane przez różnych geologów, a stopień dokładności tych opisów nie był jednakowy. Obok otworów profilowanych szczegółowo z miąższościami pokładów węgla sprawdzonymi karotażem geofizycznym były też otwory w opisach zgeneralizowanych. Włączono je jednak do badań dla zwiększenia równomierności pokrycia obszaru występowania warstw łaziskich przez punkty obserwacyjne. Otworów o zgeneralizowanych opisach było 9, co stanowi mniej niż 20% ogólnej ilości otworów analizowanych.

Stopień szczegółowości analizy profili wiertniczych musiał być oparty na kompromisie pomiędzy dążeniem do uzyskania możliwie największej ilości informacji a koniecznością zachowania porównywalności opisów.

CYKLOTEMY I CYKLE W WARSTWACH ŁAZISKICH

Terminologia i definicje

Terminy „cyklotem”, „cykl” i „rytm” stosowane są dla określenia zespołów warstw powtarzających się okresowo w profilu stratygraficznym. Według pierwotnej definicji (W e l l e r, 1930) termin „cyklotem” został wprowadzony dla oznaczenia „osadów cykli sedymentacyjnych typu pennsylwańskiego”. W literaturze europejskiej szeroko stosowany jest termin „cykl”. Cyklotem — jako określenie osadów może być prze-

ciwstawiony cyklowi — określającemu okres czasu lub przebieg procesów sedymentacyjnych. W literaturze brytyjskiej termin „cyklotem” bywa ostatnio stosowany dla określenia osadów wieku innego niż karboński (P. Allen, 1959, J. R. L. Allen 1964).

Istnieje dość rozpowszechniony pogląd, że termin „cykl” właściwy jest dla symetrycznego następstwa elementów składowych, typu ABCDCBA, natomiast termin „rytm” dla następstwa asymetrycznego, typu ABCD. Wydaje się jednak, że nie ma podstaw do utrzymania tego rozróżnienia. Jeśli w przypadku symetrycznego następstwa elementów składowych przyjmujemy za początek cyklu jeden charakterystyczny element, to nie otrzymamy cyklu w pełni symetrycznego:

ABCDCB/ABCDCB/ABCDCB/A...

W powyższym przykładzie granicą cyklu jest granica B/A. Z podanego wyżej następstwa można uzyskać cykle symetryczne tylko przez przyjęcie granicy początkowej i końcowej cyklu w różnych punktach:

ABCDCBA/BCDCB/ABCDCBA/BCDCB/A...

sztuczny charakter takiego rozdzielania jest oczywisty i nie wymaga komentarzy.

W cyklach w pełni symetrycznych, typu:

ABCDCBA/ABCDCBA/ABCDCBA/A...

rozdzielenie identycznych sąsiadujących ze sobą elementów (w powyższym przykładzie „A”) następczą może wielkie trudności. Autorowie nie napotkali w dostępnej im literaturze geologicznej opisów cykli tego rodzaju.

Z powyższej dyskusji wynika, że terminy „cykl” i „rytm” są równoważne. Jeśli określone są statystyczne podstawy wydzielenia cykli, uniknąć można dotychczasowej wieloznaczności tego terminu. W pracy niniejszej termin „cykl” oznacza zespół różnych litologicznie warstw występujących w określonej kolejności w jednym punkcie obserwacyjnym (otworze wiertniczym). Elementem cyklu jest warstwa różniąca się litologicznie od warstw sąsiadujących (niżejległej i nadległej).

Cykl modalny (Duff i Walton, 1962) jest to cykl występujący najczęściej w badanym obszarze i jednostce stratygraficznej. Nazwa ta podkreśla statystyczną podstawę wydzielenia takiego cyklu, a ponadto w przypadku polimodalnego rozkładu częstości występowania różnych cykli pozwala na wydzielenie cykli modalnych pierwszego, drugiego i ewentualnie dalszych rzędów.

Termin cyklotem jest natomiast używany dla określenia pakietu osadów zawartego w określonych granicach, dających się prześledzić na większym obszarze. Jak wykazane zostanie dalej, typ następstwa warstw, a więc typ cyklu zmienia się od miejsca do miejsca w obrębie jednego cyklotemu.

Cykl jest zatem pojęciem lokalnym określonym na podstawie następstwa osadów odzwierciedlającego przebieg akumulacji osadów w jednym punkcie basenu sedymentacyjnego. Cyklotem jest natomiast pojęciem regionalnym uwzględniającym stosunki przestrzenne pomiędzy cyklami.

Elementy składowe cyklotemów i cykli

Wydzielenie litologicznych składników cyklotemów i cykli uzależnione było od różnorodności litologicznej warstw łaziskich oraz od dokładności i stopnia porównywalności opisów profilów wiertniczych. Przy uwzględ-

nieniu tych dwu czynników wydzielono w warstwach łaziskich następujące elementy składowe cyklotemów i cykli:

- piaskowce zlepieńcowate, gruboziarniste, średnioziarniste, różnoziarniste, piaskowce bez bliższego określenia (w zgeneralizowanych opisach starszych wierceń) — określane dalej jako piaskowce gruboziarniste, symbol A,
- piaskowce drobnoziarniste, symbol B,
- iłowce, łupki ilaste, łupki zapiaszczone, łupki stigmariowe, mułowce — określane dalej jako iłowce, symbol C,
- węgle, łupki węglowe — określane dalej jako węgiel, symbol E.

Granice cyklotemów i cykli

Granice cyklotemów przyjmowane są różnie przez różnych autorów i, jak podkreślają Edwards i Stubblefield (1947), mają charakter konwencjonalny.

W literaturze radzieckiej i amerykańskiej granica cyklotemu przyjmowana jest zwykle w spągu warstwy piaskowca (np. Jabłokov et al., 1958, Laporte i Imbrie, 1964), co związane jest z wyraźnie erozyjnym charakterem spągu większości warstw piaskowca. W literaturze brytyjskiej granica cyklotemu kładziona była w spągu pokładu węgla (Edwards i Stubblefield, 1947), w spągu warstwy wapienia (Westoll, 1958) lub w spągu poziomym stigmariowego (Duff i Walton, 1962).

W niniejszej pracy jako granicę cyklotemu przyjęto spąg pokładu węgla, co uzasadnione jest następującymi względami: pokłady węgla stanowią w warstwach łaziskich jedyny stały element cykli, tworząc jednocześnie jedyną możliwą podstawę do wydzielenia cyklotemów, jako dobre horyzonty korelacyjne. Pozwala to na przeanalizowanie zmienności cyklotemów zawartych pomiędzy pokładami węglowymi na znacznej części obszaru występowania warstw łaziskich oraz na określenie stosunków osadów klastycznych do osadów fitogenicznych.

Dla cykli przyjęto również jako granicę spąg pokładu węgla, lecz niezależnie od rozległości obszaru jego występowania. Granice cykli mogą zatem stanowić również lokalnie występujące wkładki węglowe.

Cykle modalne

Na podstawie analizy 511 profilów cykli określono częstość występowania różnych cykli. Rozkład częstości występowania cykli zgrupowanych według ilości elementów składowych przedstawiony jest w tabeli 1 i na fig. 5. Częstość występowania cykli o różnej ilości elementów jest odwrotnie proporcjonalna do ilości elementów.

W grupie cykli złożonych z dwóch elementów litologicznych najliczniej występuje cykl złożony z węgla i iłowca — EC. Ten typ cykli reprezentuje przerosty pelitowe w pokładach węgla. W niektórych opisach wierceń cienkie przerosty pelitowe były tylko wzmiankowane bez podania ich grubości. Dlatego też przy obliczaniu ilości cykli typu EC wzięto pod uwagę tylko przerosty pelitowe o miąższości 1,50 m i większej. Częstość występowania tych cykli trzeba więc rozpatrywać przy uwzględnieniu konwencjonalnie przyjętej dolnej granicy miąższości elementu pelitowego.

Wszystkie inne cykle zawierają piaskowce — gruboziarniste i średnioziarniste — A, lub drobnoziarniste — B, albo też oba typy piaskowców.

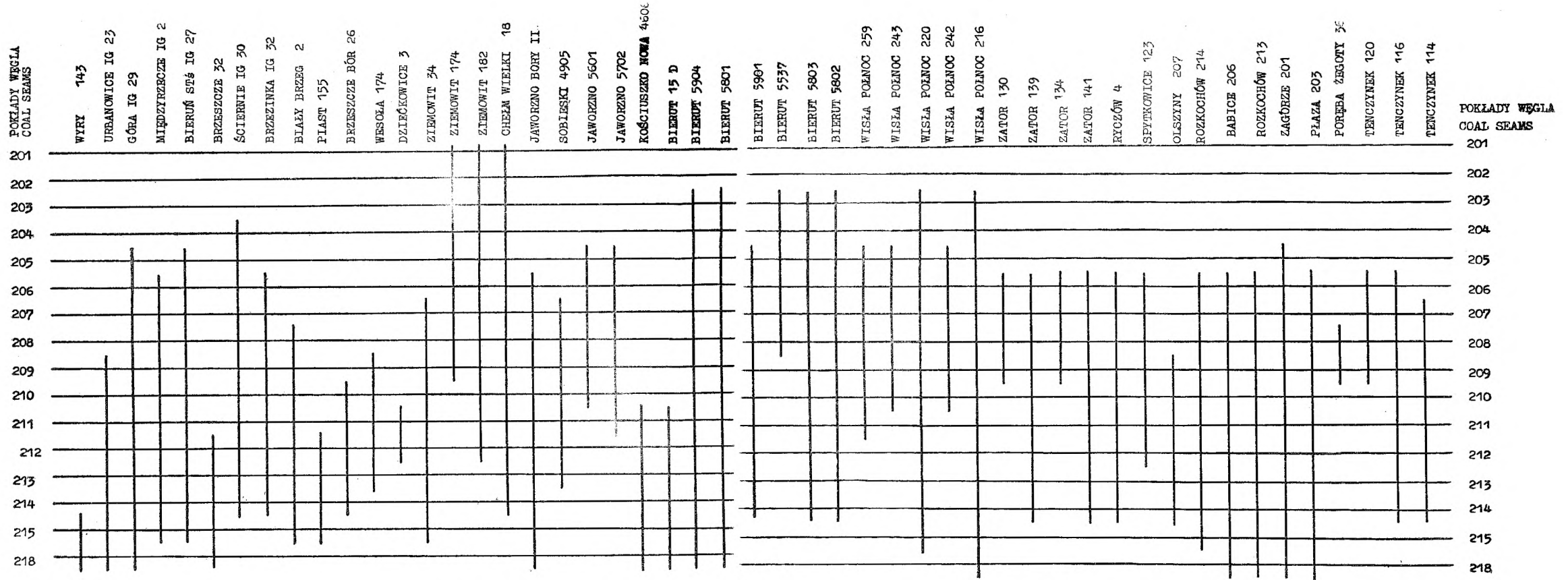


Fig. 4. Zestawienie zasięgów stratygraficznych analizowanych profili otworów wiertniczych
 Fig. 4. Stratigraphic ranges of the profiles of the bore-holes analysed in the present study

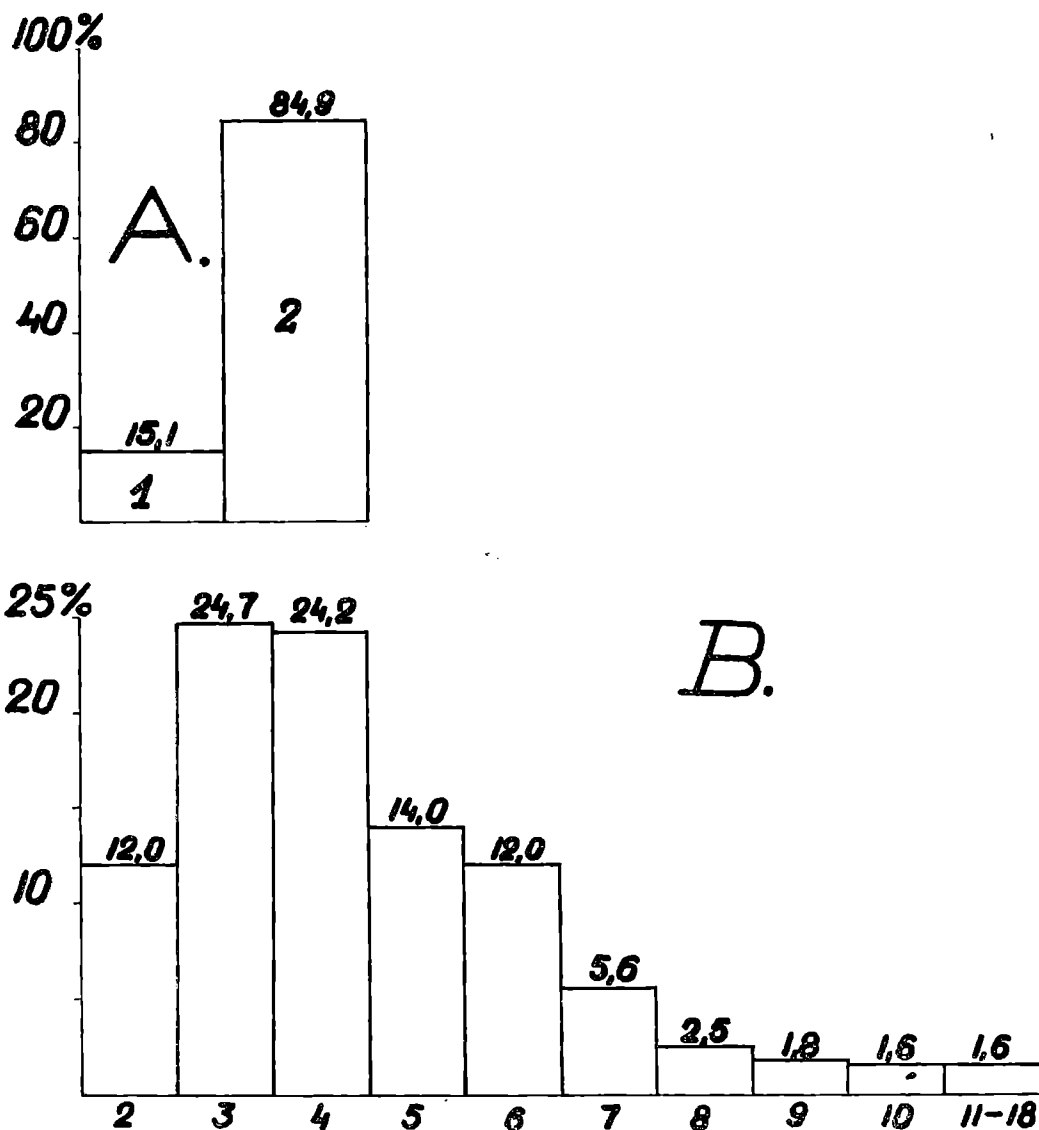


Fig. 5. Częstość cykli. A : 1 — cykle z iłowcem; 2 — cykle z piaskowcem. B — cykle z piaskowcem. Częstość w zależności od ilości elementów w cyklu przedstawionej na osi odciętych

Fig. 5. Frequency of cycles. A : 1 — cycles with claystone only; 2 — cycles with sandstone. B — cycles with sandstone. Frequency versus the number of elements in cycle (shown on the abscissa)

Rozkład częstości występowania cykli zawierających piaskowce przedstawia tabela 1 i fig. 5. Największa częstość występowania przypada tu na cykle złożone z trzech i czterech elementów.

Bardziej szczegółowy obraz częstości występowania różnych cykli przedstawiony jest na fig. 6. Podaje ona histogram bezwzględnej częstości różnych cykli zgrupowanych według ilości elementów składowych. Następstwo elementów litologicznych w cyklach podane jest pod słupkami reprezentującymi częstość występowania ważniejszych typów. Histogram ten stanowi podstawę do wydzielenia cykli modalnych wśród 95 różnych zarejestrowanych cykli.

Wśród cykli wyróżniających się dużą częstością występowania wydzielić można:

- cykle modalne I rzędu o częstości występowania powyżej 10%,

Table 1

CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA CYKLI O RÓŻNEJ ILOŚCI ELEMENTÓW
Frequency of cycles with various numbers of elements

	liczebność empiryczna frequency	liczebność względna % percentage
A. cykle zawierające tylko iłowiec cycles with claystone only	77	15,07
cykle zawierające piaskowiec cycles with sandstone	434	84,93
Razem Total	511	100,00
B. cykle zawierające piaskowiec cycles with sandstone		
ilość elementów w cyklu number of elements in cycle		
2	52	12,0
3	107	24,7
4	105	24,2
5	61	14,0
6	52	12,0
7	24	5,6
8	11	2,5
9	8	1,8
10	7	1,6
11-18	7	1,6
Razem Total	434	100,0

- cykle modalne II rzędu o częstości występowania 5—10%,
- cykle modalne III rzędu o częstości występowania 2—5%.

Grupę cykli modalnych I rzędu stanowią trzy cykle:

- węgiel — iłowiec EC
- węgiel — piaskowiec gruboziarnisty — iłowiec EAC
- węgiel — iłowiec — piaskowiec gruboziarnisty — iłowiec ECAC.

Grupę cykli modalnych II rzędu stanowią dwa cykle:

- węgiel — piaskowiec gruboziarnisty EA
- węgiel — iłowiec — piaskowiec gruboziarnisty ECA

Grupę cykli modalnych III rzędu reprezentują trzy cykle:

- węgiel — iłowiec — piaskowiec drobnoziarnisty — iłowiec ECBC
- węgiel — piaskowiec gruboziarnisty — iłowiec — piaskowiec gruboziarnisty — iłowiec EACAC
- węgiel — iłowiec — piaskowiec gruboziarnisty — iłowiec — piaskowiec gruboziarnisty — iłowiec ECACAC.

