

Szczepan J. PORĘBSKI\*

## SEDYMENTACJA UTWORÓW GÓRNEGO DEWONU I DOLNEGO KARBONU DEPRESJI ŚWIEBODZIC (SUDETY ZACHODNIE)\*\*

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	102
Wstęp . . . . .	102
Zarys budowy geologicznej . . . . .	103
Tektonika . . . . .	103
Litologia i stratygrafia . . . . .	103
Metoda i terminologia . . . . .	106
Litostratygrafia . . . . .	107
Formacja z Pogorzały (fm) . . . . .	107
Ogniwo zlepieńca z Lipiny (og) . . . . .	109
Formacja z Pelcznicy (fm) . . . . .	110
Formacja zlepieńca z Książa (fm) . . . . .	111
Formacja zlepieńca z Chwaliszowa (fm) . . . . .	112
Opis i interpretacja litofacji . . . . .	113
Facja A. Mułowce masywne . . . . .	113
Facja B. Frakcjonowane i laminowane mułowce pylaste . . . . .	113
Facja C. Mułowce z laminacją riplemarkową . . . . .	114
Facja D. Drobnziarniste piaskowce frakcjonowane i laminowane . . . . .	117
Facja E. Gruboziarniste piaskowce frakcjonowane i masywne . . . . .	120
Facja F. Piaskowce zlepieńcowate warstwowe . . . . .	121
Facja G. Parazlepieńce i plastycznie zdeformowane mułowce . . . . .	122
Facja H. Ortozlepieńce . . . . .	124
Facja I. Zlepieniec onkoidowy . . . . .	140
Facja J. Mułowce z soczewami wapieni . . . . .	143
Asocjacje litofacjalne . . . . .	146
Asocjacja I . . . . .	146
Asocjacja II . . . . .	146
Asocjacja III . . . . .	151
Asocjacja IV . . . . .	151
Asocjacja V . . . . .	155
Sekwencje asocjacji litofacjalnych . . . . .	157
Paleoprądy i obszar źródłowy . . . . .	162
Kierunki paleoprądów . . . . .	162
Obszar źródłowy . . . . .	164
Stosunek zlepieńców polimiktycznych do zlepieńców gnejsowych . . . . .	165
Środowisko sedymentacji . . . . .	167
Interpretacja asocjacji litofacjalnych . . . . .	169
Lateralna zmienność w typach gradacji w obrębie litosomu zlepieńców resedymentowanych . . . . .	172
Paleogeografia i związek sedymentacji z tektoniką . . . . .	177
Literatura . . . . .	179
Świebodzice succession (Upper Devonian – lowest Carboniferous; Western Sudetes); a prograding, mass-flow dominated fan-delta complex . . . . .	185

\* Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, 31-002 Kraków, ul. Senacka 3.

\*\* Praca wykonana w ramach planu międzyresortowego HR I-16.

## Streszczenie

Depresja Świebodziec jest fragmentem wczesnowaryscyjskiego - morskiego basenu sedymentacyjnego o charakterze zapadliska tektonicznego, który powstał na północnym przedpolu gnejsowego bloku Gór Sowich i w okresie późnego dewonu i wczesnego karbonu został wypełniony terygenicznymi gruboklastycznymi utworami o niskiej dojrzałości teksturalno-petrograficznej i o łącznej miąższości wynoszącej co najmniej 3500 m. W obrębie tych utworów wyróżniono 10 litofacji, które zinterpretowano z punktu widzenia mechanizmów transportu i procesów depozycyjnych. Litofacje te zgrupowano następnie w 5 asocjacji litofacyjnych, których genezę przypisano określonym subsrodowiskom systemu depozycyjnego.

Sukcesja Świebodziec reprezentuje utwory podwodnych partii delt stożkowych zasilanych przez stożki aluwialne rozwinięte na przedpolu aktywnej skarpy uskokowej, która ograniczała basen od południa i południowego zachodu. Sedymentacja w podwodnych częściach skłonów deltowych była zdominowana przez grawitacyjne spływy masowe o wysokiej koncentracji i prądy zawieszinowe generowane zarówno przez okresowe napływy wód lądowych przeciążonych materiałem klastycznym, jak i procesy osuwiskowe w podwodnych i nadwodnych partiach nasypów deltowych. Sugeruje się, że

w obrębie aktywnych żwirowych lobów depozycyjnych wkraczających na drobnoziarniste osady dna basenu następstwo typów gradacji w ławicach zlepionych w dół prądu jest następujące: ławice odwrotnie frakcjonowane, masywne, z gradacją pensymetryczną i z gradacją normalną. Wachlarzowaty system paleoprądów w kierunku NNE oraz skład petrograficzny otoczek wskazują na dostawę materiału klastycznego z bloku sowiogórskiego i hipotetycznego masywu południowego. Materiał polimiktyczny pochodzący z erozji masywu południowego był dostarczany do basenu przez cały okres sedymentacji sukcesji Świebodziec, natomiast erozja kry sowiogórskiej rozpoczęła się na większą skalę w późnym famenie. Cykliczne występowanie megasekwencji o ziarnie wzrastającym w górę (miąższość 80–130 m) w profilu pionowym sukcesji jest interpretowane jako wynik periodycznej progradacji nasypów deltowych wywołanej okresowym wzrostem dostawy materiału klastycznego w efekcie pulsacyjnych ruchów podnoszących w obszarze źródłowym. Genezę cykli o małej skali (miąższość 5–30 m) zarówno o ziarnie wzrastającym, jak i malejącym w górę przypisuje się autocyklicznemu mechanizmowi rozbudowywania i zamierania aktywności poszczególnych lobów depozycyjnych.