Pozostałe 87 cykli występuje z częstościami poniżej 2%. Częstości występowania cykli modalnych zestawione są w tabeli 2. Wynika z niej, że na

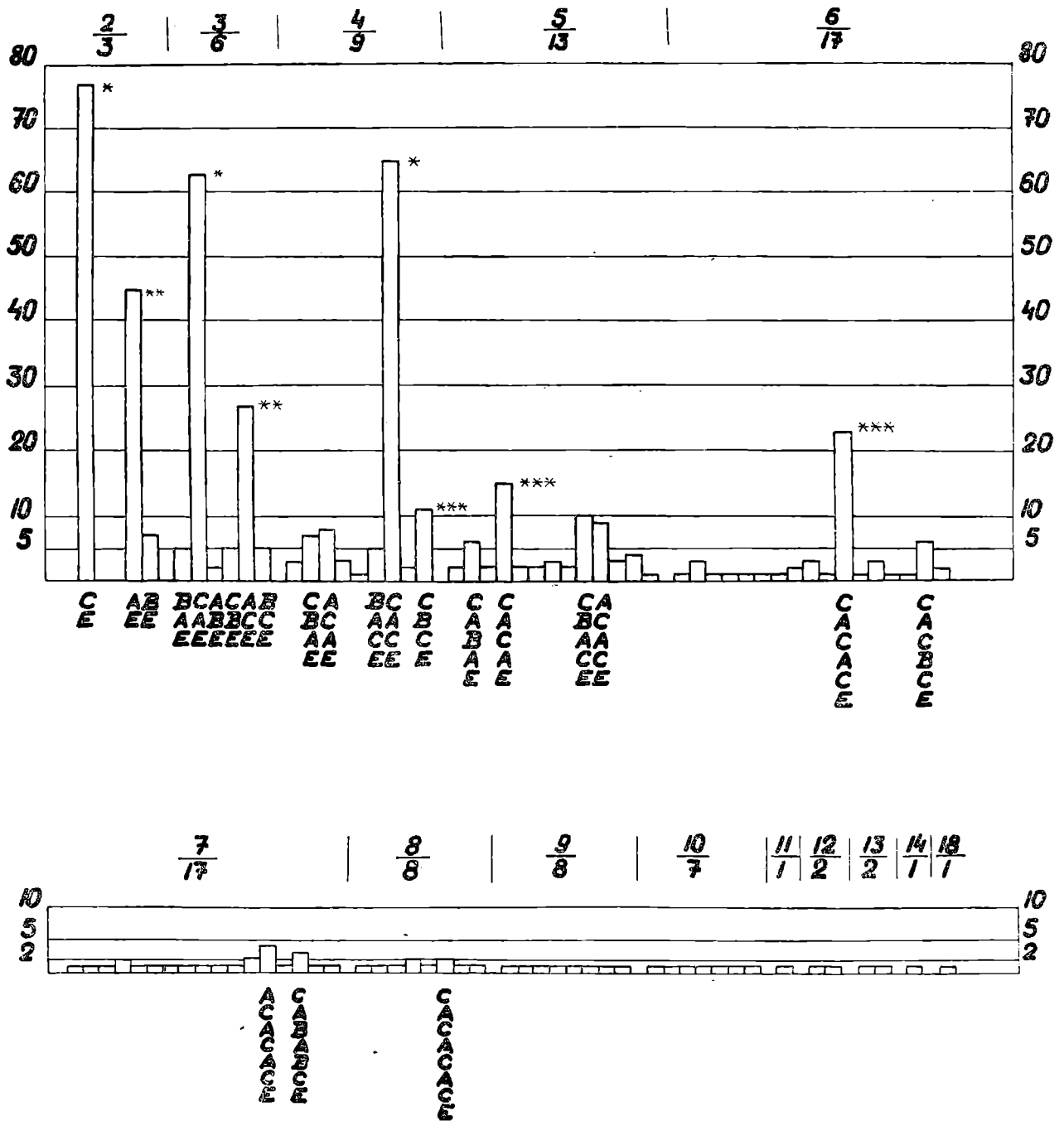


Fig. 6. Częstość występowania różnych cykli. Na osi pionowej częstość bezwzględna występowania, pod osią poziomą następstwo elementów w niektórych cyklach. W ułamkach nad histogramem licznik oznacza ilość elementów w cyklu, mianownik ilość różnych cykli o tej ilości elementów składowych. Cykle modalne oznaczone gwiazdkami: I rzędu — jedną; II rzędu — dwoma; III rzędu — trzema

Fig. 6. Frequency of cycles. Empirical frequency shown on the ordinate, the sequence of cycle elements shown below the abscissa. In the fractions above the histogram the numerator shows the number of elements in cycles, and the denominator the number of cycles. Modal cycles marked by asterisks: I-st order — one; II-nd order — two; III-rd order — three

trzy cykle modalne I rzędu przypada 40% wszystkich cykli, a osiem cykli modalnych I, II i III rzędu stanowi łącznie 63,5% wszystkich cykli, na pozostałe zaś 87 cykli przypada tylko 36,5% ogólnej ich ilości.

Table 2

CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA CYKLI MODALNYCH,
Frequency of modal cycles

	liczebność empiryczna frequency	liczebność względna % percentage	
Cykle modalne I rzędu First order modal cycles			
EC	77	15,07	
EAC	63	12,33	
ECAC	65	12,72	
Razem Total		40,12	40,12
Cykle modalne II rzędu Second order modal cycles			
EA	45	8,80	
ECA	27	5,28	
Razem Total		14,08	14,08
Cykle modalne III rzędu Third order modal cycles			
ECBC	11	2,15	
EACAC	15	2,93	
ECACAC	23	4,50	
Razem Total		9,58	9,58
Razem cykle modalne All modal cycles			63,78
Pozostałe 87 cykli Remaining 87 cycles			36,22

Interpretacja genetyczna cykli w warstwach łaziskich

Gruboziarnistość osadów i częste występowanie przekątnego warstwowania w piaskowcach warstw łaziskich wskazują, że skały te osadzone zostały przez wody płynące. Biorąc pod uwagę brak skamieniałości wskazujących na morskie środowisko sedymentacji, uznać można, że warstwy łaziskie składają się z osadów aluwialnych pokryw akumulacyjnych przekładanych osadami fitogenicznymi. Oba typy osadów składane były na równinie aluwialnej, poniżej obszaru piedmontowego, lecz znacznie powyżej obszaru przyujściowego rzek.

Na znaczenie facji rzecznej w sedymentacji serii węglonośnych zwrócili szczególną uwagę Thiadens i Haites (1944) oraz Jabłokov et al. (1958).

Dalsza dyskusja dotyczyć będzie wyłącznie zagadnień sedymentacji na równinie aluwialnej. Nie będą natomiast dyskutowane modele sedymentacji deltowej z wkładkami osadów morskich odpowiadające paralicznemu typowi serii węglonośnych.

Badania ostatnich 25 lat przyniosły szczegółową analizę sedymentacji rzecznej i opracowanie ogólnych modeli pokryw akumulacyjnych równin aluwialnych, opisujących morfologię struktur sedymentacyjnych, geometrię form akumulacyjnych, pionowe następstwo i boczną zmienność różnych typów litologicznych osadów oraz cykliczność sedymentacji.

Podsumowanie tych badań oraz bardzo obszerną bibliografię znaleźć można w pracy J. R. L. Allena (1965a).

Poniższe rozważania przedstawiają próbę analizy przebiegu sedymentacji warstw łaziskich na podstawie tego ogólnego modelu. Są one oparte przede wszystkim na pionowym następstwie i bocznej zmienności różnych typów litologicznych osadów, na geometrii form akumulacyjnych i na cykliczności sedymentacji. Ze względu na charakter materiału wiertniczego stanowiącego podstawę badań nie zostały tu szerzej wykorzystane struktury sedymentacyjne.

Mechanizmy sedymentacji cyklicznej

Równinę aluwialną wraz z przynależną do niej zlewnią rozpatrywać można jako system o określonym bilansie energii i materiału osadowego (Beerbrower, 1964).

Bilans ten określają czynniki klimatyczne (opad, parowanie), litologiczne (charakter skał w obszarze źródłowym materiału klastycznego i charakter osadów w pokrywie akumulacyjnej) oraz fizjograficzne (rzeźba, położenie podstawy erozyjnej, szata roślinna). Od czynników powyższych zależą z kolei parametry rządzące energią prądu oraz rozmiarami i kształtem koryt rzecznych, to jest: wielkość przepływu, obciążenie osadem, spadek i chropowatość dna (Wolman i Leopold, 1957).

Przy założeniu stałości bilansu energii i materiału osadowego oraz niezmiennych rozmiarów równiny aluwialnej system zmierza do stanu dynamicznej równowagi dzięki istnieniu ujemnych sprzężeń zwrotnych pomiędzy wymienionymi parametrami. W stanie dynamicznej równowagi całkowita energia prądu na równinie aluwialnej jest stała, a jej rozkład zmienia się w zależności od lokalnych gradientów energii (Beerbrower, 1964). Najprostszymi przykładami takich lokalnych gradientów energii są meandry koryta z erozją na zewnętrznym i akumulacją na wewnętrznym brzegu, przerywanie wałów przykorytowych i akumulacja osadów na zewnątrz przerw itp. Lokalnie gradienty energii powodują migrację koryt rzecznych będących strefami wysokiej energii prądu. Wskutek tego gruboziarniste osady złożone w korycie rzeczonym znajdują się po pewnym czasie w obrębie równi zalewowej i przykryte zostają osadami drobnoziarnistymi, składanymi poza korytem w okresach przepływów podziowych.

Podstawowy cykl sedymentacyjny na równinie aluwialnej zwany dalej cyklem prostym składa się więc z osadów gruboziarnistych koryta rzeczowego, przykrytych przez osady drobnoziarniste równi zalewowej — wielkość ziarna maleje w nim ku górze. Cykle tego rodzaju są szeroko rozprzestrzenione we współczesnych i kopalnych osadach rzecznych. Przegląd odnośnych danych zestawiał ostatnio J. R. L. Allen (1965 b). Cykle tego rodzaju mogą powstawać przy ustalonym bilansie energii i mate-

riału osadowego na obszarze zlewni; reprezentują one autocykliczną zmienność warunków sedymentacyjnych (Beerbrower 1964).

Jeśli szybkość subsydencji (niezależnie od charakteru procesów powodujących subsydencję) jest niewielka w stosunku do szybkości migracji koryt rzecznych, to drobnoziarniste osady równi zalewowej osadzone w określonym punkcie równiny aluwialnej (np. w punkcie kopalnej równiny aluwialnej odsłoniętym sztucznie w rdzeniu wiertniczym) zostają usunięte przez erozję podczas ponownego przejścia koryta rzecznego przez ten punkt.

W wyniku tego procesu pokrywa akumulacyjna równiny aluwialnej może składać się niemal wyłącznie z gruboziarnistych osadów koryt rzecznych.

Jeśli natomiast szybkość subsydencji jest duża w stosunku do szybkości migracji koryt rzecznych, to drobnoziarniste osady równi zalewowej sprowadzone zostają poniżej poziomu, do którego sięga erozja w korytach rzecznych, i zachowują się w profilu pokrywy akumulacyjnej, przykryte kolejną warstwą gruboziarnistych osadów koryt rzecznych. W takim przypadku pokrywa akumulacyjna składać się będzie z szeregu powtarzających się cykli o ziarnie malejącym ku górze; cykle takie opisał z warstw libiąskich (Westfal D) Z. Dembowski (1967).

Cykle sedymentacyjne powstałe wskutek zmian bilansu energii i materiału osadowego na obszarze zlewni reprezentują allocykliczną zmienność warunków sedymentacyjnych. Zmiany bilansu polegać mogą na zmianie wielkości przepływu, zmianie wielkości obciążenia osadem lub zmianie spadku (Beerbrower, 1964). Mogą one być spowodowane czynnikami klimatycznymi lub diastroficznymi. Czynniki takie mają zwykle szeroki zasięg i efekty ich działania mogą być prześledzone w całym basenie sedymentacyjnym, a nawet poza granicami jednego basenu sedymentacyjnego.

Przedstawiony powyżej model autocyklicznych i allocyklicznych mechanizmów sedymentacji cyklicznej jest oczywiście maksymalnie uproszczony. Skutki jednoczesnego oddziaływania czynników autocyklicznych i allocyklicznych mogą się kumulować lub wzajemnie znosić. Wpływ lokalnego zróżnicowania subsydencji, na przykład spowodowany nierównomiernością kompaktacji starszych osadów, oraz wpływ elementów topograficznych równiny aluwialnej (np. silnie rozwinięte naturalne wały przykorytowe powstrzymujące migrację koryta) mogą zakłócać przedstawiony powyżej uproszczony obraz sedymentacji na równinie aluwialnej.

Jednak nawet przy ograniczeniach wynikających z uproszczonego charakteru modelu pozwala on na lepsze niż dotychczas zrozumienie przebiegu sedymentacji warstw łąziskich.

Typy cykli

Wśród cykli warstw łąziskich wyróżnić można dwie grupy: pierwszą stanowią cykle, w których osady klastyczne reprezentowane są tylko przez pelity, drugą cykle, w których występują piaskowce.

Grupę pierwszą reprezentuje tylko jeden typ cyklu składający się z węgla przykrytego przez iłowiec (cykl EC). Zajmuje on pierwsze miejsce pod względem częstości występowania, reprezentując 15% wszystkich cykli; jak już wspomniano wyżej, ze względu na konwencjonalnie przyjętą minimalną miąższość warstwy iłowca dla wydzielenia tego typu

cyklu (1,50 m) obraz częstości jego występowania jest zaniżony. Ponieważ stosownie do przyjętych granic cykli ponad warstwą iłowca leży warstwa węgla rozpoczynająca następny cykl, omawiany cykl EC reprezentuje przerosty łupkowe w pokładach węglowych, a zatem warunki sedymentacji fitogenicznej przerywanej epizodycznie przez sedymentację pelitów.

Druga grupa cykli, do której należą 94 różne typy występujące z bardzo różną częstością, zawiera osady piaszczyste reprezentujące fazę sedymentacji rzecznej następującą po okresie akumulacji osadów fitogenicznych.

W cyklach tych okres akumulacji osadów fitogenicznych reprezentowany jest przez pokład węgla stanowiący pierwszy od dołu element cyklu.

Klastyczne elementy cykli stanowią osady składane w różnych warunkach na równinie aluwialnej. Przyporządkowanie tych osadów różnym środowiskom sedymentacyjnym w obrębie równiny aluwialnej przedstawia tabela 3.

Table 3.

ŚRODOWISKO SEDYMENTACYJNE LITOLOGICZNYCH ELEMENTÓW CYKLI

Element cyklu	Cechy litologiczne	Środowisko sedymentacyjne
Piaskowiec gruboziarnisty A	piaskowce zlepieńcowate, z wkładkami zlepieńców, gruboziarniste, średnioziarniste, różnoziarniste zawierające nagromadzenia zwęglonych pni i toczeńce iłowe	osady koryt rzecznych
Piaskowiec drobnoziarnisty B	piaskowce drobnoziarniste	osady koryt rzecznych lub równi zalewowych
Iłowiec C	mułowce, łupki piaszczyste, iłowce, łupki stigmarione	osady równi zalewowych
Węgiel E	węgiel, łupek węglowy	osady fitogeniczne

Biorąc pod uwagę następstwo osadów w fazie sedymentacji rzecznej, a w szczególności występowanie lub brak osadów równi zalewowej wśród osadów koryt rzecznych i ponad nimi wyróżnić można wśród cykli zawierających piaskowce cztery typy (tabela 4).

Table 4

CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA TYPÓW CYKLI I CYKLE MODALNE ZAWIERAJĄCE PIASKOWIEC

Frequency of cycle types and modal cycles with sandstone

Cykle jednorodne Uniform cycles	Cykle o rosnącym ziarnie Coarsening upwards cycles	Cykle proste Fining upwards cycles	Cykle złożone Composite cycles
EA ^{xx} 45	EBA 2	EAC ^x 63	EACA 8
ECA ^{xx} 27	ECBA 2	EAB 5	EABA 3
EB 7	4	EBC 5	EBAC 3
ECB 5	0,9 %	EABC 7	EBCA 1
84		ECAB 5	EACAC ^{xxx} 15
19,4 %		ECAC ^x 65	ECACAC ^{xxx} 23
		ECBC ^{xxx} 11	EABAC 6
		ECABC 10	ECBCAC 6
		171	ECACA 9
		39,4 %	77 innych cykli 101
			77 other cycles
			175
			40,3 %

Cykle modalne - Modal cycles: x pierwszego rzędu

- first order; x drugiego rzędu - second order;

xxx trzeciego rzędu - third order

Pierwszy typ tworzą cykle, w których ponad węglem lub ponad przykrywającym go łupkiem stropowym występuje tylko jeden element składowy reprezentujący fazę akumulacji osadów rzecznych, a wielkość ziarna pozostaje stała ewentualnie zmienia się tylko w granicach jednego elementu litologicznego, na przykład od piaskowca zlepieńcowanego do piaskowca średnioziarnistego. Należą tu cztery cykle, w tym obydwa cykle modalne II rzędu.

Cykle zaliczane do tego typu, zwane dalej cyklami jednorodnymi składają się w większości z osadów koryt rzecznych (piaskowiec gruboziarnisty A). Takie warunki sedymentacji reprezentują oba cykle modalne II rzędu — EA i ECA. Znacznie rzadsze są cykle jednorodne zawierające piaskowiec drobnoziarnisty B.

Cykle te — EB i ECB, w których piaskowiec drobnoziarnisty leży wprost na węglu lub na łowcu stropowym, reprezentują prawdopodobnie osady złożone poza korytem rzeczny, w rozlewiskach utworzonych przez przerwanie wałów przykorytowych rzeki. Częstość występowania jednorodnego typu cykli wśród cykli zawierających piaskowiec wynosi 19,2%.

Drugi typ stanowią cykle, w których układ elementów składowych jest taki, że wielkość ziarna rośnie ku górze. Typ ten obejmuje dwa typy cykli, a jego częstość występowania wynosi tylko 0,9%. Typ ten reprezentuje osady koryta rzeczno. Ze względu na małą częstość występowania typ ten nie jest objęty dalszymi rozważaniami.

Trzeci typ tworzą cykle, w których w osadach reprezentujących fazę akumulacji osadów rzecznych wielkość ziarna maleje ku górze. Typ ten obejmuje 8 cykli, w tym dwa cykle modalne I rzędu i jeden cykl modalny III rzędu.

Cykle modalne I rzędu EAC i ECAC reprezentują osady koryta rzeczno (piaskowiec A) przykryte przez pelityczne osady równi zalewowej (iłowiec C). Cykle EAB i ECAB reprezentują osady gruboziarniste koryta rzeczno (piaskowiec A) przykryte przez drobnoziarniste piaskowce B złożone prawdopodobnie również w obrębie koryta.

W cyklach EABC i ECABC osady gruboziarniste (A) i drobnoziarniste (B) koryta rzeczno przykryte są przez osady pelityczne równi zalewowej. Cykl modalny III rzędu ECBC reprezentuje osady złożone prawdopodobnie poza korytem rzeczny, być może na skutek przerwania wału przykorytowego rzeki. Podobny charakter ma cykl EBC. Omawiany typ cykli, zwanych dalej cyklami prostymi występuje z częstością 39,2%.

Czwarty typ obejmuje cykle, w których wielkość ziarna zmienia się wielokrotnie. Cykle te składają się z dwóch lub więcej zespołów warstw, a w każdym z nich następstwo elementów składowych cyklu jest takie, że wielkość ziarna maleje ku górze. Typ ten obejmuje 81 różnych cykli, w tym dwa cykle modalne III rzędu: EACAC i ECACAC. W cyklach tych gruboziarniste osady koryta rzeczno przekładane są drobnoziarnistymi osadami równi zalewowej. Częstość występowania cykli przynależnych do omawianego typu, zwanych dalej cyklami złożonymi wynosi 40,7%.

Miąszość elementów składowych cykli

Analiza rozkładu miąszości elementów składowych cykli pozwala ocenić wpływ subsydencji i erozji na przebieg sedymentacji w warstwach łąziskich.