## WSTĘP

Depresja Świebodziec jest jedną z najmniejszych jednostek geologicznych Sudetów Zachodnich (fig. 1). Jednostka ta ma charakter synklinorium, które jest zbudowane niemal w całości z klastycznych nie zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu i najniższego karbonu. Do niedawna powszechnie akceptowano pogląd, że depresja Świebodziec jest fragmentem wczesnowaryscyjskiego zapadliska śródgórskiego, które w czasie późnego dewonu i wczesnego karbonu było miejscem gromadzenia się gruboklastycznych produktów erozji gnejsowego bloku Gór Sowich i masywów kaledońskich, w skład których wchodził łańcuch Gór Prakaczawskich (Bederke 1924, 1929; H. Teisseyre 1957, 1968 i wielu innych).

Pogląd ten zakwestionowała Urbanek (1975, s. 170), która na podstawie obecności późnodewońskiej fauny konodontowej w epimetamorficznym piętrze strukturalnym Gór Kaczawskich wysnuła m. in. wniosek, że utwory górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodziec nie mogą reprezentować synorogenicznej molasy złożonej w rowie przedgórskim łańcucha kaczawskiego. Na podstawie ostatnich badań stratygraficznych, które udokumentowały obecność utworów górnego wżenu w metamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich, uważa się, że fałdowanie tego

kompleksu miało miejsce nie wcześniej niż w fazie sudeckiej (Chorowska 1978).

Przytoczone powyżej wyniki ostatnich odkryć stratygraficznych w strukturze kaczawskiej zmieniły w zasadniczy sposób poglądy na historię geologiczną tej części Sudetów i wskazały na potrzebę przeprowadzenia analizy sedymentologicznej utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodziec. Należy dodać, że do tej pory nie prowadzono tu szczególnych badań sedymentologicznych, a dotychczasowe prace koncentrowały się głównie na problematyce stratygraficznej, tektonicznej i petrograficznej (m. in. Pawlik 1939; H. Teisseyre 1956a, 1957, 1968; Gunia 1962, 1966, 1968; Łydka 1963).

Niniejsza praca zawiera opis utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodziec oraz próbę rekonstrukcji środowiska ich sedymentacji. Zagadnienia petrograficzne przedstawiono skrótowo, bowiem szczegółowe studium petrografii badanych utworów będzie przedmiotem osobnej publikacji (M. Lorenc, S. J. Porębski – praca w przygotowaniu). Do analizy sedymentologicznej konieczne okazało się uzupełnienie i ujednoczenie dotychczasowej nomenklatury litostratygraficznej, stąd też praca zawiera również projekt formalnego podziału litostratygraficznego badanych utworów.

## ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

## TEKTONIKA

Depresja Świebodziec (H. Teisseyre 1956a, 1968) jest oddzielona od sąsiednich jednostek geologicznych wyraźnymi dyslokacjami (fig. 1). Od południa uskoku Szczawienka oddziela ją od prekambryjskich gnejsów sowiogórskich; południowo-zachodnią granicę stanowi dyslokacja Strugi, wzdłuż której utwory depresji są nasunięte na kulm niecki śródsudeckiej. Północno-wschodnia granica przebiega wzdłuż uskoku sudeckiego brzeźnego, natomiast od północy na utwory depresji nasunięte są jednostki metamorficzne dolnego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich.

Tektonika depresji Świebodziec (fig. 2) jest skomplikowana, szczególnie w obszarze północnym w strefie kontaktu z metamorfikiem kaczawskim. Południowo-wschodnią część depresji tworzy synklinalny blok Pogorzały zbudowany ze skał dewońskich. W kierunku północnym blok Pogorzały jest nasunięty na zlepieńce górnego dewonu i dolnego karbonu synkliny Lubiechowa. Zlepieńce te budują także środkową i zachodnią część depresji; biegi warstw są tutaj zbliżone do kierunku równoleżnikowego, a upady strome, nawet pionowe. W południowo-zachodniej części tego obszaru zaznacza się synklina, zwana synkliną Szczawienka, której oś leży na przedłużeniu synklinalnego bloku Pogorzały. Synklina Szczawienka jest ścięta przez element Strugi mający charakter megabrekcji tektonicznej, zbudowanej z piaskowców, mułowców i diabazów. Element ten, uważany za fragment podłoża serii osadowych depresji, jest ograniczony uskokami i wyciśnięty ku górze wzdłuż nasunięcia Strugi (J. Teisseyre 1962). Depresja jest poprzecinana licznymi uskokami o kierunku sudeckim (NW–SE) oraz prostopadłymi i skośnymi do niego.

Sfałdowanie i blokowe wypiętrzenie utworów depresji miało miejsce przed osadzeniem się najniższych formacji niecki śródsudeckiej (górnego turneju?), na co wskazuje obecność skał typowych dla depresji Świebodziec w formie otoczek w obrębie najstarszych zlepieńców kulmu śródsudeckiego (H. Teisseyre 1960, 1968).

## LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Sumaryczna, znana miąższość utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodziec jest szacowana na 3300–4500 m. W połud-

niowej części depresji utwory te spoczywają przypuszczalnie na bloku sowiogórskim (Bederke 1929; H. Teisseyre 1956a, b). Pionowy profil tych utworów — zwany dalej krótko sukcesją Świebodziec — różnicuje się wyraźnie na dwie części.

Część dolna (1200–1500 m) w obrębie synklinalnego bloku Pogorzały składa się z gruboławicowych polimiktycznych zlepieńców przewarstwionych mięszymi pakietami mułowców i piaskowców ze sporadycznymi soczewami wapieni biogenicznych, natomiast w części północnej depresji jest reprezentowana przez warstwy mułowców, pyłowców i piaskowców.

Część górna (2000–3000 m) jest zbudowana z gruboławicowych grubooczakowych zlepieńców przelawicowanych piaskowcami gruboziarnistymi i bardzo rzadko cienkimi warstwami pyłowców i mułowców. W obrębie tej części sukcesji H. Teisseyre (1949, 1957), na podstawie różnic w składzie petrograficznym otoczek, wyróżnił dwie facje: wschodnią, w której dominują otoczki gnejsów sowiogórskich (zlepieńce z Książa), oraz zachodnią o polimiktycznym składzie zlepieńców (zlepieńce z Chwaliszowa).

W obrębie dolnej części sukcesji udokumentowano faunistycznie utwory najwyższej części górnego franu oraz dolnego i górnego famenu, aczkolwiek należy przypuszczać, że reprezentowane są tutaj wszystkie piętra famenu (Gunia 1968; Pawlik 1939). W utworach górnej części sukcesji, w zlepieńcach z Książa, znaleziono dotychczas tylko szczątki *Lepidodendron* sp. (F. Zimmerman 1936). Na podstawie obecności otoczek zlepieńców z Chwaliszowa w najstarszych zlepieńcach dolnego karbonu niecki śródsudeckiej reprezentujących piętro *Pericyclus* (Bederke 1929) oraz przestrzennego stosunku zlepieńców z Książa do faunistycznie udokumentowanych utworów górnego dewonu zlepieńce górnej części sukcesji Świebodziec zalicza się do dolnego turneju, a lokalnie być może do górnego dewonu (H. Teisseyre 1968, 1976; Gunia 1966, 1968).

Pierwsze wzmianki o seriach skalnych depresji Świebodziec pojawiły się już w literaturze geologicznej pierwszej połowy ubiegłego wieku. Wyczerpujący przegląd wyników prac dotyczących geologii tego obszaru podał Gunia (1968, s. 116–129), a większość z nich jest cytowana w dalszych częściach tej pracy. Większość badaczy wyraziła pogląd o płytkomorskim względnie deltowo-morskim środowisku depozycji utworów dolnej części



Fig. 1

Szkic geologiczny depresji Świebodzińskiej (wg H. Teisseyre'a 1968; częściowo zmienione i uzupełnione)

1 - dolny karbon niecki śródsudeckiej; 2-8 - górny dewon i dolny karbon depresji Świebodzińskiej z Chwaliszowa (zlepienie gnejsowe), 3 - formacja zlepienia z Książa (zlepienie gnejsowe), 4 - formacja z Petcznicy (muloce, pyłowe, piaskowe); 5-8 - formacja z Pogorzała; 5 - zlepienie polimiktyczne, piaskowe, 6 - muloce, pyłowe, piaskowe, 7 - wapienie, 8 - ognio zlepienia z Lipiny (zlepienie polimiktyczne, piaskowe); 9 - metamorfik kaczawski (nie rozdzielony); 10 - blok górnego Górnicy; 11 - uskoki i nasunięcia: uSb - uskoki sudeckie-brzeskie, uSz - uskoki Szczaławienka, uS - uskoki Strugi

Geological sketch-map of Świebodziński Depression (without Quaternary cover; after H. Teisseyre 1968, partly changed and complemented)

1 - Lower Carboniferous of Intrasudetic Basin; 2-8 - Upper Devonian and Lower Carboniferous of Świebodziński Depression (polymictic conglomerates, sandstones), 3 - Książ Conglomerate Formation (gneiss-bearing conglomerates, sandstones), 4 - Petcznica Formation (mudstones, siltstones, sandstones), 5-8 - Pogorzala Formation: 5 - polymictic conglomerates, coarse sandstones, 6 - mudstones, siltstones, fine sandstones, 7 - limestones, 8 - Lipina Conglomerate Member (conglomerates, sandstones); 9 - Palaeozoic, low-rank metamorphosed rocks of Góry Kaczawskie (Mis), 10 - Precambrian Gneissic Block of Góry Kaczawskie (Mis), 11 - faults and thrusts. Boundary dislocations: uSb - Sudetic Marginal Fault, uSz - Szczaławienko Fault, uS - Suługa Fault