Piaskowiec gruboziarnisty A

Rozkłady miąższości warstw piaskowca gruboziarnistego w trzech rozpatrywanych typach cykli przedstawione są na fig. 7, a wartości liczbowe parametrów charakteryzujących te rozkłady podane są w tabeli 5.

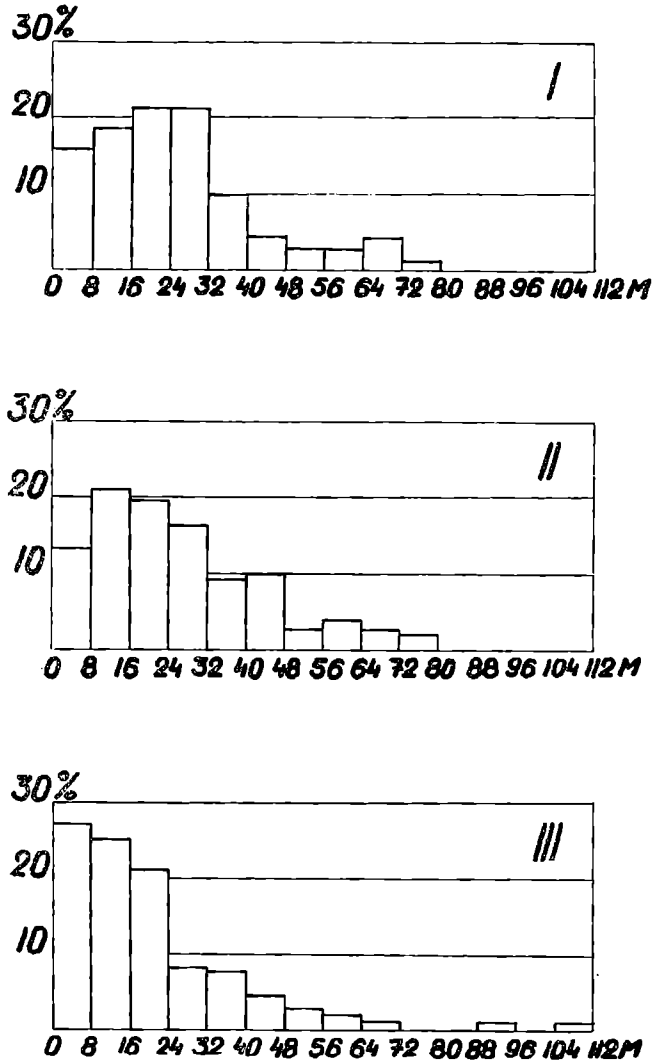


Fig. 7. Rozkłady miąższości ławic piaskowca gruboziarnistego A. Na osi odciętych miąższość w m, na osi rzędnych częstość względna występowania: I — cykle jednorodne; II — cykle proste; III — cykle złożone

Fig. 7. Distribution of bed thickness for coarse-grained sandstone A. Thickness in metres on the abscissa, relative frequency on the ordinate. I — uniform cycles; II — fining upwards cycles; III — composite cycles

Jak widać, rozkłady miąższości piaskowca gruboziarnistego cechuje bardzo silna skośność dodatnia. Rozkłady w cyklach jednorodnych i prostych są podobne, wyraźnie odbiega od nich natomiast rozkład w cyklach złożonych. Omawiane tu rozkłady nie dają się sprowadzić do postaci rozkładów normalnych przez zlogarytmowanie wartości miąższości. Z tego względu do badania hipotez dotyczących tych rozkładów zastosowano nieparametryczny test Kołmogorowa — Smirnowa (Miller i Kahn, 1962, p. 464). Badano hipotezę zerową zakładając, że wszystkie trzy rozkłady pochodzą z tej samej populacji, a różnice pomiędzy nimi są przypadkowe.

PARAMETRY ROZKŁADÓW MIĄSZOSCI W METRACH

Parameters of thickness distribution in meters

Table 5.

Cykle Cycles	ilość number of observations	średnia mean	standardowe odchylenie standard deviation	wartość maksymalna maximum value	wartość minimalna minimum value	przedział modalny modal class
PIASKOWIEC GRUBOZIARNISTY A - COARSE-GRAINED SANDSTONE A						
jednorodne uniform	72	24,89	17,05	72,1	1,8	16-24 24-32
proste fining upwards	154	26,16	17,73	80,0	0,5	8-16
złożone composite	352	19,10	16,28	113,1	0,5	0-8
PIASKOWIEC DROBNOZIARNISTY B - FINE-GRAINED SANDSTONE B						
jednorodne uniform	12	5,92	6,92	22,5	0,6	0-2
proste fining upwards	43	4,96	4,18	18,7	0,5	0-2
złożone composite	41	4,28	4,00	22,7	0,1	0-2
IŁOWIEC C POD PIASKOWCEM GRUBOZIARNISTYM A - CLAYSTONE C UNDER COARSE-GRAINED SANDSTONE A						
jednorodne uniform	27	2,24	2,18	8,7	0,2	0-1
proste fining upwards	70	2,12	2,32	11,9	0,1	0-1
złożone composite	201	2,13	2,68	20,0	0,1	0-1

IZŁOWIEC C POD PŁASKOWCEM DROBNOZIARNISTYM B -- CLAYSTONE C UNDER FINE-GRAINED SANDSTONE B								
złożone composite	57	2,45	2,35	10,7	0,2	0,2	1-2	
IZŁOWIEC C POD WĘGLEM E -- CLAYSTONE C UNDER COAL E								
proste fining upwards	160	2,05	2,21	14,1	0,1	0,1	0-1	
złożone composite	125	1,95	2,20	10,5	0,1	0,1	0-1	
WĘGIEL POD PŁASKOWCEM GRUBOZIARNISTYM A -- COAL UNDER COARSE-GRAINED SANDSTONE A								
jednorodne uniform	39	0,89	0,69	3,5	0,1	0,1	0-0,5	
proste fining upwards	74	1,23	1,04	3,8	0,2	0,2	0,5-1	
złożone composite	58	1,68	1,55	9,2	0,1	0,1	0-0,5 0,5-1	
WĘGIEL POD IŁOWCEM C -- COAL UNDER CLAYSTONE C								
jednorodne uniform	32	2,06	1,60	4,6	0,1	0,1	0,5-1	
proste fining upwards	91	1,84	1,50	6,3	0,2	0,2	0,5-1	
złożone composite	103	2,39	1,92	7,5	0,1	0,1	0-0,5 0,5-1	

Test Kołmogorowa-Smirnowa przy poziomie współczynnika ufności 95% wskazuje, że nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy zerowej w odniesieniu do rozkładów miąższości piaskowca gruboziarnistego w cyklach jednorodnych i cyklach prostych, natomiast rozkład miąższości piaskowca A w cyklach złożonych pochodzi z odmiennej populacji.

Różnice w rozkładach miąższości piaskowca gruboziarnistego w cyklach złożonych oraz w cyklach jednorodnych i prostych interpretowana jest następująco: w obszarach o małej szybkości migracji koryt rzecznych w stosunku do szybkości subsydencji miąższości osadów koryta (gruboziarnistego piaskowca) leży najczęściej w przedziale 0—8 m. W obszarach o dużej szybkości migracji koryt rzecznych w stosunku do szybkości subsydencji erozja niszczyła osady drobnoziarniste osadzone poza korytem, przez co kolejne, nakładające się na siebie warstwy gruboziarnistych osadów, których grubość nie mogła przekraczać głębokości koryta rzecznoego, utworzyły miąższe ławy piaskowcowe; miąższość takich ław najczęściej zawiera się w przedziale 8—16 m dla cykli prostych i w przedziałach 16—24 m i 24—32 m dla cykli jednorodnych.

Piaskowiec drobnoziarnisty B

Rozkłady miąższości warstw piaskowca drobnoziarnistego B w różnych typach cykli przedstawia fig. 8, a wartości liczbowe parametrów charakteryzujących te rozkłady podane są w tabeli 5.

Rozkłady miąższości piaskowca drobnoziarnistego B są również silnie dodatnio skośne i nie dają się sprowadzić do rozkładu normalnego przez zlogarytmowanie wartości miąższości. We wszystkich typach cykli rozkłady są podobne. Test Kołmogorowa-Smirnowa przy poziomie współczynnika ufności 95% wskazuje, że nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy, że rozkłady miąższości piaskowca drobnoziarnistego we wszystkich trzech typach cykli pochodzą z jednej populacji.

Podobieństwo rozkładów miąższości piaskowca drobnoziarnistego B we wszystkich trzech typach cykli wskazuje, że osadzanie się tego elementu litologicznego cykli nie zależało od relacji szybkości subsydencji do szybkości migracji koryt rzecznych.

Iłowiec C

Rozkłady miąższości warstw iłowca przedstawia fig. 9, a wartości liczbowe parametrów charakteryzujących te rozkłady podane są w tabeli 5.

Rozkłady miąższości warstw iłowca zestawiono przy uwzględnieniu typów cykli oraz elementu litologicznego przykrywającego warstwę iłowca. Rozkłady te są do siebie podobne, silnie dodatnio skośne, a po zlogarytmowaniu wartości miąższości przekształcają się w symetryczne rozkłady typu rozkładu normalnego. Fakt ten pozwala na zastosowanie ściślejszej analizy statystycznej logarytmiczno-normalnych rozkładów miąższości warstw iłowca, lecz dla zachowania jednolitości metody również i dla rozkładów miąższości warstw iłowca testowano hipotezy statystyczne przy użyciu nieparametrycznego testu Kołmogorowa-Smirnowa.

Test ten wskazuje, że nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy zerowej zakładającej, że wszystkie rozkłady miąższości warstw iłowca pochodzą z jednej populacji. Można stąd wnioskować, że rozkłady miąższości nie są zależne od stosunku szybkości subsydencji do szybkości migracji koryt rzecznych. Nie obserwuje się też zależności rozkładu miąższości iłowca od litologii elementu cyklu przykrywającego iłowiec: rozkłady pozostają podobne, niezależnie od tego, czy nad iłowcem leży piaskowiec gruboziarnisty, czy węgiel. Nie można więc na tej drodze wykazać erozji łup-

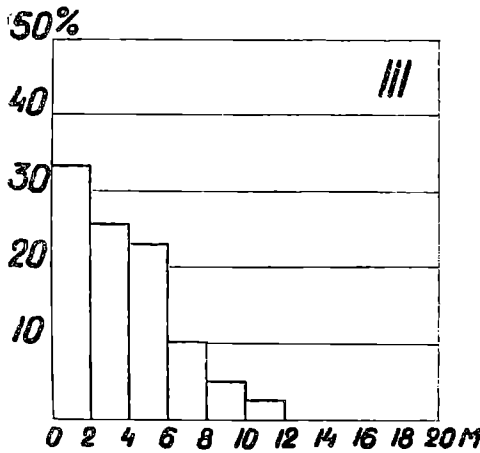
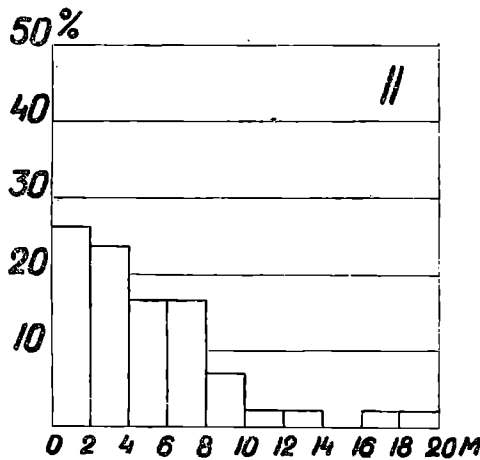
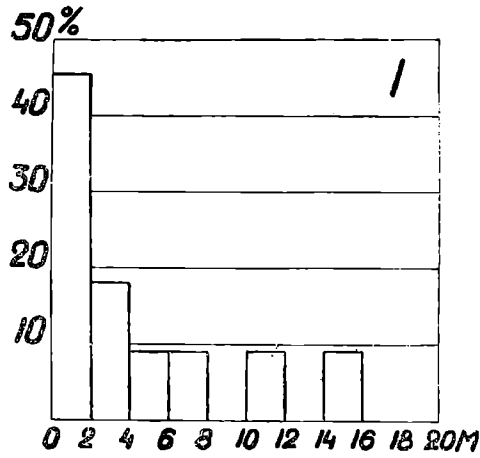


Fig. 8. Rozkłady miąższości ławic piaskowca drobnoziarnistego B. Na osi odciętych miąższość w m, na osi rzędnych częstość względna występowania. I — cykle jednorodne; II — cykle proste; III — cykle złożone

Fig. 8. Distribution of bed thickness for fine-grained sandstone B. Thickness in metres on the abscissa, relative frequency on the ordinate. I — uniform cycles; II — fining upwards cycles; III — composite cycles

Fig. 9. Distribution of bed thickness for claystone C. Thickness in metres on the abscissa, relative frequency on the ordinate. Claystone under coarse-grained sandstone A: I — uniform cycles; II — fining upwards cycles; III — composite cycles; claystone under fine-grained sandstone B: IV — composite cycles; claystone under coal E: V — fining upwards cycles; VI — composite cycles

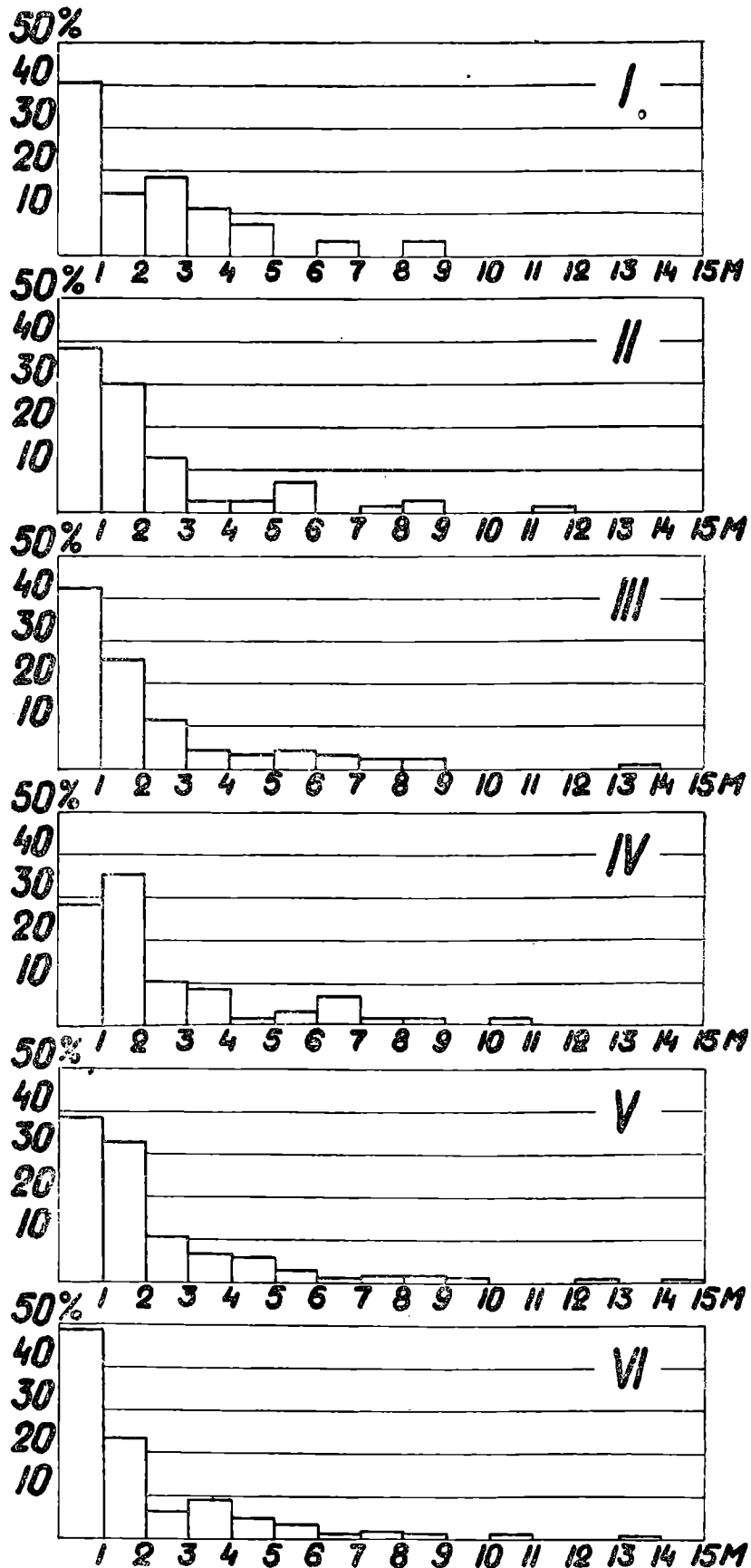


Fig. 9. Rozkłady miąższości ławic iłowca C. Na osi odciętych miąższość w m, na osi rzędnych częstość względna występowania. Iłowiec pod piaskowcem gruboziarnistym A: I — cykle jednorodne; II — cykle proste; III — cykle złożone; iłowiec pod piaskowcem drobnoziarnistym B: IV — cykle złożone; iłowiec pod węglem E: V — cykle proste; VI — cykle złożone

ków przez prąd w korytach rzecznych migrujących po równinie aluwialnej. Na istnienie takiej erozji wskazują jednak inne dane, przede wszystkim obecność fragmentów łowcowych w piaskowcach.

Węgiel E

Rozkłady miąższości pokładów węgla przedstawia fig. 10, a wartości liczbowe parametrów charakteryzujących te rozkłady podane są w tabeli 5.

Rozkłady miąższości pokładów węgla zestawiono przy uwzględnieniu typów cykli oraz elementu cyklu przykrywającego warstwę węgla. Rozkłady te są silnie dodatnio skośne i nie dają się sprowadzić do postaci rozkładu normalnego przez zlogarytmowanie wartości miąższości pokładów węgla. Zaznaczają się różnice rozkładów zarówno dla pokładów z różnych typów cykli, jak i dla pokładów węgla przykrytych przez piaskowiec gruboziarnisty A i przez łupek C.

Średnie i maksymalne miąższości pokładów węgla w tych samych typach cykli są wyższe dla pokładów leżących pod łupkiem niż dla pokładów leżących pod piaskowcem gruboziarnistym (z wyjątkiem maksymalnej miąższości pokładu węgla w cyklach złożonych). W grupach rozkładów miąższości pokładów węgla przykrytych przez ten sam element cyklu średnie i maksymalne miąższości pokładów węgla są wyższe w cyklach złożonych niż w cyklach jednorodnych i cyklach prostych.

Test Kołmogorowa-Smirnowa przy poziomie współczynnika ufności 95% dla hipotezy zerowej, zakładającej, że wszystkie obserwowane rozkłady miąższości pokładów węgla pochodzą z jednej populacji, dał następujące wyniki: rozkłady miąższości pokładów węgla w tych samych typach cykli dla pokładów przykrytych przez piaskowiec gruboziarnisty A i przez łupek C pochodzą z różnych populacji. Nie ma podstaw do odrzucania hipotezy zerowej dla grupy rozkładów z różnych typów dla pokładów przykrytych przez ten sam element cyklu.