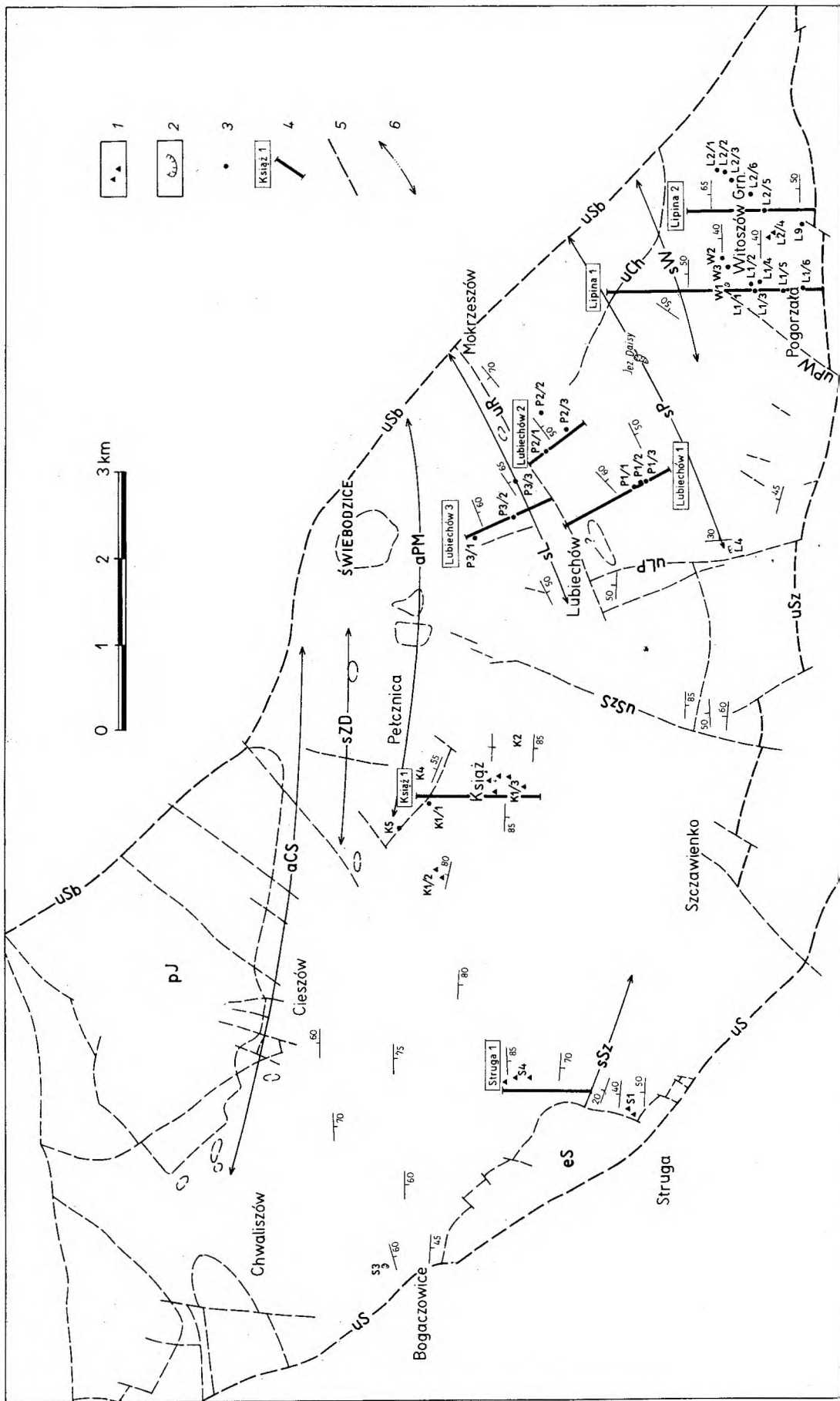


Fig. 2

Szkiełko tektoniczny depresji Świebodzić wraz z lokalizacją zgeneralizowanych profili i poszczególnych odsłonięć

1 - skałki, 2 - nieczynne łomy, 3 - inne odsłonięcia, 4 - profile zgeneralizowane; 5 - uskoki i nasunięcia; 6 - osie fałdów, uSb - uskoki Szczażawienka; uSz - uskoki Szczawienka; uS - uskoki Strugi; uSzS - uskoki Szczażawienko - Świebodzić; uLP - uskoki Lubiechów - Pomatów; uR - uskoki Radonia; uPW - Uskok Pogorzała - Witoszów; uCh - uskoki Chłodnia, pJ - płat Jaskulnia, eS - horst Strugi; aCS - antykлина Cieszów - Świebodzić; sZD - synklina Żimnego Dworu; aPM - antykлина Petcznica - Mokrzeszów; sL - synklina Lubiechowa; sP - synklina Pogorzała; sW - synklina Witoszowa

Index map showing location of main structural elements, lines of generalized profiles and exposures mentioned in text

1 - rocks, 2 - abandoned quarries, 3 - other exposures, 4 - generalized profiles, 5 - faults and thrusts, 6 - fold axes; uSb - Sudectic Marginal Fault; uSz - Szczażawienko Fault; uS - Struga Fault; uSzS - Szczażawienko - Świebodzić Fault; uLP - Lubiechów - Pomatów Fault; uR - Radonia Fault; uCh - Chłodnia Fault; pJ - Jaskulnia thrust sheet; eS - Struga uplift; aCS - Cieszów - Świebodzić Antycline; sZD - Żimny Dwór Syncline; aPM - Petcznica - Mokrzeszów Antycline; sL - Lubiechów Syncline; sP - Pogorzała Syncline; sW - Witoszów Syncline

sukcesji Świebodzie, natomiast górna część sukcesji ma reprezentować utwory stożków napływowych, które były usypywane na przedpolu podnoszących się masywów kaledońskich i kry sowiogórskiej

(m. in. Cramer *et al.* 1924; Bederke 1924, 1929; Pawlik 1939; H. Teisseyre 1956b, 1957; Gunia 1962, 1966, 1968; Łydka 1963).

## METODA I TERMINOLOGIA

Rekonstrukcja warunków sedymentacji utworów sukcesji Świebodzie jest utrudniona z kilku powodów. Odslonięcia, na ogół niezbyt dobre, rozkładają się geograficznie w sposób nierównomierny i rzadko pozwalają na prowadzenie szczegółowych obserwacji w skałach drobnoziarnistych. Brak litologicznych horyzontów korelacyjnych, ograniczone znaczenie stratygraficzne nielicznych szczątków organicznych oraz złożona budowa tektoniczna depresji praktycznie uniemożliwiają dokonanie korelacji pomiędzy zmierzonymi profilami i tym samym w zasadniczy sposób ograniczają możliwość poprawnego określenia relacji przestrzennych między poszczególnymi jednostkami litostratygraficznymi, wyróżnionymi w obrębie utworów sukcesji Świebodzie.

Do rekonstrukcji środowiska sedymentacji badanych utworów zastosowano konwencjonalną dwustopniową technikę analizy facjalnej (por. np. Walker 1966; Collinson 1969). W praktyce sedymentologicznej termin litofacja (także facja) stosuje się zwykle do homogenicznego ciała skalnego różniącego się od skał otaczających sumą cech fizycznych, chemicznych i biologicznych. W niniejszej pracy podziału na litofacje (dalej krótko – facje) dokonano na podstawie różnic w litologii, teksturze i zespole struktur sedymentacyjnych, które to różnice wykrywano podczas analizy polowej (por. De Raaf *et al.* 1965). Poszczególne facje, zinterpretowane głównie z punktu widzenia procesów depozycyjnych, zgrupowano następnie w genetycznie związane zespoły (asocjacje facjalne), które z kolei zinterpretowano jako wytwory określonych subs środowisk systemu depozycyjnego.

Większość danych sedymentologicznych, które posłużyły do wyróżnienia facji, przedstawiono graficznie na szczegółowych profilach odsłoneń. Tam, gdzie było to możliwe, profile szczegółowe zlokalizowano na profilach zgeneralizowanych skonstruowanych głównie na podstawie ciągów obserwacyjnych w zwietrzelinie (lokalizacja odsłoneń i profili zgeneralizowanych jest podana na fig. 2).

Podczas analizy utworów zlepionych w pobliżu miejsca pomiaru miąższości ławicy (BTH), na powierzchni około 2–5 m<sup>2</sup>, mierzono najdłuższe osie 10–15 otoczek (z wyłączeniem

klastów intraformacyjnych), z których średnia (MPS) stanowi miarę maksymalnej wielkości klastów w ławicy. Wizualnie określano średnią wielkość otoczek, natomiast procentowy udział masy wypełniającej (Mx; piasek i żwirek) przez porównanie z wzorcem (Folk *et al.* 1970, fig. 3). Dla niektórych ławic wartość tę otrzymano przez bezpośredni pomiar liniowy.

Na podstawie stosunku masy wypełniającej do szkieletu ziarnowego złożonego z otoczek wyróżniono cztery klasy teksturalne (por. fig. 12) upraszczając nieco klasyfikację zastosowaną przez Cliftona (1973). Praktycznie 50% masy wypełniającej przyjęto za wartość graniczną pomiędzy zlepionymi o zwartym i rozproszonym szkielecie ziarnowym, chociaż w rzeczywistości granica ta ulega znacznym wahaniom. Obtoczenie otoczek określono wizualnie przez porównanie z pięciostopniowym wzorcem Pettijohna (1975, fig. 3–24), a stopień obtoczenia wyliczono wykorzystując wartości środkowych przedziałów obtoczenia podane przez tego samego autora (*op. cit.*, tab. 3–9).

Większość ławic szkicowano schematycznie w celu zobrazowania pionowej i obocznej zmienności wymienionych cech. Gradację wielkości klastów w kilkunastu ławicach przedstawiono w sposób półilościowy stosując metodę Walkera (1975). Ogółem w podany sposób zmierzono około 600 ławic zlepionych.

W pojedynczych ławicach mierzono orientację otoczek płaskich i płaskoelipsoidalnych o wielkości osi najdłuższych 32–128 mm; liczebność próbki wahała się od 40 do 100. Mierzono azymuty i kąty zapadu płaszczyzn AB (największy przekrój). Na otoczkach płaskich w stosunku osi A/B większym niż 1,5 oraz otoczkach wrzecionowatych dokonywano także pomiarów orientacji osi A. Orientację otoczek płaskich, określoną przez położenie normalne do płaszczyzny AB, przedstawiono graficznie na górnej półkuli siatki Szmida. Dla większości prób operacje związane z rotacją eliminującą wychylenie tektoniczne oraz konstrukcje diagramów konturowych były wykonywane przez maszynę cyfrową Odra 1305 z zastosowaniem programu komputerowego opublikowanego przez Peronia i Nemeca (1977).

Znaczny stopień lityfikacji skały, szczególnie w przypadku zlepieńców o rozproszonym szkielecie ziarnowym, ogranicza możliwości pomiarowe. Stąd też orientację otoczków zimbrykowanych zmierzono tylko w 116 próbach (ławicach). Statystyki rozkładów kierunków paleoprądów (wyznaczonych na podstawie imbrykacji otoczków) dla poszczególnych formacji wyliczono metodą Curray'a (1956). Pomiarów orientacji laminacji przekątnej w mułowcach z warstwowaniem soczewkowym i falistym oraz drobnoziarnistych piaskowcach dokonano na próbach zorientowanych (101 pomiarów).

Terminy orto- i parazlepieńce są tutaj użyte w nieco innym sensie niż jest to na ogół przyjęte (porównaj Pettijohn 1975, s. 164). Terminem ortozlepieńce określono zlepieńce, których masę wypełniającą stanowi piaskowiec, natomiast termin

parazlepieńce zastosowano do zlepieńców cechujących się przewagą w masie wypełniającej frakcji pylasto-ilastej nad frakcją piaszczystą. Obie odmiany mogą mieć zarówno zwarty, jak i rozproszony szkielet ziarnowy. Tak zdefiniowane terminy nie mają implikacji genetycznych.

Termin cykl jest używany tutaj w bardzo ogólnym sensie, tak jak proponują Duff, Hallam i Walton (1967, s. 3). Pionowa zmienność maksymalnej wielkości otoczków (MPS) jest podstawą do wyróżniania sekwencji o ziarnie wzrastającym w górę (CU – coarsening upwards) lub sekwencji o ziarnie zmniejszającym się (FU – fining upwards). Sekwencje takie, gdy powtarzają się w profilu pionowym, są nazywane cyklami. Cykle o ziarnie wzrastającym w górę mogą cechować się w górnej 1/3 miąższości zmniejszaniem się grubości ziarna.