Wyniki te interpretowane są następująco: erozja prądów osadzających gruboziarnisty piaskowiec A wpłynęła w sposób istotny na rozkład miąższości pokładów węgla, a zatem prądy osadzające piaskowce gruboziarniste erodowały silnie warstwy osadu fitogenicznego.

Należy uzmysłwić sobie jasno, że wydzielenie typów cykli nie jest oparte na absolutnych wartościach szybkości subsydencji, która jest niedostępna dla bezpośredniego pomiaru, lecz na stosunku szybkości subsydencji do szybkości migracji koryt rzecznych. W tym ujęciu nie można zakładać stałości szybkości migracji koryt rzecznych i traktowania szybkości subsydencji jako jednej zmiennej. Stąd trudno jest uchwycić wpływ szybkości subsydencji na rozkłady miąższości elementów cykli innych niż gruboziarniste piaskowce będące osadem koryt rzecznych.

PRZEBIEG SEDYMENTACJI CYKLICZNEJ WARSTW ŁAZISKICH

Cyklotemy występujące w warstwach łaziskich można uznać za składające się z dwóch zasadniczych faz: fazy akumulacji osadów fitoge-

Fig. 10. Distribution of bed thickness for coal E. Thickness in metres on the abscissa, relative frequency on the ordinate. Coal under coarse-grained sandstone A: I — uniform cycles; II — fining upwards cycles; III — composite cycles; coal under claystone C: IV — uniform cycles; V — fining upwards cycles; VI — composite cycles

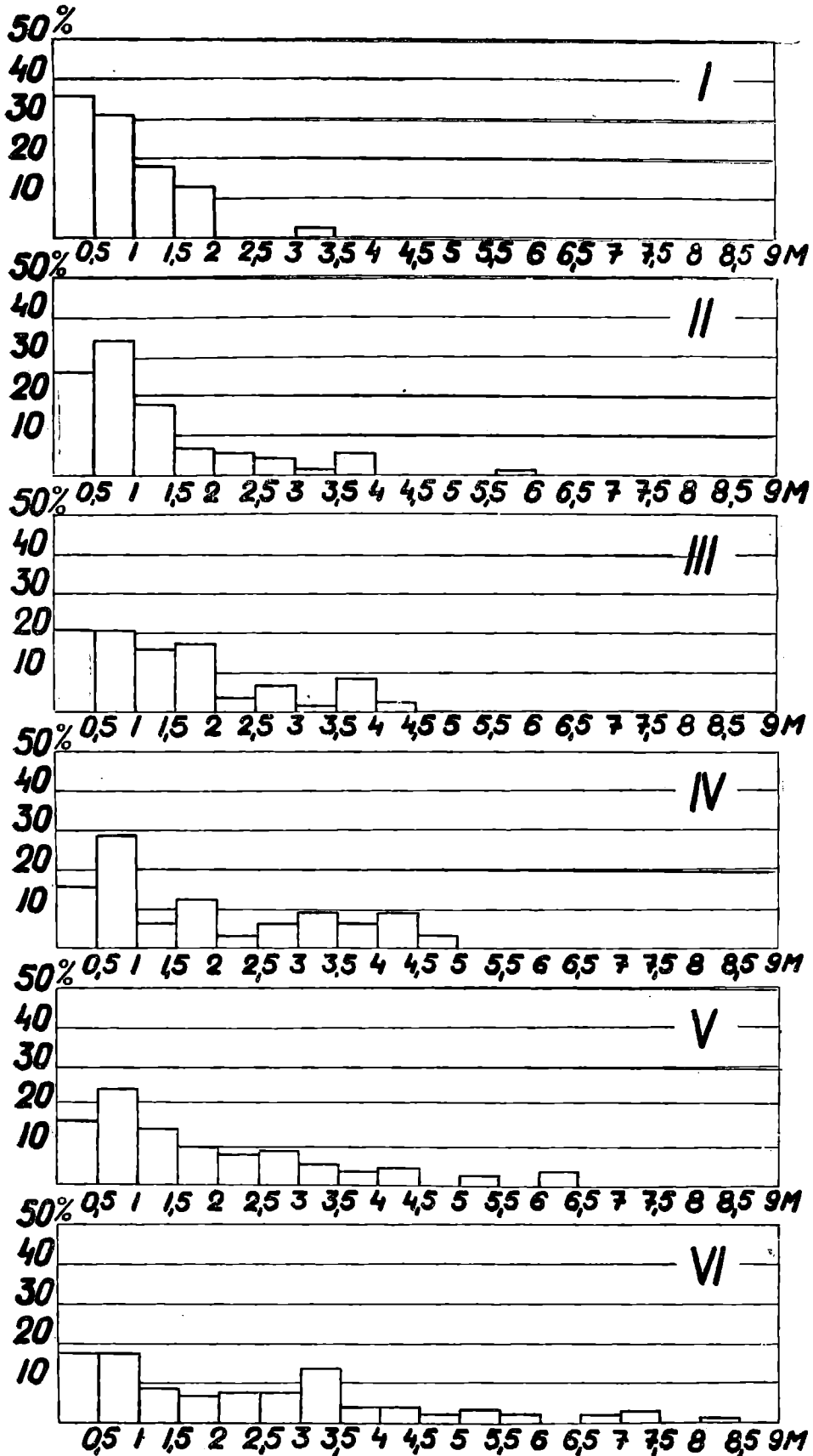


Fig. 10. Rozkłady miąższości pokładów węgla E. Na osi odciętych miąższość w m, na osi rzędnych częstość względna występowania. Węgiel pod piaskowcem gruboziarnistym A: I — cykle jednorodne; II — cykle proste; III — cykle złożone; węgiel pod łowcem C: IV — cykle jednorodne; V — cykle proste; VI — cykle złożone

nicznych i następującej po niej fazy akumulacji fluwialnych osadów klastycznych, podobnie jak cyklotemy warstw libiąskich opisane przez Z. Dembowskiego (1967). Jak wykazano wyżej, cykliczność sedymentacji w fazie akumulacji osadów klastycznych związana jest ze stanem dynamicznej równowagi istniejącej pomiędzy, mówiąc ogólnie, procesami akumulacji osadów, uzależnionymi od określonego reżimu hydrodynamicznego, a subsydencją basenu sedymentacyjnego.

Kluczowym zagadnieniem do wyjaśnienia przebiegu sedymentacji serii węglonośnych jest jednak stosunek osadów fitogenicznych do osadów klastycznych. Zagadnieniu temu poświęcimy obecnie uwagę.

Początek akumulacji osadów fitogenicznych

Osady fitogeniczne leżą na różnych typach osadów klastycznych: na piaskowcu gruboziarnistym, piaskowcu drobnoziarnistym lub na iłowcu; częstości występowania tych typów osadów klastycznych pod węglem i nad węglem przedstawia tabela 6. Częstość występowania piaskowca gruboziarnistego pod węglem jest wyraźnie mniejsza niż nad węglem, a częstość występowania iłowca pod węglem jest wyraźnie większa niż nad węglem. Różnice częstości występowania piaskowca drobnoziarnistego pod węglem i nad węglem są niewielkie. Różnice dla piaskowca gruboziarnistego i iłowca są statystycznie istotne przy 95% poziomie współczynnika ufności (test chi kwadrat).

Table 6

CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA KLASTYCZNYCH ELEMENTÓW CYKLU NAD WĘGLEM I POD WĘGLEM

Frequency of clastic elements of cycles above coal
and under coal

	piaskowiec gruboziarnisty A coarse-grained sandstone A	piaskowiec drobnoziarnisty B fine-grained sandstone B	iłowiec C claystone C
nad węglem above coal	41,9 %	6,7 %	51,4 %
pod węglem under coal	25,9 %	8,7 %	65,4 %

$\chi^2 = 24,83$; χ^2 dla 2 stopni swobody i współczynnika ufności 0,01 = 9,21 - χ^2 for 2 degrees of freedom and confidence level 0,01; różnice istotne - differences significant

Rozpoczęcie akumulacji osadów fitogenicznych związane jest więc ze zmniejszeniem intensywności akumulacji osadów gruboklastycznych. Osad fitogeniczny tworzył się na obszarze zróżnicowanym, pokrytym zarówno gruboziarnistymi osadami koryt rzecznych (piaskowiec A — 25,9%), jak i drobnoziarnistymi osadami równi zalewowej (iłowiec C — 65,4%), przy czym te ostatnie pokrywały przeważającą część obszaru.

Okres akumulacji osadów fitogenicznych

Pokłady węgla warstw łaziskich zawierają bardzo liczne przerosty iłowca. Cykl EC rejestrowany tylko dla miąższości iłowca przekraczającego 1,50 m jest najliczniejszy ze wszystkich cykli, a rzeczywista częstość występowania przerostów, wliczając i te, których miąższość nie osiąga 1,5 m, jest znacznie większa.

Można uznać, że występują one powszechnie. Niektóre przerosty łupku ogniotrwałego, szeroko rozprzestrzenione, są pochodzenia wulkanicznego (Kuhl i Kruszevska, 1965, Hartung, 1944), ale większość z nich składa się z drobnoklastycznego osadu fluwialnego i występuje lokalnie. Podkreślić należy też wysoką zawartość popiołu w węglach warstw łaziskich, często przekraczającą 20% i sięgającą nawet 35%. Częstość występowania przerostów i wysoka zawartość popiołu wskazują, że w okresach akumulacji osadów fitogenicznych sedymentacja drobnoklastyczna była niemal zawsze obecna, nie przerywając w poważniejszym stopniu sedymentacji fitogenicznej. W okresach tych na znacznej części obszaru basenu sedymentacyjnego brak było na ogół dowozu bardziej gruboziarnistego materiału klastycznego.

Iłowce tworzące przerosty zawierają w przeważającej większości przypadków stigmarię i apendiksy, co wskazuje, że na obszar pokryty drobnoziarnistym osadem klastycznym wkraczała roślinność z obszarów sąsiednich, na których wegetacja nie była przerwana przez zamulenie.

Koniec akumulacji osadów fitogenicznych

W stropie pokładów węgla leżą różne osady klastyczne: piaskowce gruboziarniste, piaskowce drobnoziarniste i iłowce.

Mapy miąższości iłowca zalegającego nad pokładem węgla (fig. 11, 12, 13) wykazują obecność charakterystycznych izolowanych stref dużej miąższości iłowca o kolistym lub elipsoidalnym zarysie oraz wydłużonych stref, w których iłowca brak lub miąższość jego jest niewielka.

W tych ostatnich strefach występują osady piaszczyste złożone przez prądy, które niewątpliwie erodowały wcześniej, osadzone nadwęglowe utwory drobnoklastyczne, a w niektórych przypadkach nawet i w warstwę torfu. Wydaje się prawdopodobne, iż całe torfowisko po zakończeniu fazy akumulacji osadów fitogenicznych pokryte było osadem pelitycznym. Przejście od sedymentacji fitogenicznej do drobnoklastycznej ma bardzo często charakter ciągły, wyrażający się występowaniem w stropie pokładów węgla łupków węglowych. Następnie zaznacza się nagłe rozpoczęcie się akumulacji osadów gruboklastycznych związanych z wytworzeniem się na równinie aluwialnej nowej sieci koryt rzecznych wcinających się w starsze osady.

Częstość występowania piaskowca gruboziarnistego nad węglem stanowi 49,1% i jest wyższa (różnica statystycznie istotna) niż częstość występowania piaskowca gruboziarnistego w spągu pokładu węgla.

Okres akumulacji osadów klastycznych

Osady klastyczne reprezentowane są głównie przez gruboziarniste piaskowce stanowiące osad koryt rzecznych.

Na obszarze występowania warstw łaziskich zaznaczają się wydłużone strefy o kierunku zbliżonym do południkowego, w których piaskowce

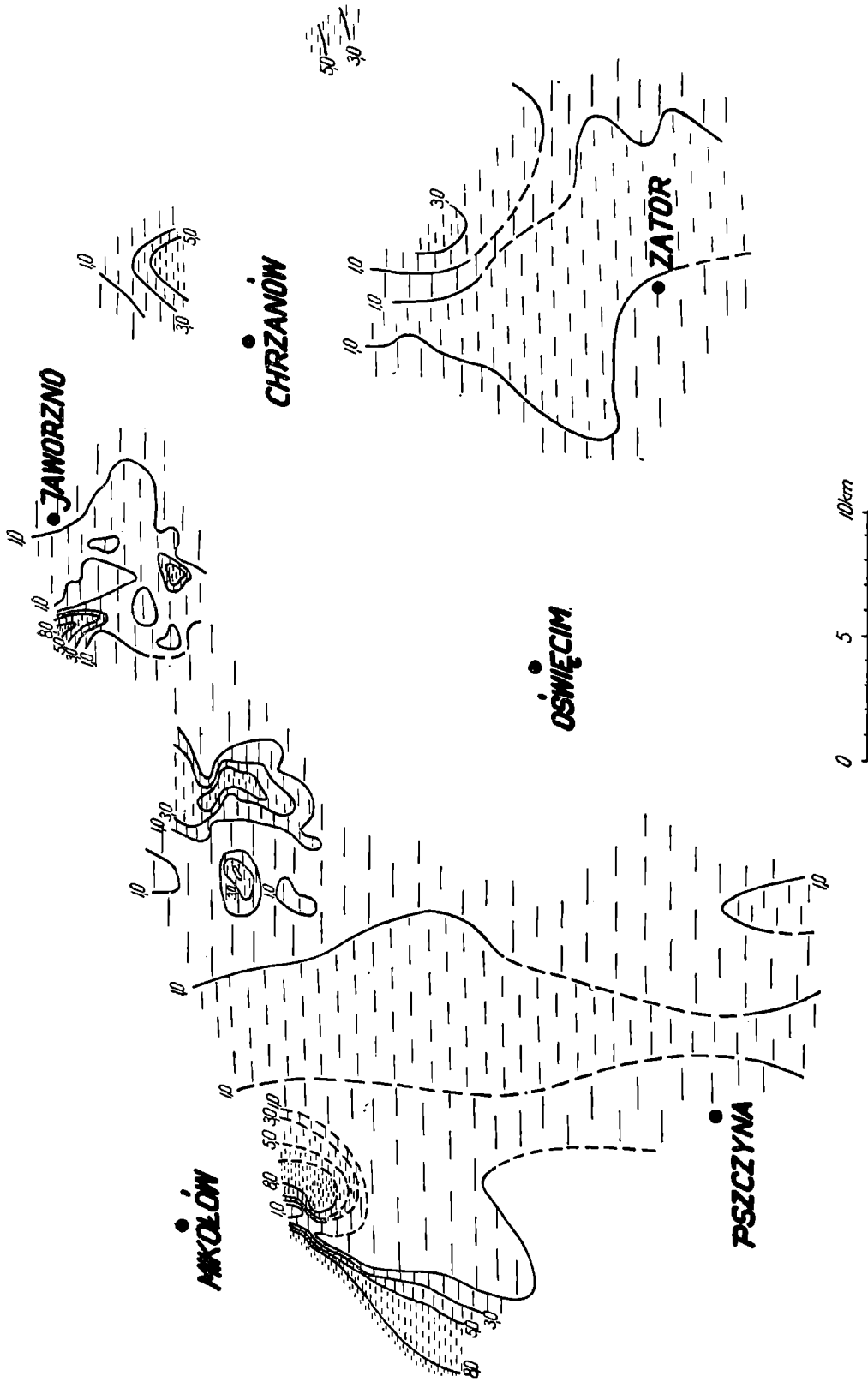


Fig. 11. Mapa miąższości ilowca w stropie pokładu 215. 1 — brak ilowca; 2 — 0—1 m; 3 — 1—3 m; 4 — 3—5 m; 5 — 5—8 m; 6 — ponad 8 m

Fig. 11. Map of thickness of claystone overlying the coal seam 215. 1 — claystone absent; 2 — 0—1 m; 3 — 1—3 m; 4 — 3—5 m; 5 — 5—8 m; 6 — more than 8 m

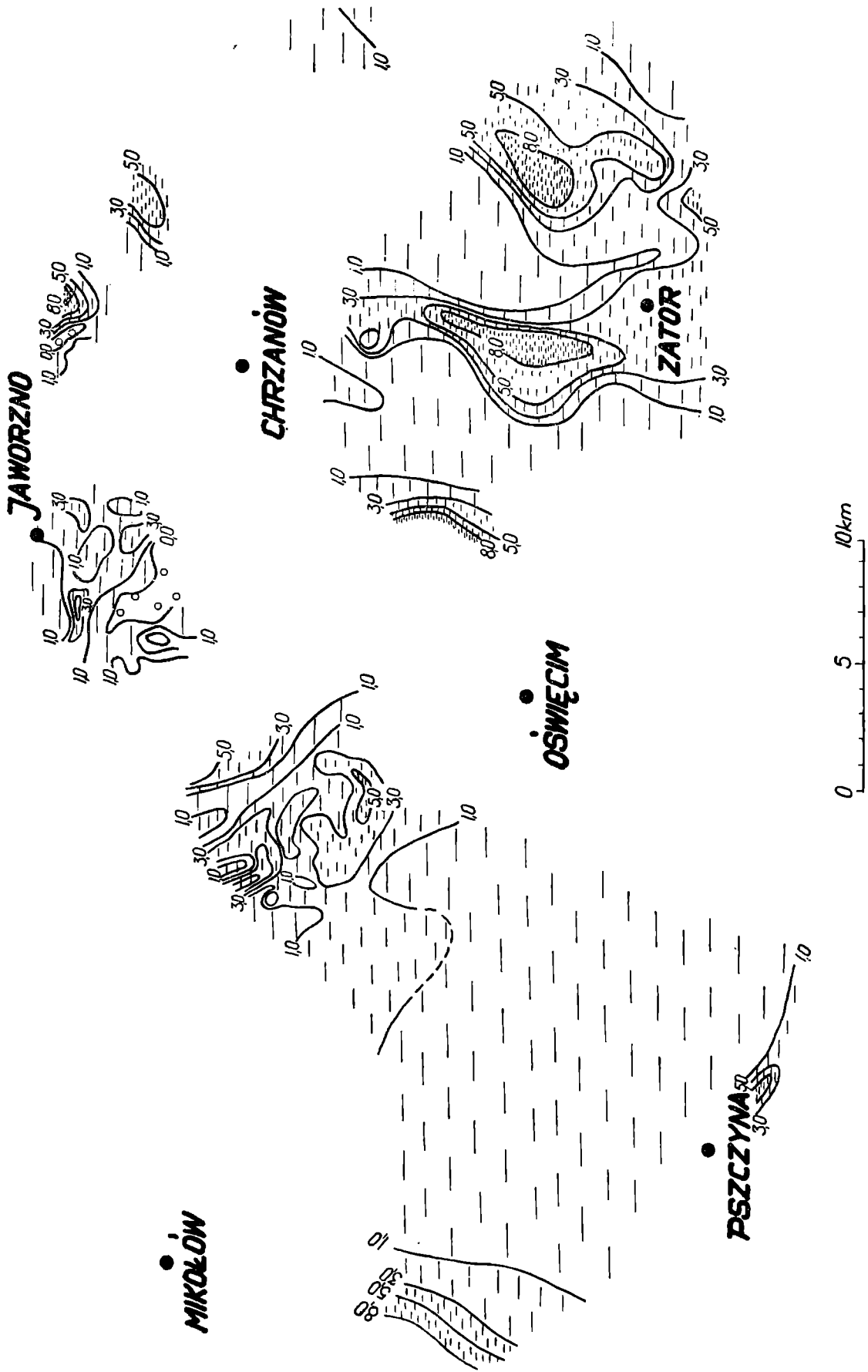


Fig. 12. Mapa miąższości ilowca w stropie pokładu 209. Oznaczenia jak na fig. 11
Fig. 12. Map of thickness of claystone overlying the coal seam 209. For explanations see Fig. 11

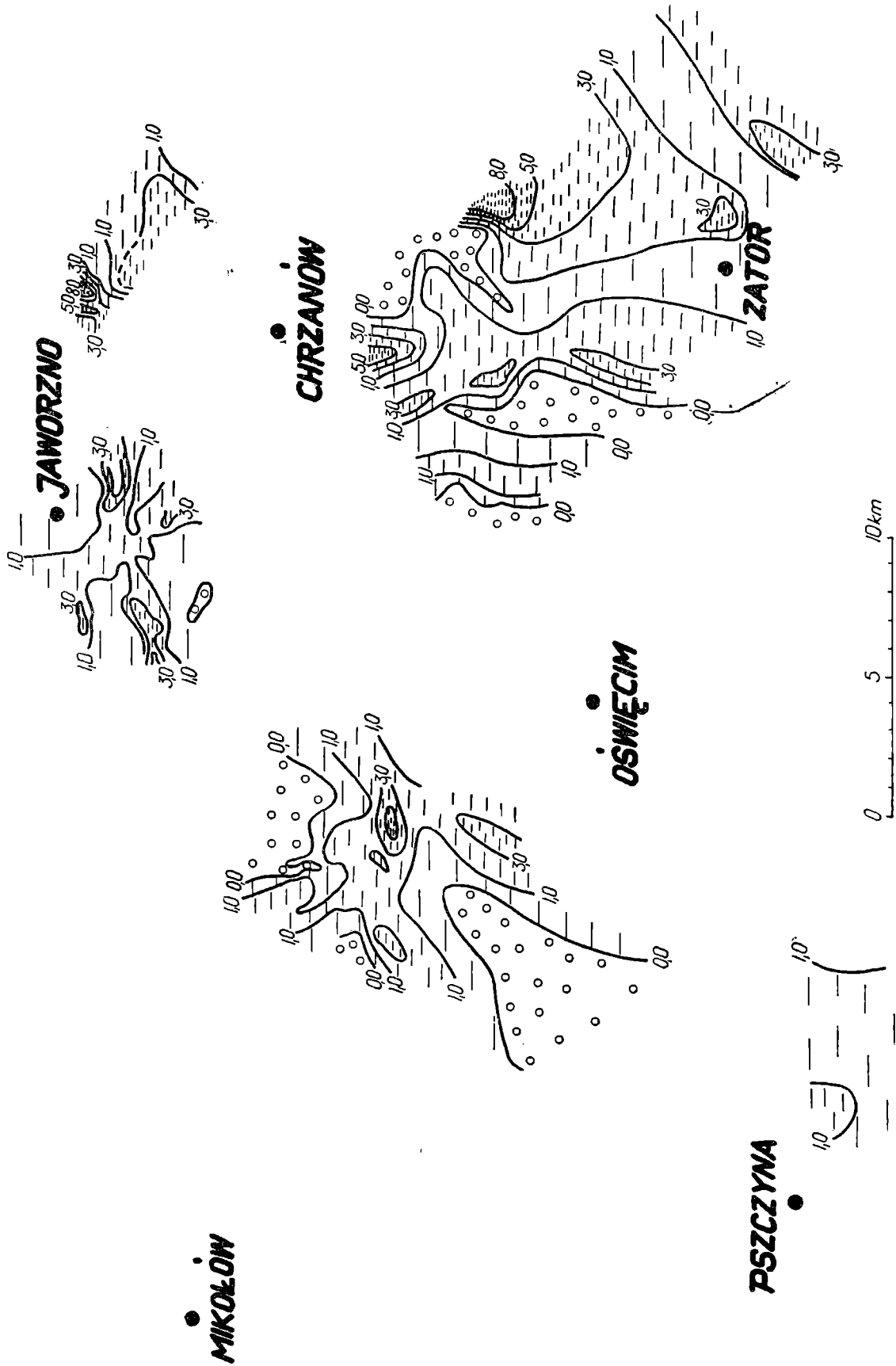


Fig. 13. Mapa miąższości ilowca w stropie pokładu 208. Oznaczenia jak na fig. 11

Fig. 13. Map of thickness of claystone overlying the coal seam 208. For explanations see Fig. 11

stanowią ponad 90% miąższości cyklotemu (fig. 14, 15, 16 i 17). Strefy te wyznaczają obszary, przez które najczęściej przebiegały migrujące koryta rzeczne. Szybkość przemieszczania się koryt rzecznych w tych obszarach była duża, wskutek czego osady równi zalewowej, jeśli zostały tam złożone, ulegały erozji.

W obszarach, gdzie procentowy udział piaskowców w profilu cyklotemu jest mniejszy, ławy piaskowca reprezentujące osady koryt rzecznych przekładane są warstwami iłowców reprezentujących osady równi zalewowej.

Łowce występujące pomiędzy ławami piaskowca zawierają zwykle stigmurie i apendiksy, co wskazuje, że na obszary pokryte osadami równi zalewowej wkraczała roślinność.

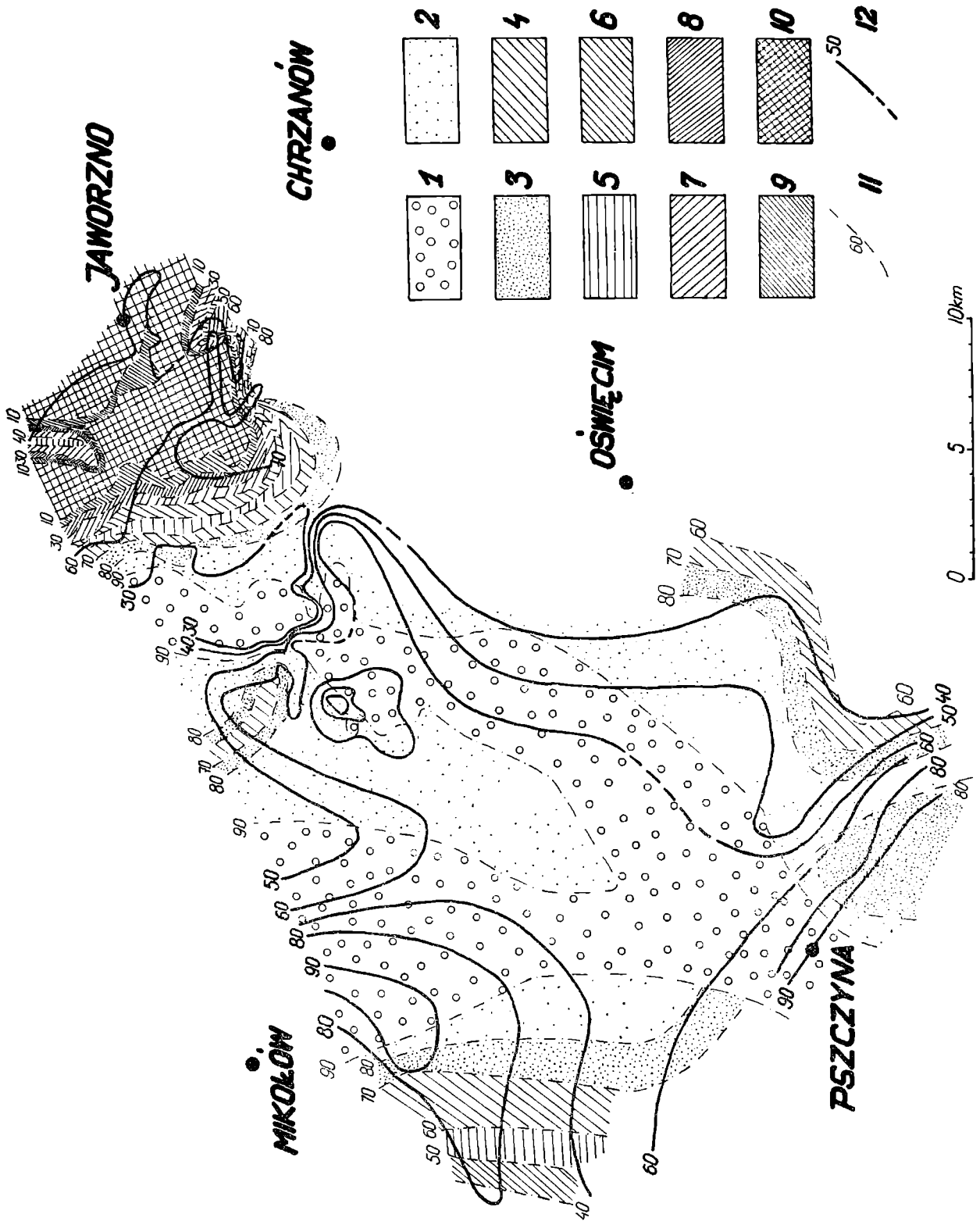
Piaskowce gruboziarniste złożone w korytach zawierają bardzo często zwęglone pnie nieraz znacznych rozmiarów, a rozproszony detrytus roślinny jest w piaskowcach pospolity. Wskazuje to, że okresy intensywnej akumulacji osadów klastycznych nie wiązały się z warunkami klimatycznymi niekorzystnymi dla vegetacji roślinnej. Roślinność była natomiast, jak się wydaje, niszczone przez erozję migrujących koryt rzecznych. Akumulacji materiału fitogenicznego na większą skalę stała prawdopodobnie na przeszkodzie duża intensywność akumulacji osadów klastycznych.

Reasumując przytoczone wyżej obserwacje wysunąć można wniosek, że fazy akumulacji osadów fitogenicznych nie były całkiem pozbawione sedymentacji klastycznej — ograniczonej do osadów drobnoziarnistych, a fazy akumulacji osadów klastycznych — w których dominowało odkładanie materiału gruboziarnistego — nie były pozbawione całkowicie vegetacji roślinnej. Szczątki roślinne występujące w piaskowcach i związane z pokładami węglowymi nie różnią się charakterem. Wydaje się zatem, że nie ma potrzeby odwoływania się do okresowych zmian klimatycznych dla wytłumaczenia periodyczności występowania tych faz.

Opady były zapewne duże w czasie trwania obydwóch faz; w fazie akumulacji osadów fitogenicznych duże ilości wody były zużywane przez procesy życiowe roślin, a charakter osadów klastycznych wskazuje, że w fazie ich akumulacji istnieć musiał duży odpływ powierzchniowy, a zatem i opady.

Warto jednak zwrócić uwagę, że obecność zwartej pokrywy roślinnej rozwiniętej na znacznych obszarach w fazach akumulacji osadów fitogenicznych powodowała zmniejszenie odpływu powierzchniowego, gdyż poważna część opadów zużywana była przez procesy życiowe roślin. Lasy współczesne zużywają dla tych procesów 25—45% opadów (Z. P a z d r o, 1964, p. 37); ilości wody zużywane dla procesów życiowych roślinności karbońskiej zapewne nie były mniejsze. Część wody zużywanej przez roślinność wraca wprawdzie do obiegu hydrogeologicznego po przejściu procesu transpiracji, niemniej jednak zaangażowanie poważnej części opadów w procesy życiowe roślin zmniejsza lokalnie wielkość odpływu powierzchniowego. Z chwilą zmniejszenia zwartości szaty roślinnej (przy nie zmienionych wartościach innych czynników składowych bilansu hydrologicznego) odpływ powierzchniowy wzrasta o ilość wody zwolnioną z procesów biologicznych. Wynika stąd, że w czasie trwania faz akumulacji osadów klastycznych odpływ powierzchniowy mógł się zwiększyć przy nie zmienionych warunkach klimatycznych.

Nasuwa się z kolei pytanie, czy w różnych częściach basenu sedymentacyjnego warstw łaziskich fazy akumulacji osadów klastycznych i osa-



dów fitogenicznych mogły występować równocześnie, czy też na całym obszarze basenu fazy te wzajemnie się wykluczały? Rozwiązanie tego zagadnienia jest znacznie utrudnione przez to, że zachowany i dostępny badaniom jest tylko fragment pierwotnego basenu sedymentacyjnego warstw łaziskich, ponadto brak jest przesłanek do wnioskowania o tym, jaki jest stosunek wielkości zachowanego fragmentu basenu do pierwotnej jego wielkości. Pewne światło na rozważane zagadnienie rzucić może analiza zjawiska rozszczepiania i wyklinowywania się pokładów węgla, przy założeniu, że stosunki obserwowane na dzisiejszym obszarze występowania warstw łaziskich są reprezentatywne dla całego basenu sedymentacyjnego.

Szczegółowe zestawienie profilów wiertniczych dla cyklotemów zawartych pomiędzy szeroko rozprzestrzonymi pokładami węglowymi (fig. 18, 19, 20) wskazuje, że zjawisko rozszczepiania się pokładów węglowych zachodzi w warstwach łaziskich na niewielką tylko skalę. Przerosty klastyczne w pokładach węglowych składają się z łupku, a wyjątkowo zawierają piaskowiec drobnoziarnisty. Brak jest w nich natomiast materiału klastycznego średnioziarnistego i gruboziarnistego (piaskowca A). Wskazuje to, że osadzanie się przerostów w pokładach węglowych nie było równoczesne z fazami akumulacji gruboziarnistego materiału klastycznego ław piaskowcowych, przedzielających szeroko rozprzestrzenione pokłady węglowe. Częste natomiast jest zjawisko zanikania cienkich, lokalnie występujących pokładów węgla, które wyklinowują się wśród grubych ław piaskowcowych. Wydaje się, że zanikanie to jest wynikiem zerodowania torfu przez migrujące koryta rzeczne, lecz pierwotny zasięg występowania tych wkładek węglowych jest trudny do określenia.

Wynika stąd wniosek, że ławy piaskowcowe rozdzielające szeroko rozprzestrzenione pokłady węglowe mają budowę złożoną, która zachowała się tylko lokalnie; w obszarach, gdzie szybkość subsydencji była niewielka w stosunku do szybkości migracji koryt rzecznych, ławy te zostały zhomogenizowane na skutek zerodowania przez migrujące koryta rzeczne nie tylko drobnoziarnistych osadów klastycznych, lecz lokalnie również osadów fitogenicznych przyjętych w niniejszym studium jako granice cyklotemów.

Wyjątkowo odmienny rozwój sedymentacyjny obserwujemy w cyklotemie zawartym pomiędzy pokładami 218—215 (fig. 12 i 18). Złożonej budowie tego cyklotemu obserwowanej w zachodniej części występowania warstw łaziskich (kopalnia Bolesław Śmiały) odpowiada w części północno-wschodniej pakiet utworów pelitycznych (kopalnia Jaworzno) wyraźnie zmniejszający swą miąższość w kierunku wschodnim (kopalnia Siersza). Obszar, w którym cyklotem ten cechuje brak osadów gruboklastycznych i wybitnie zredukowana miąższość, odpowiada tej części basenu sedymentacyjnego, w której subsydencja zaznaczała się znacznie słabiej. Podczas osadzania się skał tego cyklotemu obszar ten stanowił zapewne peryferię basenu sedymentacyjnego.

Fig. 14. Mapa miąższości i zapiaszczenia cyklotemu między pokładami 218—215. Procentowa zawartość piaskowca: 1 — 90—100; 2 — 80—90; 3 — 70—80; 4 — 60—70; 5 — 50—60; 6 — 40—50; 7 — 30—40; 8 — 20—30; 9 — 10—20; 10 — 0—10; 11 — izolinie procentowej zawartości piaskowca; 12 — izopachyty cyklotemu

Fig. 14. Map of thickness and sandstone percentage in the cyclothem between the coal seams 218—215. Sandstone percentage: 1 — 90—100; 2 — 80—90; 3 — 70—80; 4 — 60—70; 5 — 50—60; 6 — 40—50; 7 — 30—40; 8 — 20—30; 9 — 10—20; 10 — 0—10; 11 — sandstone percentage isolines; 12 — cyclothem isopachytes

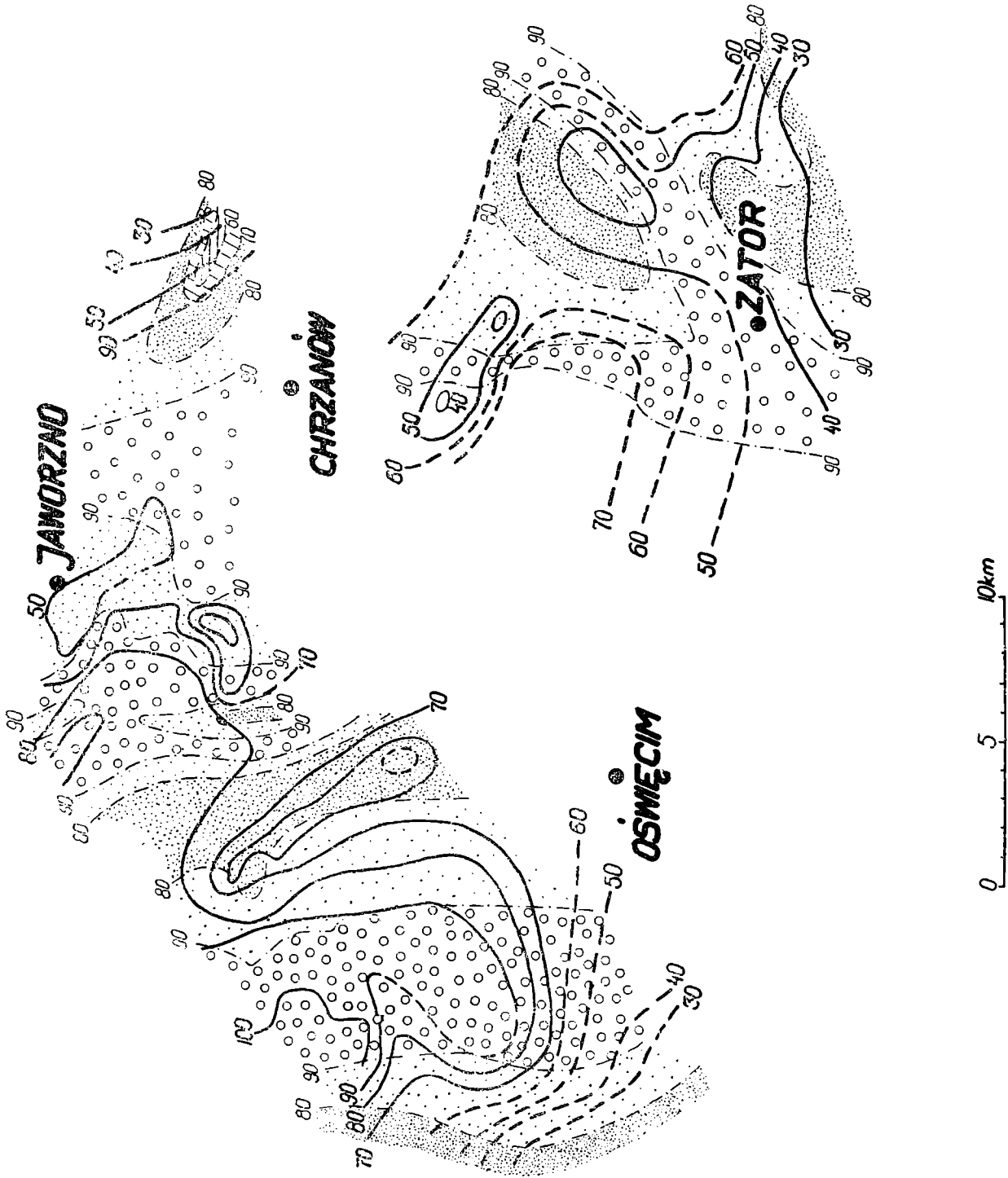


Fig. 15. Mapa miąższości i zapiaszczenia cyklotemu między pokładami 215—214. Oznaczenia jak na fig. 14