## LITOSTRATYGRAFIA

W obrębie utworów górnego dewonu i niższego karbonu depresji Świebodziec wydzielono pięć jednostek litostratigraficznych, z których dwie zostały wyróżnione po raz pierwszy. Korelację między nimi można było przeprowadzić głównie na podstawie podobieństwa litologicznego, a tylko w nielicznych przypadkach na podstawie przesłanek biostratigraficznych, dlatego też schemat przestrzennych relacji między wyróżnionymi jednostkami (fig. 3) jest w znacznej mierze hipotetyczny.

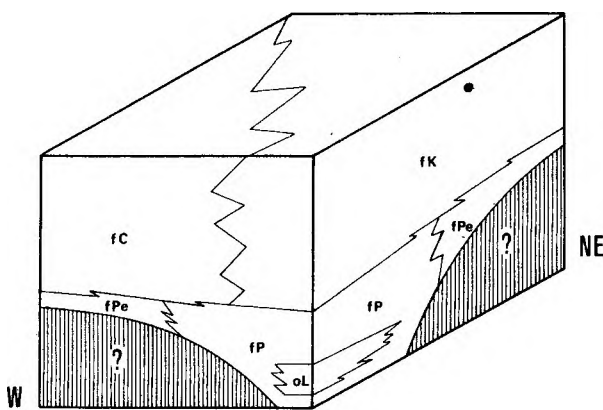


Fig. 3

Schemat hipotetycznych relacji przestrzennych między jednostkami litostratigraficznymi sukcesji Świebodziec

fP – formacja z Pogorzały; oL – ogniwo zlepieńca z Lipiny; fPe – formacja z Pelcznicy; fK – formacja zlepieńca z Książa; fC – formacja zlepieńca z Chwaliszowa

Scheme of hypothetical spatial relationships between lithostratigraphic units of Świebodzice succession

fP – Pogorzala Formation; oL – Lipina Conglomerate Member; fPe – Pelcznica Formation; fC – Chwaliszów Conglomerate Formation; fK – Książ Conglomerate Formation

### FORMACJA Z POGORZAŁY (fm)

Nazwa: nowa, od wsi Pogorzała położonej w południowo-wschodniej części depresji (fig. 1).

Obszar typowy: dolina Potoku Witoszowskiego pomiędzy Pogorzałą a Witoszowem Górnym (fig. 26, 28, 29).

Hipostratotypy: odsłonięcia na północnych stokach wzgórz Witosz i Czepiec (fig. 30, 31); w dolinie potoku płynącego pomiędzy wzgórzami Lipina i Mrowina (fig. 27); wyrobisko nieczynnego kamieniołomu w Mokrzeszowie – tzw. jezioro Daisy (fig. 24; por. też H. Teisseyre 1956b, fig. 1; Gunia 1968, tab. VI).

Podział: w dolnej części formacji wyróżniono ogniwo zlepieńca z Lipiny.

Miąższość: minimum 1300 m.

Litologia: ciemnostalowe, czarne, rzadziej zielonkawe, silnie skonsolidowane mułowce, podrzędne łowce, naprzemianlegle warstwowane z ciemnoszarymi, rzadziej żółtawymi, cienkoławicowymi piaskowcami i pyłowcami. Stosunek miąższości piaskowca do mułowca wynosi na ogół 1/3, rzadko dochodzi do 1/1. Piaskowce – to drobno i średnioziarniste, rzadziej grubsze, słabo wysortowane arenity lityczne, rzadziej waki lityczne. W obrębie pakietów piaskowcowo-mułowcowych występują warstwy i kartowalne soczewy utworów piaskowcowo-zlepieńcowych o miąższościach od kilku do kilkudziesięciu metrów (maksymalnie do około 40 m). Wśród zlepieńców przeważają odmiany o zwartym szkielecie ziarnowym; wielkość frakcji średnio w granicach 32–128 mm; rozmiary

Tabela 1

Skład petrograficzny zlepieńców sukcesyj Świebodzie [%]  
Conglomerate petrography of Świebodzice succession [%]

Formacja Formation	Formacja z Pogorzały Pogorzala Formation						Formacja zlepieńca z Chwaliszowa Chwaliszów Conglomerate Formation			Formacja zlepieńca z Książa Książ Conglomerate Formation																																																														
	16-64		65-256		16-64		65-256		16-64		65-256																																																													
	zakres range	średnia mean	zakres range	średnia mean	zakres range	średnia mean	zakres range	średnia mean	zakres range	średnia mean	zakres range	średnia mean																																																												
Liczba prób Sample number	40												20						26																																																					
Frakcja Clast size grade [mm]	16-64												65-256						16-64						65-256																																															
Składniki Components	zakres range												średnia mean						zakres range						średnia mean																																															
Kwarcyty, łupki kwarcytowe Quartzites, quartzite schists	7,0-55,2												15,5						7,4						5,8						9,2						2,5-14,0						6,5																													
Spility, diabazy Spilites, diabases	0,0-22,2												6,1						0,9						0,0-2,0						1,3						0,0-2,7						0,0-2,8						0,2																							
Zieleńce, łupki chlorytowe Greenschists, chlorite schists	0,0-48,4												14,3						8,0						0,0-18,5						8,6						0,0-5,0						0,0-5,0						0,3																							
Ryodacyty, dacyty, trachity Rhyodacites, dacites, trachites	0,0-16,7												4,4						3,5						0,0-5,2						3,1						0,0-3,2						0,0-2,0						0,3																							
Łupki lyszczykowe Mica schists	1,4-9,6												4,5						2,4						0,0-6,1						1,7						0,0-9,3						1,4						0,0-8,7						2,0																	
Lidyty Lydites	0,0-7,7												0,7						1,4						0,0-4,0						0,3						0,0-3,0						0,2						0,0-3,0						0,4																	
Kwarc żyłowy Vein quartz	2,0-40,3												17,8						3,5						2,3-31,8						11,0						1,0-5,6						3,8						1,3-35,9						18,6						2,8-11,1						5,4					
Gnejsy Gneisses	2,8-20,0												9,8						5,8-30,7						14,7						15,0-73,1						25,1						6,6-40,7						28,0						34,0-85,0						54,6											
Jasoszare granity, pegmatyty, apłity Light-gray granites, pegmatites, aplites	0,0-10,8												5,9						0,0-27,6						11,1						0,0-20,0						14,8						2,0-49,0						27,4						9,0-36,0						22,0											
Wapień Wapenite	0,0-28,1												3,2						0,0-40,0						3,7						0,0-10,2						1,7						0,0-74,0						5,9						0,0-83,0						1,3											
Wapienie Limestones	0,0-14,7												2,9						0,0-9,6						2,1						0,0-75,0						9,3						0,0-10,0						1,6						0,0-13,9						2,2											
Mulowce, pyłowce Mudstones, siltstones	0,0-31,4												10,4						0,0-45,4						10,8						3,5-30,0						20,0						0,0-20,0						5,8						0,0-8,0						2,6											
Piaskowce Sandstones	0,0-3,8												0,8						0,0-11,7						2,8						0,0-4,0						3,1						-						-						0,0-2,8						0,1											
Zlepieńce Conglomerates	0,0-4,6												0,4						0,0-5,2						0,7						-						-						-						-						-						-											
Hornfelsy Hornfelses	0,0-2,4												0,1						0,0-4,3						0,3						0,0-1,5						0,1						0,0-3,0						0,2						0,0-8,4						1,4											
Gabro Gabbro	0,0-1,8												0,1						0,0-4,3						0,2						0,0-2,2						0,1						0,0-3,0						0,2						0,0-4,0						0,2											
Amfibolity Amphibolites	0,0-2,8												0,1						0,0-3,0						0,2						0,0-1,0						0,1						-						-						-						-											
Różowe granity Pink granites	0,0-5,8												0,4						0,0-7,0						5,2						0,0-5,0						0,6						0,0-5,0						0,3						-						-											
Kataklastyty, brekcje, marmury, inne i nieoznaczone Cataclastites, breccias, marbles, others and undetermined	0,0-5,8												0,4						0,0-7,0						5,2						0,0-5,0						0,6						0,0-5,0						0,3						-						-											

otoczków rzadko dochodzą do 60 cm (głównie bloki gnejsów, granitognejsów i migmatytów); masę wypełniającą stanowią słabo wysortowane, grubo i średnioziarniste arenity lityczne. Skład petrograficzny otoczków jest bardzo urozmaicony (tab. 1); w niektórych ławicach znaczny udział mają otoczki skał osadowych (piaskowce, mułowce, drobnotoczakowe zlepieńce i wapienie), a udział ich w obszarze typowym wzrasta w górę w profilu formacji. Klasy wapieni zawierają faunę dolnego i środkowego franu (Gunia 1962, 1968, tab. 2, poz. 2, 3). Z wyjątkiem wapieni, mułowców i kwarcu otoczki innych skał wykazują dobry stopień obtoczenia. Rzadko w obrębie pakietów mułowców występują partie margliste zawierające soczewy ciemnostalowych wapieni (głównie biomikrudyty) z bogatą fauną koralowo-brachiopodową.

Granice: dolna granica nieznana; w południowej części bloku Pogorzały najstarsze, odsłonięte na powierzchni utwory formacji kontaktują tektonicznie z gnejsami sowiogórskimi. W osiowej partii synkliny Pogorzały formacja jest przykryta zlepieńcami gnejsowymi i piaskowcami formacji z Książa; kontakt (przypuszczalnie sedymentacyjny) nie jest odsłonięty.

Skamieniałości i wiek: w mułowcach częste są małże, małżoraczki, tentakulity, ramienionogi i ortocerasy, a goniatyty należą do rzadko spotykanych; w wapieniach dominują koralce i ramienionogi. W piaskowcach powszechne są szczątki redeponowanej flory. Kompletną listę fauny znalezionej w utworach zaliczonych tu do formacji z Pogorzały przedstawił Gunia (1968, tab. 2, poz. 10–50). Na podstawie dokumentacji faunistycznej i wniosków stratygraficznych Guni (1962, 1968; por. też Pawlik 1939) można określić wiek formacji z Pogorzały na górny fran–famen.

Występowanie: synkлинаlny blok Pogorzały (fig. 1, 2). W rejonie Szczawienka zlepieńce formacji z Pogorzały graniczą z polimiktycznymi zlepieńcami formacji z Chwaliszowa. Strefa kontaktowa jest uboga w odsłonięcia, dlatego też do celów kartograficznych za linię graniczną przyjęto uskoki Szczawienko–Świebodzice, zgodnie z mapą H. Teisseyre'a (1968). Skład petrograficzny zlepieńców obu tych formacji jest podobny, aczkolwiek zlepieńce z Chwaliszowa są wzbogacone w otoczki gnejsów i skał osadowych (por. tab. 1).

#### OGNIWO ZLEPIEŃCA Z LIPINY (og)

Nazwę zlepieńce z Lipiny wprowadził H. Teisseyre (1960) dla sekwencji piaskowcowo-zlepieńco-

wej budującej wzgórze Lipina i ciągnącej się równoleżnikowym pasem na wschód od uskoku sudeckiego brzeźnego.

Nazwa: od wzniesienia Lipina (466 m n.p.m.), położonego na wschód od Pogorzały (fig. 1).

Obszar typowy: zachodnie i wschodnie zbocza Lipiny (fig. 26; 27, L2/4–6).

Miąższość: 450–530 m.