Fig. 16. Map of thickness and sandstone percentage in the cyclothem between the coal seams 215—214. For explanations see Fig. 14

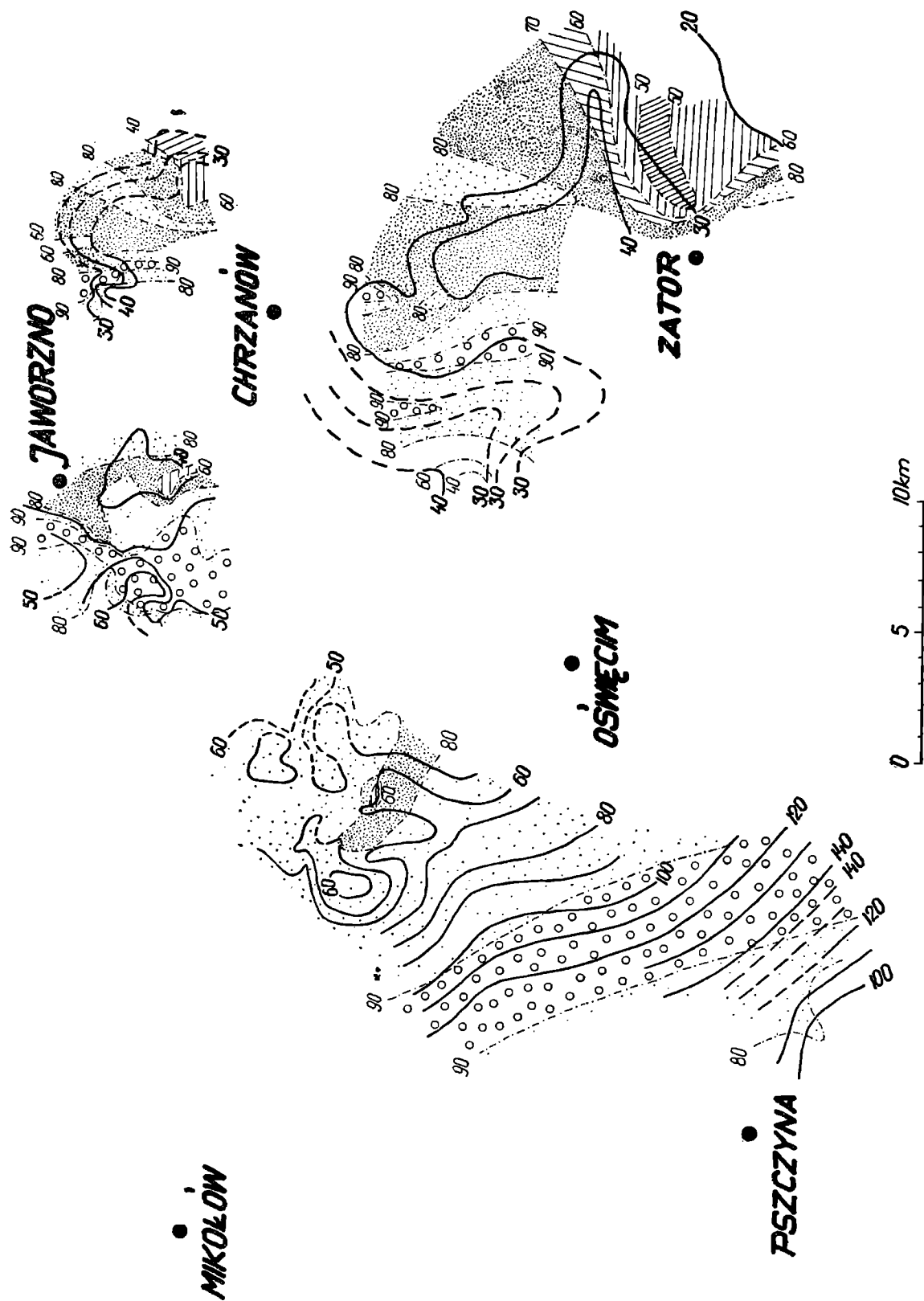


Fig. 16. Mapa miąższości i zapiaszczenia cyklotemu między pokładami węgla 209—208. Oznaczenia jak na fig. 14
Fig. 16. Map of thickness and sandstone percentage in the cyclothem between the coal seams 209—208. For explanations see Fig. 14

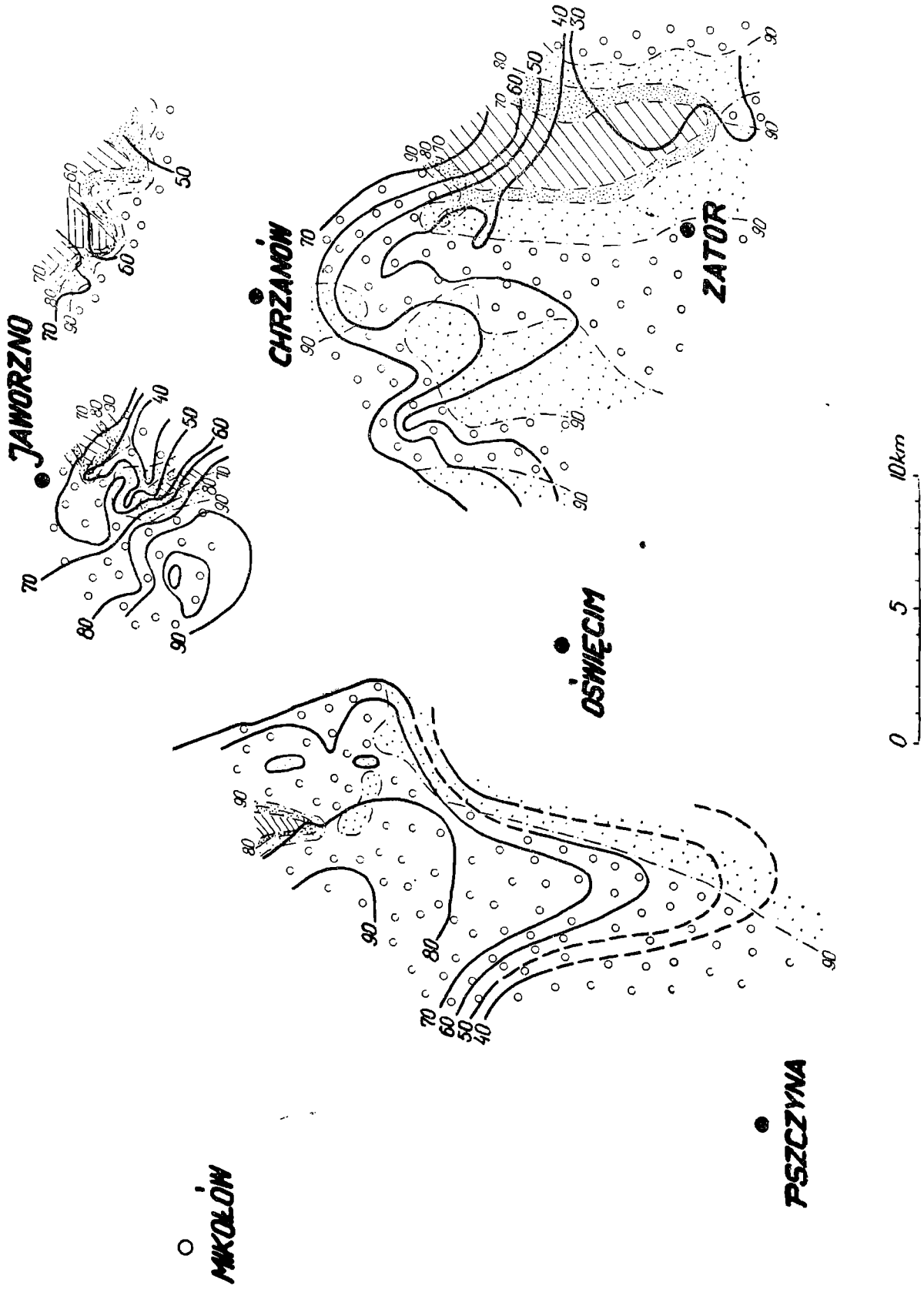


Fig. 17. Mapa miąższości i zapiaszczenia cyklotemu między pokładami węgla 208—207. Oznaczenia jak na fig. 14
Fig. 17. Map of thickness and sandstone percentage in the cyclothem between the coal seams 208—207. For explanations see Fig. 14

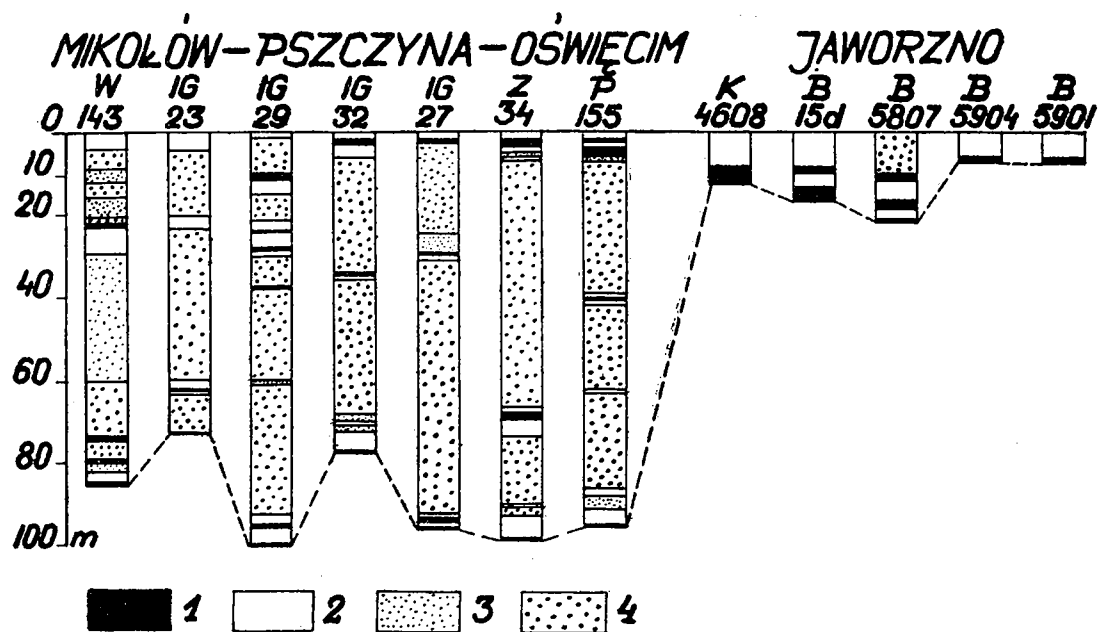


Fig. 18. Zestawienie profili cyklotemu między pokładami węgla 218—215. 1 — węgiel; 2 — ilowiec; 3 — piaskowiec drobnoziarnisty; 4 — piaskowiec gruboziarnisty
 Fig. 18. Profiles of the cyclothem between the coal seams 218 and 215. 1 — coal; 2 — claystone; 3 — fine-grained sandstone; 4 — coarse-grained sandstone

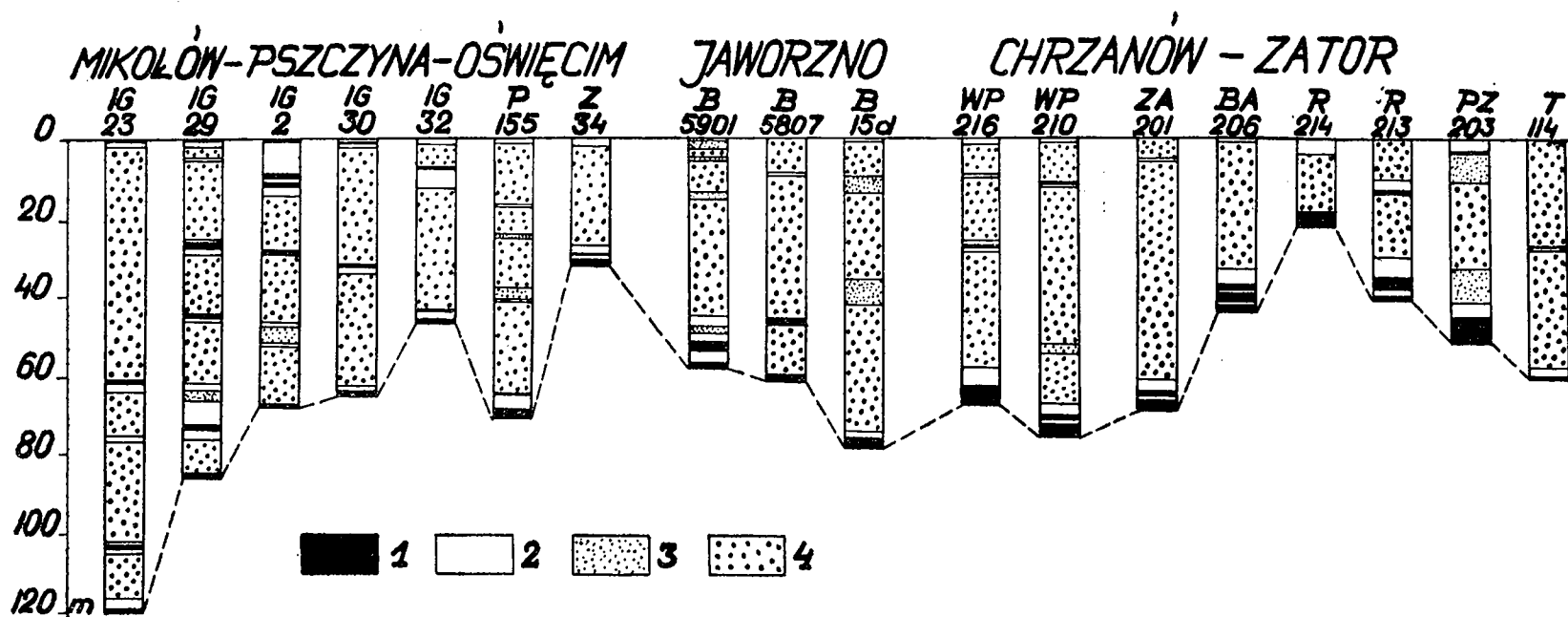


Fig. 19. Zestawienie profili cyklotemu między pokładami węgla 215—214. 1 — węgiel; 2 — ilowiec; 3 — piaskowiec drobnoziarnisty; 4 — piaskowiec gruboziarnisty
 Fig. 19. Profiles of the cyclothem between the coal seams 215 and 214. 1 — coal; 2 — claystone; 3 — fine-grained sandstone; 4 — coarse-grained sandstone

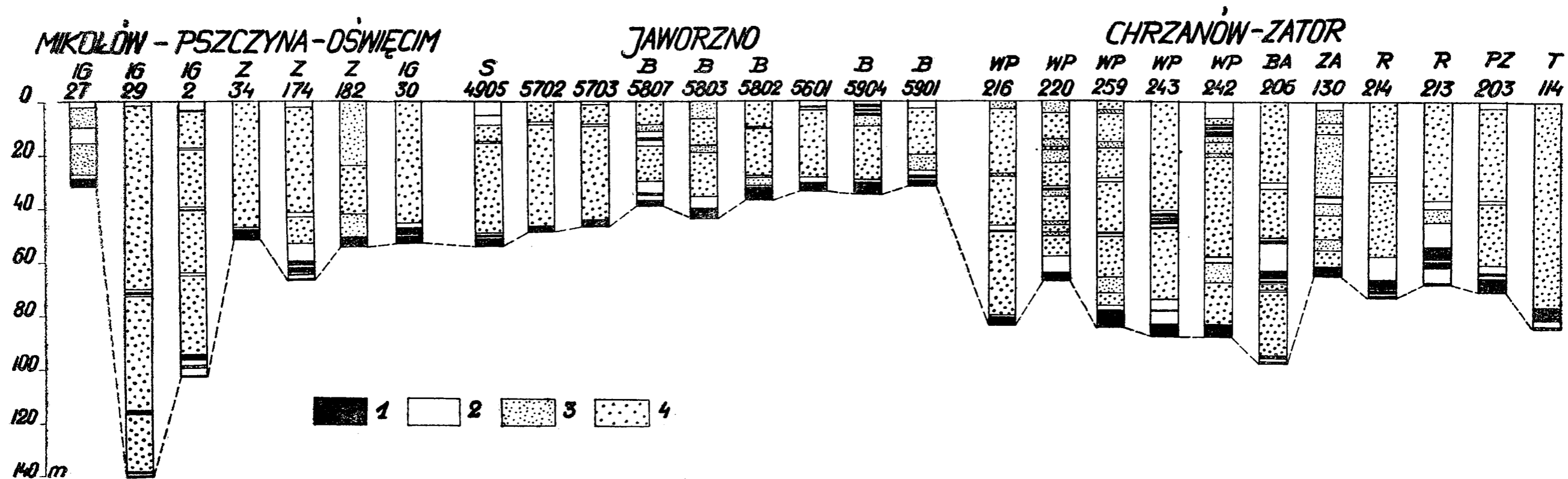


Fig. 20. Zestawienie profili cyklotemu między pokładami 209—203. 1 — węgiel; 2 — ilowiec; 3 — piaskowiec drobnoziarnisty; 4 — piaskowiec gruboziarnisty

Fig. 20. Profiles of the cyclothem between the coal seams 209 and 203. 1 — coal; 2 — claystone; 3 — fine-grained sandstone; 4 — coarse-grained sandstone

SUBSYDENCJA

W literaturze znaleźć można szeroko rozpowszechniony pogląd, że cykliczność sedymentacji w seriach węglonośnych związana jest przede wszystkim z mechanizmem subsydencji. P r u v o s t (1930) w swej klasycznej już dziś pracy, reprezentującej powyższy pogląd podkreślał bardzo silnie skokowy przebieg subsydencji, uważając, że koniec każdego okresu akumulacji osadów fitogenicznych był spowodowany raptownym obniżeniem basenu, pociągającym za sobą zabicie roślinnej przez zwiększenie głębokości wody. Obniżenie basenu umożliwiało osadzenie kolejnego pakietu skał klastycznych w warunkach szybkiej subsydencji; okresy akumulacji osadów fitogenicznych odpowiadać miały okresom powolnej subsydencji lub stabilności basenu sedymentacyjnego. Koncepcja ta była w latach późniejszych krytykowana, a T h i a d e n s i H a i t e s (1944) i v a n L e c k w i j k (1949) wykazali, że w zagłębiach Limbourg i Campine akumulacja osadów rzecznych i osadów fitogenicznych zachodziła jednocześnie, gdyż pokłady węglowe rozszczepiają się i łączą ze sobą, a osady rzeczne tworzą pomiędzy nimi soczewkowate wkładki. Powyższy model sedymentacji serii węglonośnej ma jednak, jak się wydaje, ograniczone tylko zastosowanie w przypadku warstw łaziskich i dlatego wnioski dotyczące przebiegu subsydencji podczas sedymentacji tych warstw muszą być oparte na innych przesłankach.

Przesłanki te są następujące:

1) duża miąższość pokładów węgla, sięgająca w warstwach łaziskich do 9 m. Pierwotne miąższości warstw torfu odpowiadające tak grubym pokładom wynosić musiały kilkadziesiąt metrów — do 90 m, jeśli przyjąć, że kompaktacja i uwęglenie zredukowały pierwotną miąższość warstwy torfu dziesięciokrotnie. Taki współczynnik redukcji miąższości nie wydaje się zbyt wysoki. W literaturze spotkać można pogląd, że wartość współczynnika redukcji pierwotnej miąższości torfu może sięgać 20 (T h i a d e n s i H a i t e s, 1944). W pokładach węgla występują przerosty skał klastycznych osadzonych przez wody płynące. Jest rzeczą oczywistą, że podczas osadzania się warstw torfu o tak dużej grubości musiała zachodzić subsydencja kompensująca przyrost miąższości warstwy osadu fitogenicznego. Subsydencja ta była ciągła i powolna. Pomiedzy szybkością subsydencji a szybkością akumulacji istniała równowaga sprawiająca, że warstwa wody pokrywająca powierzchnię torfowiska nie osiągała trwale grubości uniemożliwiającej wzrost lub gromadzenie się roślinności.

Jak wykazał B o u r o z (1958) zaburzenia tej równowagi na skutek niewielkiego nawet przyśpieszenia subsydencji lub zwolnienia tempa przyrostu miąższości osadu fitogenicznego musiało powodować przerwanie dalszej akumulacji roślinnej wskutek przekroczenia przez warstwę wody pokrywającej torfowisko głębokości krytycznej, na której dalszy przyrost miąższości materiału fitogenicznego był niemożliwy.

Nie ma podstaw do przypuszczania, aby szybkość subsydencji była zupełnie równomierna, gdyż jest ona procesem złożonym, uzależnionym od czynników diastroficznych i kompaktacji niżej leżących osadów. Nie ma jednak żadnej potrzeby zakładania raptownych zmian szybkości subsydencji jako przyczyny zakończenia fazy akumulacji osadów fitogenicznych. Szybkość akumulacji tych osadów była zapewne również zmienna i mogła spadać wskutek braku substancji odżywczych w torfowisku (D u f f, 1967). Z drugiej strony jednak wysoka zawartość po-

piołu w węglach warstw łaziskich zdaje się wskazywać, że torfowiska były zasilane dużą ilością substancji mineralnych, i z tego powodu pominiemy w dalszych rozważaniach wpływ czynników edaficznych na procesy akumulacji osadu fitogenicznego.

2) Kompakcja grubych warstw torfu rozpoczynała się dopiero po pokryciu ich warstwą osadu klastycznego. Kompakcja następująca pod własnym ciężarem nagromadzonego osadu fitogenicznego była niewielka (Thiadens i Haites, 1944) i dla celów naszych rozważań można ją pominąć. Natomiast w fazie sedymentacji osadów klastycznych kompaktacja niżej leżącej warstwy torfu odgrywała już poważną rolę w obniżaniu powierzchni depozycyjnej.

Przyjmując, że w pierwszej fazie po zasypaniu torf przechodził w węgiel brunatny ziemisty, zawartość w nim wody zmniejszała się od 90% dla torfu do około 50% dla węgla brunatnego, co powodowało co najmniej pięciokrotną redukcję pierwotnej miąższości warstwy torfu, a zatem przyspieszenie obniżenia powierzchni depozycyjnej (fig. 21). Dalsza redukcja miąższości następowała w miarę postępującego procesu uwę-

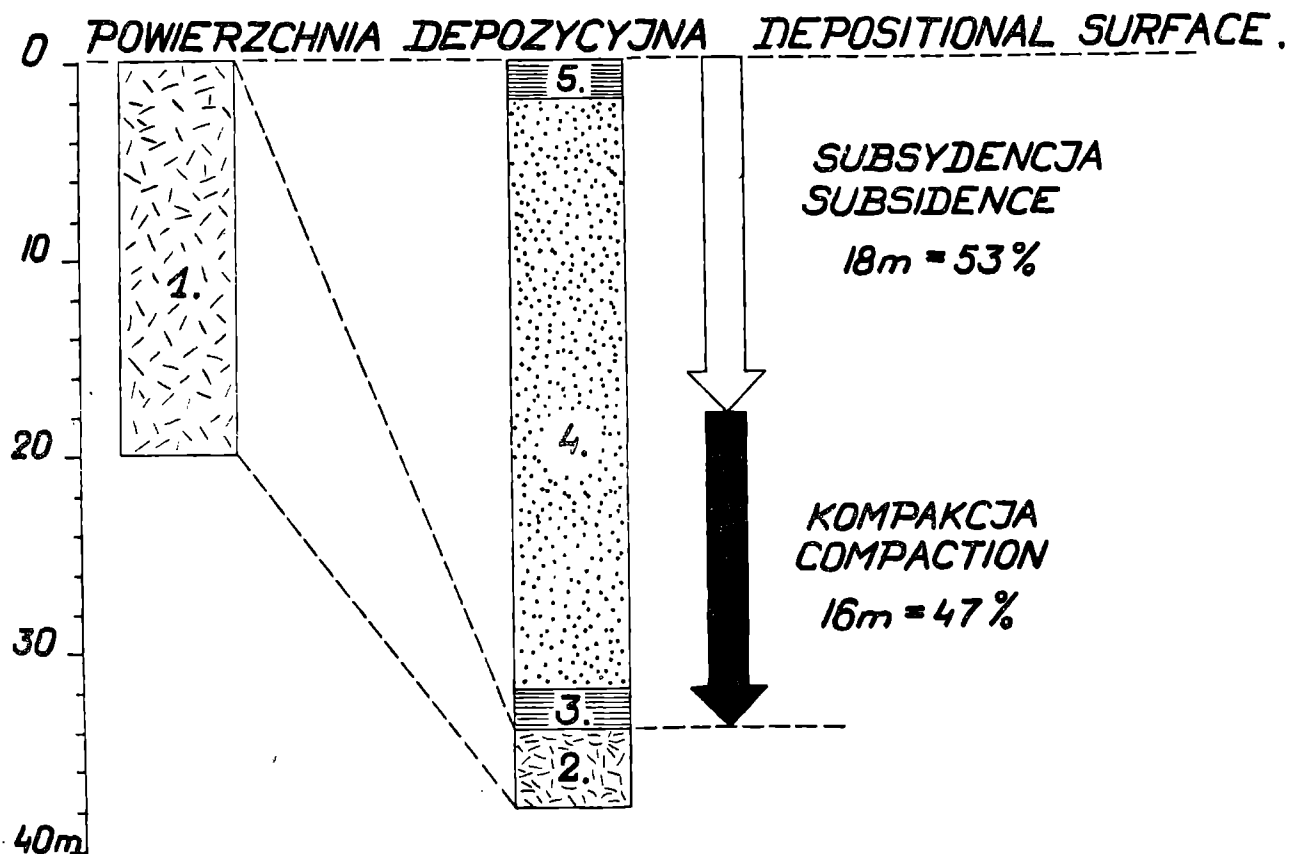


Fig. 21. Udział kompaktacji torfu i subsyduencji w obniżaniu powierzchni depozycyjnej w fazie akumulacji osadów klastycznych na przykładzie cyklotemu modalnego ECAC. Nie uwzględniono kompaktacji osadów klastycznych. 1 — torf, zawartość wody 90%, miąższość 20 m; 2 — węgiel brunatny, zawartość wody 50%, miąższość 4 m; 3 — iłowiec, miąższość 2 m, 4 — piaskowiec gruboziarnisty miąższość 30 m; 5 — iłowiec, miąższość 2 m

Fig. 21. Lowering of the depositional surface by compaction of peat and subsidence, exemplified by the modal cyclothem ECAC. Compaction of detrital sediments is not taken into account. 1 — peat, water content 90 per cent, thickness 20 m; 2 — brown coal, water content 50 per cent, thickness 4 m; 3 — claystone, thickness 2 m; 4 — coarse-grained sandstone, thickness 30 m; 5 — claystone, thickness 2 m

glania i choć przyczyniała się do ogólnej subsydencji basenu, nie mogła już mieć bezpośredniego wpływu na gromadzenie się osadów gruboklastycznych w danym cyklotemie. Fazy akumulacji osadów klastycznych cechuje wzmożenie intensywności transportu i osadzania materiału gruboziarnistego, które prawdopodobnie zaznaczało się na całym obszarze basenu sedymentacyjnego. Zagadnienie przyczyn periodyczności występowania tych faz wymaga rozpatrzenia czynników powodujących zwiększenie kompetencji i obciążenia osadem odpływu powierzchniowego na obszarze rozpatrywanej równiny aluwialnej.

3) Zdaniem autorów, czynników tych upatrywać należy w periodyczności ruchów diastroficznych dźwigających obrzeżenie basenu sedymentacyjnego warstw łaziskich. Bezpośrednim dowodem istnienia ruchów wypiętrzających jest występowanie gruboziarnistego materiału klastycznego, zawierającego między innymi otoczaki węgla wieku namurskiego (D e m b o w s k i i J a c h o w i c z, 1960, 1964). Ostatnio B o t t (1964) rozpatrując zagadnienie ruchów pionowych w skorupie ziemskiej w świetle teorii kompensacji zaburzeń równowagi izostatycznej zwrócił uwagę na fakt, że na granicy obszaru wypiętrzanego wskutek deficytu masy i przyległego obszaru obniżanego wskutek przepływu materii w płaszczu ku obszarowi wypiętrzanemu (przy założeniu skończonej wytrzymałości materiału górnego płaszczu przepływ ten i związana z nim subsydencja regionalna ograniczają się do stosunkowo niewielkiego obszaru), powstają w sztywnej skorupie naprężenia prowadzące do powstania dyslokacji uskokowych. Na dyslokacjach tych naprężenia rozładowywane są nie w sposób ciągły, lecz po przekroczeniu pewnej wartości granicznej, z czym wiąże się periodyczność ruchów.

Przepływ materii w płaszczu kompensujący wypiętrzenie obszaru źródłowego materiału klastycznego musiał następować z pewnym opóźnieniem, co powodowało dalsze obniżenie powierzchni depozycyjnej w basenie sedymentacyjnym w wyniku subsydencji diastroficznej. Przy uwzględnieniu powyższych trzech przesłanek przedstawić można następujący obraz przebiegu procesu sedymentacji warstw łaziskich.

Faza akumulacji osadów fitogenicznych odpowiadała okresowi powolnej subsydencji, kompensowanej przyrostem miąższości warstwy torfu. Zakończenie tej fazy nie oznaczało jeszcze raptownego przyspieszenia subsydencji, gdyż dynamiczna równowaga istniejąca pomiędzy tymi dwoma procesami mogła być zaburzona już w wyniku nieznacznego przyspieszenia subsydencji lub zwolnienia przyrostu materiału fitogenicznego.

Początek fazy akumulacji gruboklastycznej związany był z szybkim wypiętrzeniem obszaru alimentacyjnego, co umożliwiło pokrycie torfowiska osadem piaszczystym. W początkowym okresie tej fazy obniżanie się powierzchni depozycyjnej spowodowane było głównie kompaktacją warstwy torfu następującą pod wpływem ciężaru świeżo złożonego osadu. W późniejszym okresie dalsze obniżanie było wynikiem ruchu diastroficznego.

Zrównanie obszaru alimentacyjnego powodowało zanik akumulacji osadów gruboklastycznych, a występujące już powolne „normalne” osiadanie stwarzało ponownie warunki dla akumulacji osadów fitogenicznych. W obszarze alimentacyjnym występował deficyt masy, powodujący powstawanie naprężeń w strefie dyslokacyjnej oddzielającej go od basenu sedymentacyjnego. Z chwilą gdy naprężenia te wyzwały się w nowej fazie ruchów, powstawały znów warunki do rozwoju sedymentacji gruboklastycznej.

Procesy sedymentacji cyklicznej osadów fitogenicznych i klastycznych warstw łaziskich były zatem wynikiem procesów diastroficznych, natomiast obserwowane w cyklach następstwo gruboziarnistych i drobnoziarnistych osadów klastycznych jest wynikiem oddziaływania autocyklicznych procesów przebiegających podczas sedymentacji rzecznej na równinie aluwialnej.

Obliczenia parametrów rozkładów miąższości elementów składowych cykli wykonane zostało przy użyciu maszyny matematycznej UMC-1 w Katedrze Metod Numerycznych Uniwersytetu Jagiellońskiego. Autorowie składają gorące podziękowanie prof. drowi Z. Opiałowi za umożliwienie wykonania obliczeń oraz mgr A. Janiszewskiej (Instytut Fizyki Jądrowej) i mgrowi inż. B. Owczarkowi (Katedra Metod Numerycznych) za opracowanie programów i pomoc w przeprowadzeniu obliczeń. Podziękowania składamy również drowi R. Grądzińskiemu i drowi A. Radomskiemu za dyskusję szeregu problemów poruszonych w tej pracy.

Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski
Sosnowiec
Katedra Geologii
Uniwersytetu Jagiellońskiego
Kraków

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Allen J.R.L. (1964), Studies in fluviatile sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin, *Sedimentology*, 3, pp. 163—198.
- Allen J.R.L. (1965 a), A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments, *Sedimentology*, 5, pp. 89—191.
- Allen J.R.L. (1965 b), Fining-upwards cycles in alluvial successions. *Liverpool Manchester Geol. J.*, 4, pp. 229—246.
- Allen P. (1959), The Wealden environment: Anglo-Paris Basin, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, Ser. B, 242, pp. 283—346.
- Beerbrower J.R. (1964), Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation, *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169, pp. 31—42.
- Bott M.H.P. (1964), Formation of sedimentary basins by ductile flow of isostatic origin in the upper mantle, *Nature*, 201, pp. 1082—1084.
- Bouroz A. (1958), La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique, *C.r. IV Congr. Int. pour L'avanc. Géol. Stratigr. Carbonif.*, Heerlen.
- Czarnocki S. (1935), *Polskie Zagłębie Węglowe (Bassin Houiller Polonais)*, PIG (Serv. Geol. Pol.), Warszawa.
- Czekaj A., Dembowski Z., Moszczyńska U., Kuchciński J., Siewniak A. (1964), Region Górnośląski — utwory karbonu górnego (Upper Silesian Region, Upper Carboniferous Deposits, maps of thickness and of the content of coarse-clastic and of phytogenic material), *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dembowski Z. (1967), Rozwój i wykształcenie warstw libiąskich w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (The palaeogeographic and petrographic development of the Libiąż Beds in the Upper Silesian Coal Basin, *Bull. Inst. Geol.* 204, pp. 5—95.

- Dembowski Z., Jachowicz (1960), Nagromadzenia dolnonamurskich okruczków i otoczków węglowych w piaskowcach warstw łaziskich otworu Płaza 203 (Accumulations of Lower Namurian coal fragments and pebbles in the sandstones of the Łaziska Beds of bore-hole Płaza 203 (Upper Silesian Coal Basin), *Kwart. geol.* 4, pp. 13—22.
- Dembowski Z., Jachowicz A. (1964), Otoczaki i okruczki węgla na wtórnym złożu w piaskowcach warstw orzeskich i łaziskich wiercenia Międzyrzecze IG 2 (Redeposited coal fragments and pebbles in the sandstones of the Orzesze and Łaziska Beds in the Międzyrzecze IG 2 bore-hole), *Bull. Inst. Geol.* 184, pp. 125—176.
- Dembowski Z., Kotas A., Malczyk W. (1963), Prace nad korelacją pokładów węgla w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, *Prz. geol.*, nr 5, pp. 232—235.
- Duff P.M.D. (1967), Sedimentary edaphic control theory of cyclic sedimentation, *Nature*, 214, p. 159.
- Duff P.M.D., Walton E.K. (1962), Statistical basis for cyclothems: a quantitative study of the sedimentary succession in the East Pennine coalfield, *Sedimentology*, 1, pp. 235—255.
- Edwards W., Stubblefield C.J. (1947), Marine bands and other faunal marker-horizons in relation to the sedimentary cycles of the Middle Coal Measures of Nottinghamshire and Derbyshire, *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 103, pp. 209—260.
- Folk R.L., Ward W.C. (1957), Brazos River bar; a study in the significance of grain size parameters, *J. Sediment. Petrol.* 27, pp. 3—26.
- Gradziński R., Radomski A., Unrug R. (1959), Preliminary results of sedimentological investigations in the Silesian Coal Basin, *Bull. Acad. Pol. Sc. ser. des Sc. Chim. Géol. Géogr.* 7, pp. 433—440.
- Gradziński R., Radomski A., Unrug R. (1961), Kierunki transportu materiału klastycznego w górnym karbonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Directions of transport of the clastic material in the Upper Carboniferous of the Silesian Coal Basin), *Kwart. geol.* 5, pp. 15—38.
- Hartung W. (1944), Feuerfeste Tone als Flötzmittel im oberschlesischen Steinkohlengebirge, ihre Entstehung und stratigraphische Bedeutung, *Jb. Reichsamt. Bodenforsch.* 63, pp. 430—467.
- Heflik W., Unrug R. (1965), Otoczaki skał egzotycznych z warstw łaziskich w rejonie Tych i Mikołowa (Pebbles of exotic rocks from the Łaziska Beds in the Tychy and Mikołów area, Upper Silesia Coal Basin), *Acta geol. pol.*, 15, pp. 85—98.
- Jablokov V.S., Botvinkina L.N., Feofilova A.P. (1958), Sedimentation in the Carboniferous and the significance of alluvial deposits, *C.r. IV Congr. Int. pour L'avanc. Géol. Strat. Carbonif.*, Heerlen.
- Jessen W. (1956), Das Ruhrkarbon (Namur C ob. — Westfal C) als Beispiel fuer extratellurisch verursachte Zyklizitäts-Erscheinungen, *Geol. Jahrb.*, 71, pp. 1—20.
- Kuhl J., Kruszevska K. (1965), Łupki ogniotrwale (ilowce krystaliczne) z warstw łaziskich w Śląsko-Krakowskim Zagłębiu Węglowym jako horyzonty przewodnie przy paralelizacji pokładów węgla (Les schistes refractaires cristallins des couches de Łaziska dans le bassin houiller de Silesie-Cracovie comme horizons caractéristiques pour la parallélisation des gisements de houille), *Acta geol. pol.*, 15, pp. 1—38.
- Laporte L.F., Imbrie J. (1964), Phases and Facies in the Interpretation of Cyclic Deposits, *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169, pp. 249—263.
- van Leckwijck W. (1949), Sur la sédimentation dans le terrain houiller belge a l'époque du Westphalien B inférieur (zone d'Asch), *Bull. Soc. Geol. Belge*, 72, fasc. spéc., pp. 439—463.

- Miller L.R., Kahn J.S. (1962), *Statistical analysis in the geological sciences*, New York, Wiley, p. 483.
- Niggli P. (1948), *Gesteine und Minerallagerstätten*, Basel.
- Oertel G., Walton E.K. (1967), Lessons from a feasibility study for computer models of coal-bearing deltas, *Sedimentology* 9, pp. 157—168.
- Pazdro Z. (1964), *Hydrogeologia ogólna*, Warszawa, p. 524.
- Pruvost P. (1930), *Sédimentation et subsidence*, *Soc. Géol. France Livre Jubil.*, 2, pp. 545—564.
- Thiadens A.A., Haites T.B. (1944), Splits and wash-outs in the Netherland Coal Measures, *Mededel. Geol. Sticht. ser. C*, 1, p. 51.
- Weller J.M. (1930), Cyclical Sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance, *J. Geol.*, 38, pp. 97—135.
- Westoll T.S. (1958), The standard model cyclothem of the Viséan and Namurian sequence of Northern England, *C.r. IV Cong. Int. pour L'avanc. Géol. et Strat. Carbonif.*, Heerlen, pp. 767—773.
- Wheeler H.E., Murray H.H. (1957), Base-level control patterns in cyclothem sedimentation, *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists* 41, pp. 1985—2011.
- Wolman M.G., Leopold L.B. (1957), River floodplains: some observations on their formation, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 282-C, pp. 87—109.
- Zeller E.J. (1964), Cycles and Psychology, *Kansas Geol. Surv. Bull.* 169, pp. 631—636.

SUMMARY

Abstract: The cyclic recurrence of detrital sediments and coal in the alluvial sequence of the Łaziska beds (Westphalian C) is explained by intermittent uplift in the source area of clastic material — an allocyclic mechanism — with little variation of the rate of subsidence of the basin, but with varying rate of lowering of the depositional surface caused by rapid compaction of thick peat layers. The cyclic sedimentation of the clastic deposits can be satisfactorily explained by current energy redistribution on the alluvial plain, i.e. by autocyclic mechanisms alone.

A quantitative study of sedimentation of the Łaziska beds (Westphalian C) was carried out with the aim to elucidate the problem of cyclic sedimentation of a coal-bearing series. The necessity of a quantitative and statistical approach to problems of cyclic sedimentation has been clearly demonstrated by Duff and Walton (1962).

The Łaziska beds occur in the central and eastern part of the Main Syncline of the Upper Silesia Coal Basin. They do not contain marine fossils, and were regarded as a limnic series. The area of occurrence of the Łaziska beds forms only a part of the original sedimentary basin of these beds. The full thickness of this formation is preserved on a limited area only, where they are covered by the younger Libiąż beds (Westphalian D). Elsewhere the profiles of the Łaziska beds are truncated, and the present limits of the area of occurrence of this formation are erosional (Fig. 1). The thickness of the Łaziska beds increases from the east to the west (Fig. 2).

Lithologically the Łaziska beds are monotonous, consisting of coarse- and medium grained, locally pebbly sandstones, fine-grained sandstones, claystones and coals, the latter reaching up to 9 m in thickness. The coal seams are generally the most persistent lithologic members of the

succession, and some of them can be correlated over the whole area of occurrence of the Łaziska beds. Instead, the beds of other lithologies are laterally impersistent.

Cycles in the Łaziska beds

The following terminology is used throughout the following text:

- cycle: a definite sequence of lithologically different beds observable in one point (bore-hole). The different lithologies occurring in cycles are following:
- coarse-grained sandstone A: pebbly, coarse-grained and medium-grained sandstone;
- fine-grained sandstone B;
- claystone C: claystone, siltstone, seat-earth;
- coal E;
- modal cycle: a cycle occurring more frequently than others;
- cyclothem: a sequence of sediments confined between distinct boundaries, which can be traced over a large area. Within a cyclothem cycles vary from place to place.

The boundary of a cycle is placed at the base of a coal layer, irrespective of its areal extent. Instead, the boundaries of cyclothem are set at the base of the widespread coal seams, which are traced essentially over the whole area of occurrence of the Łaziska beds. Such setting of the boundaries enables the study of the relation between the phytogenic and the detrital sediments.

The analysis of 511 cycles recorded in the examined logs of 50 bore-holes permitted to distinguish 95 different cycles, consisting of 2—18 elements. One of the cycles — EC consists of coal and claystone, all other cycles contain one or more sandstone beds. Among the latter, cycles consisting of 3 and 4 elements are the most frequent (Table 1 and Fig. 5). The frequency of various cycles is presented in Table 2 and Fig. 6. Three first-order modal cycles account for 40 per cent of all observed cycles, and eight first-, second- and third-order modal cycles account for 63,5 per cent of all cycles, while the remaining 87 cycles occurring with frequencies inferior to 2 per cent account for 36,5 per cent of all cycles.

Interpretation of cycles in the Łaziska beds

The coarse-grain of sandstones and the abundance of cross-stratification structures indicate that the sandstones of the Łaziska beds were deposited by running water. As marine fossils and rocks indicative of a marine environment are entirely lacking, it is concluded that the Łaziska beds were deposited on an alluvial plain. The presently observable fragment of the sedimentary basin laid already beyond the piedmont area, but still well upstream of the river mouth area. The following interpretation of sedimentary cycles is based upon this assumption.

Generally speaking the sedimentation of the Łaziska beds is characterized by the alternation of detrital and phytogenic sediments. The alternation of various types of detrital sediments (A, B and C) can be satisfactorily explained by the action of autocyclic mechanisms of sedimentation in the meaning of Beerbrower (1964). The character of the sequence of detrital elements of a cycle depends on the ratio

of the rate of current energy redistribution on the alluvial plain, operated chiefly by migration of river channels and crevassing of natural levees, to the rate of subsidence. If the rate of migration of the river channels was high when compared with the rate of subsidence, the sequence at a given observation point (bore-hole) consist entirely of channel deposits (coarse-grained sandstones A), as during each passage of a river channel through this point the fine-grained deposits of overbank flow were eroded. At a somewhat slower rate of migration of the river channels, typical fining upwards cycles (J. R. L. Allen 1965a) were produced, in which coarse-grained sediments of the river channel are followed by fine-grained deposits of the floodplain. Finally, if the rate of subsidence was high when compared with the rate of migration of the river channels, the fine-grained deposits of the floodplain were removed from the reach of erosion in the migrating river channels, and are preserved in the profile.

Two groups are distinguished within the cycles of the Łaziska beds. To the first group belongs only one cycle consisting of coal covered by claystone (cycle EC).

By definition, the claystone C is covered by the coal layer (E) of the next cycle. Therefore this cycle represents claystone partings within coal seams. As the thicknesses of the thin claystone partings were often not specified in the studied logs of bore-holes, the cycles with claystones partings thinner than 1,50 m were arbitrarily discarded. In spite of this, the cycle EC is the most frequent one, accounting for 15 per cent of all recorded cycles. Its true frequency is however much higher.

The second group of cycles comprises 94 various cycles containing sandstone elements. Taking into account the succession of detrital lithologic element of the cycles, beginning with the first sandstone bed above a coal, four types of cycles are distinguished within this group (Table 4). The deposition of the claystone overlying directly the coal is closely related with the phase of accumulation of phytogenic sediments (see p. 108).

The first type comprises the uniform cycles, in which, above the coal or the overlying claystone, only one lithological element is present. This type comprises four cycles, including two second-order modal cycles, and accounts for 19,2 per cent of all cycles. The cycles EA and ECA represent channel deposits, while the cycles EB and ECB are considered as produced by crevassing of natural levees.

The second type comprises the coarsening upwards cycles, in which the grain size increases upwards in the sequence of beds above the coal or the overlying claystone. This type comprises only two cycles and accounts for only 0,9 per cent of all cycles. Cycles belonging to this type represent channel deposits.

The third type comprises the fining upwards cycles. Eight cycles, including two first-order and one third-order modal cycles belong here. This type accounts for 39,2 per cent of all cycles. Cycles belonging to this type represent channel deposits followed by floodplain deposits.

The fourth type comprises composite cycles in which the grain size varies repeatedly. Such cycles are composed of two or more fining upwards sets. This type comprises 81 cycles, including two third-order modal cycles, accounting in total for 40,7 per cent of all cycles. Cycles belonging to this type represent alternating channel and floodplain deposits.

Thickness distribution of lithologic elements of cycles

Coarse-grained sandstone (A)

The thickness distribution of beds of coarse-grained sandstone A in various types of cycles is presented in Fig. 7 and in Table 5. The distributions are positively skewed and not lognormal. In uniform and fining upwards cycles the distributions are similar, while the distribution in composite cycles is different. A null hypothesis stating that the thickness distribution in all three types of cycles belong to the same population was tested with the use of the non-parametric Kolmogorov-Smirnov test (Miller and Kahn, 1962, p. 464). At 95 per cent level of confidence limits the hypothesis is rejected for the pairs of cycle types: homogenous/composite, and fining upwards/composite, while it is accepted for the pair: homogenous/fining upwards. The interpretation is following (see Table 4 for numeric data): in the composite cycles the modal class of thickness of beds of coarse-grained sandstone (0—8 m) corresponds to the true thickness of the original layers of channel deposits, which could not exceed the channel depth. The higher values, of sandstone thickness, including the modal classes in the fining upwards cycles (8—16 m) and in the homogenous cycles (16—24 and 24—32 m) result from reworking of sediments and erosion of fine-grained floodplain deposits by currents in the rapidly migrating channels, which produced apparently homogenous, thick sandstone beds.

Fine-grained sandstone B

The thickness distribution of beds of fine-grained sandstone B is presented in Fig. 8 and in Table 5. In all types of cycles the distribution is positively skewed but not lognormal. The hypothesis that all three thickness distributions of bed thickness represent samples drawn from one population is accepted on the basis of the Kolmogorov-Smirnov test. This leads to the conclusion that the sedimentation of the fine-grained sandstones was not influenced by the ratio of the rate of subsidence to the rate of migration of the river channels.

Claystone C

The thickness distribution of claystone beds is presented in Fig. 9 and in Table 5. The thickness distribution was analysed with regard to the cycle type and to the lithology of the bed overlying the claystone. The distributions are positively skewed, lognormal, but in order to maintain a uniform method of testing of hypotheses the nonparametric Kolmogorov-Smirnov test was used. The hypothesis that all thickness distributions belong to one population is accepted for all pairs. Obviously the thickness of fine-grained floodplain sediments deposited by overbank flow was not affected neither by the rate of subsidence nor by the rate of channel migration. The erosion of claystones by the currents which deposited the overlying sandstone beds can not be proved by the analysis of claystone thickness distribution. There are however other indications of such an erosion — i.e. the presence of claystone lumps in the channel sandstones.

Coal E

The thickness distribution of coal (E) is presented in Fig. 10 and in Table 5. The thickness distribution was analysed with regard to cycle type and to lithology of overlying element of cycle. The distributions

are positively skewed, not lognormal. The mean and maximum thicknesses of coal for a given cycle type are higher for coal under claystone and lower for coal under sandstone. The Kolmogorov-Smirnov test indicate, that for a given cycle type distributions of thicknesses of coal under claystone and of coal under sandstone do not belong to the same population. Instead, for the distribution of thicknesses of coal under the same lithological element of cycle, in various cycle types, there is no ground for rejecting the hypothesis that the distributions belong to one population. It is concluded, that the thickness distribution of coal was affected by erosion of the freshly accumulated phytogenic material by currents which deposited the coarse-grained sandstones.

Cyclothem in the Łaziska beds

The cyclothem of the Łaziska beds consist of sediments deposited in two phases: the phase of accumulation of phytogenic sediments and the phase of accumulation of detrital sediments. Within the latter phase, the cyclic sedimentation is caused by autocyclic processes. However, the relation between the phytogenic and the detrital sediments remains the principal problem of cyclic sedimentation in a coal-bearing series.

The beginning of accumulation of phytogenic sediments follows a decrease of intensity of accumulation of detrital material (Table 6). The coal seams of the Łaziska beds contain very numerous claystone partings occurring locally. Their ubiquitous presence and the high ash content in the coal, often exceeding 20 per cent, suggest, that during the periods of accumulation of phytogenic material fine-grained detrital sediments were distributed by slow currents and deposited over the marsh, not interrupting seriously the accumulation of peat. During these periods there was no coarser material available within the sedimentary basin.

The coal seams are overlain by various clastic sediments: coarse- and fine-grained sandstones and claystones. Maps of thickness of the claystones overlying coal seams (Fig. 11, Fig. 12 and Fig. 13) show the presence of isolated zones of large thickness separated by elongated zones, where the claystone is absent, or its thickness is small. As the passage from the coal to the overlying claystone is very often gradual, it is concluded, that after the end of the phase of accumulation of the phytogenic material, the whole marsh area was covered by fine-grained detrital sediments. Subsequently a different flow regime was installed suddenly, and a new drainage system was created on the alluvial plain. New channels eroded the clays covering the peat, and locally scoured the peat itself, depositing coarse-grained sand over the alluvial plain.

Maps of sand percentage in the individual cyclothem (Fig. 14, Fig. 15, Fig. 16 and Fig. 17) show the presence of elongated zones, extending roughly in the north-south direction, in which the percentage of sandstone exceeds 90 per cent of the thickness of the whole cyclothem. These zone determine the areas in which the river channel laid for most of the time of the phase of accumulation of detrital sediments of a cyclothem, shifting rapidly across the alluvial plain.

In such areas the fine-grained floodplain deposits were eroded by the migrating channel, and uniform and fining upwards cycles are found there. Instead, in the areas where the percentage of sandstone in the

profile of a cyclothem is smaller, layers of fine-grained floodplain deposits are preserved, giving the composite character to the cycles.

The claystones present between thick sandstone beds contain rootlets, while large stems and trunks are frequent in the channel-deposited sandstones. Carbonized plant detritus is ubiquitous. This suggests, that the phases of accumulation of detrital sediments were not necessarily associated with climatic conditions unfavourable for plant vegetation. The phytogenic material was dispersed because of the high intensity of accumulation of detrital sediments.

The question whether the phase of accumulation of detrital sediments and the phase of accumulation of phytogenic sediments were mutually exclusive, or could operate simultaneously in various parts of the basin can not be answered definitely, as only a part of the original sedimentary basin of the Łaziska beds is preserved in the Upper Silesia Coalfield. Observations of splitting and wedging out of coal seams can throw some light on this problem, on the assumption that the observed relations between coal and detrital rocks are representative for the whole original basin.

The series of profiles of selected individual cyclothem (Fig. 18, Fig. 19 and Fig. 20) indicate that splitting of coal seams occur only on a small scale in the Łaziska beds. The partings in the coal consist mostly of claystone, while fine-grained sandstone is present exceptionally, and coarse-grained sandstone is entirely absent. This suggests that the deposition of the claystone partings occurring within the coal was not simultaneous with the deposition of the coarse-grained sandstone complexes separating the coal seams. The sandstone complexes contain thin and impersistent coals. The impersistence of these coals seems to be caused by erosion of peat by the migrating river channels. The original extent of the thin coal beds was probably larger than that observed recently, but the question whether they covered the whole basin, or only a part of it remains unanswered.

The above observations indicate clearly, that the sandstones separating the thick and persistent coal seams have a complex structure, which has been preserved only locally. In many places this complex structure has been homogenized, as erosion removed both the pelitic detrital sediments and the phytogenic sediments used in this study as boundary markers for cycles and cyclothem.

A different development is observed in the cyclothem between the seams 218 and 215 (Fig. 12 and Fig. 18). This cyclothem, complex in the western part of the area, passes to the north-east into a thinning wedge of fine-grained sediments. This indicates that regional variation of subsidence influenced strongly the processes of cyclic sedimentation.

Intermittent subsidence was regarded by many authors (e.g. Pruvost 1930) as the cause of cyclic sedimentation. Evidence from the Łaziska beds suggests, that the variation of subsidence rate was small.

As the thickness of the coal seams ranges up to 9 m, the original thickness of the peat layers amounted up to 90 m, assuming a 90 per cent reduction of thickness by compaction and carbonisation. Evidently during the deposition of such thick peat layers the basin subsided slowly and most probably at an approximately steady rate. The subsidence was fully compensated by the accumulation of the phytogenic sediment, and the depositional surface was maintained in a position favourable for continued plant growth. This delicate balance could be easily upset by

either a small decrease of the rate of accumulation of phytogenic sediments, or by a small increase of the rate of subsidence. In both cases an interruption of accumulation of the phytogenic material would result, as the depth of the water covering the marsh would become incompatible with plant growth (Bouroz 1958).

The compaction of thick peat layers began only under the burden of the first layer of detrital sediment. The compaction of peat under its own weight is small and may be neglected (Thiaden and Haites, 1944). Instead, during the phase of accumulation of detrital sediments the compaction of peat played a major role in the lowering of the depositional surface. A reduction of the water content from 90 per cent in the peat to 50 per cent in brown coal caused a reduction of the original thickness of the peat layer by 80 per cent (Fig. 21). Further lowering of the depositional surface was due principally to subsidence.

The phases of accumulation of detrital sediments were characterized by an increased competency and sediment load of the flow, in comparison with those existing during the phases of accumulation of phytogenic material. In the opinion of the authors this was caused by intermittent diastrophic uplift of the northern margin of the basin. Direct evidence of such uplift is provided by the presence of pebbles of Namurian coal in the coarse-grained sandstones of the Łaziska beds (Dembowski and Jachowicz 1960, 1964). As pointed out by Bott (1964), intermittent diastrophic uplift can be expected in a situation when the uplifted area forming the source of clastic material is separated from the subsiding sedimentary basin by a fault zone, along which the stresses accumulate and are released when exceeding a critical value.

Thus the cyclic recurrence of detrital and phytogenic sediments in an alluvial environment can be explained by diastrophic control, i.e. an allocyclic mechanism. The cyclic sedimentation within the phase of accumulation of detrital sediments can be satisfactorily explained by autocyclic mechanism alone.

*Geological Institute
Upper Silesia Branch
Sosnowiec
Department of Geology
Jagellonian University
Kraków*

translated by R. Unrug