Litologia: drobno- i grubootoczkowe, gruboławicowe, słabo wysortowane zlepieńce, piaskowce zlepieńcowate przewarstwione nieciągłymi ławicami piaskowców grubo- i średnioziarnistych, frakcjonowanych lub masywnych. Wśród zlepieńców przeważają odmiany o zwartym szkielecie ziarnowym; w składzie petrograficznym dominują dobrze obtoczone klasy kwarcytów, spilitów, zielenców, gnejsów oraz różnych łupków epimeta-morficznych. W profilu pionowym ogniwa zaznacza się wzrost udziału otoczków zmetamorfizowanych wulkanitów głównie kosztem kwarcytów. W dolnej części ogniwa częste są przelawicenia ciemnostalowych mułowców i drobnoziarnistych piaskowców, natomiast w jego górnych częściach przewarstwienia osadów drobnoziarnistych należą do rzadkości.

Granice: poniżej i powyżej występują mułowce i drobnoziarniste piaskowce formacji z Pogorzały, które w dolnej części ogniwa tworzą miąższe, soczewkowate przewarstwienia będące wynikiem obocznego ząębienia się drobnoziarnistych facji formacji z Pogorzały z utworami gruboklastycznymi, wyróżnionymi tutaj jako ogniwo zlepieńca z Lipiny. W obszarze typowym w profilu Potoku Witoszowskiego dolna granica ogniwa ma charakter stopniowej zmiany litologicznej od mułowców poprzez strefę naprzemianległych przewarstwień pakietów piaskowcowo-mułowcowych z ławicami zlepieńców do grubootoczkowych zlepieńców z nielicznymi wkładkami piaskowców. Dolną granicę ogniwa przyjęto arbitralnie w spągu pierwszej ławicy zlepieńca (około 30 m powyżej dyslokacji Szczawienka). Górna granica ogniwa przebiega wzdłuż ostrej zmiany litologicznej i została ustalona w stropie ławicy piaskowca gruboziarnistego, powyżej której rozpoczyna się miąższa (ok. 150 m) sekwencja mułowców i drobnoziarnistych piaskowców bez przewarstwień bardziej gruboziarnistych.

Skamieniałości i wiek: w utworach ogniwa, poza licznymi fragmentami flory w piaskowcach, nie znaleziono szczątków organicznych. W soczewkach biomikrytów występujących sporadycznie w pakiecie mułowcowym (ok. 100 m powyżej spągu ogniwa) stwierdzono m. in. górnofrańskie koralce: *Disphyllum cf. pashiense* (Soshkina), *Neo-*

*stringophyllum isetense* Soshkina, *Neostri-  
ngophyllum modicum* (Soshkina) non (Smith) i *Mac-  
geea cf. multizonata* Reed (Gunia 1968, tab. 2,  
poz. 14, 17, 28). Natomiast w mułowcach przy-  
krywających (ok. 50 m powyżej stropu ogniwa)  
znaleziono małże, małżoraczki oraz *Cheiloceras cf.  
amblylobum* (Sandberger) typowe dla dolnego  
famenu (Gunia 1968, tab. 2, poz. 12, 37).

Występowanie: południowa część bloku Po-  
gorzały, od uskoku sudeckiego brzeźnego przez  
wzgórza Gołuch, Mrowina, Lipina po uskok Pogo-  
rzała – Witoszów (fig. 1, 2). Podobnie wykształc-  
one utwory, leżące dalej na zachód aż po uskok  
Szczawienko – Świebodzice, są słabo odsłonięte  
i poprzecinane trudnymi do wychwycenia po-  
przecznymi uskokami. Obserwacje w zwietrzelinie  
wskazują ponadto na znacznie większy udział  
mułowców niż w obszarze typowego ogniwa zle-  
pieńca z Lipiny. Stąd też utwory te nie są włą-  
czone w obręb ogniwa. Obocznym odpowiednikiem  
ogniwa z Lipiny jest najprawdopodobniej część  
sekwencji mułowców i drobnoziarnistych piaskow-  
ców z soczewami zlepieńców polimiktycznych,  
która buduje północne skrzydło synklinalnego  
bloku Pogorzały (fig. 1).

#### FORMACJA Z PEŁCZNYCY (fm)

Formacja ta obejmuje mułowce i drobnoziar-  
niste piaskowce występujące w okolicy Świebodzic,  
Cieszowa, Chwaliszowa i Strugi. Utwory te pod  
względem litologicznym są wykształcone analogicz-  
nie jak drobnoziarniste osady formacji z Pogo-

rzały, jednak różnią się od nich brakiem kartow-  
alnych soczew piaskowcowo-zlepieńcowych.

Nazwa: nowa, od rzeki Pełcznicy, w dolinie  
której występują najlepsze odsłonięcia formacji.

Obszar typowy: dolina Pełcznicy w rejonie  
wsi o tej samej nazwie (fig. 1).

Hipostratotyp: odsłonięcie w prawym zbo-  
czu doliny Lubiechowskiej Wody na południe od  
Świebodzic (fig. 32, P3/1).

Mięższość: w dolinie Pełcznicy wynosi co  
najmniej 350 m.

Litologia: naprzemianległe warstwy stalowo-  
szarych, czarnych i zielonkawych mułowców, rza-  
dziej żółtych iłowców z pyłowcami i zielonkawo-  
szarymi lub jasnoszarymi, cienkoławicowymi pia-  
skowcami. Piaskowce (arenity i waki lityczne  
z przejściem do arkozowych) są drobno- lub  
średnioziarniste, rzadziej mają ziarno grubsze;  
obok odmian twardych o spoiwie krzemionkowym  
występują też wkładki słabo skonsolidowane.  
W górnej części formacji częstość występowania  
i mięższości przeławień piaskowcowych wzrastają.  
Ławice drobnotoczakowych zlepieńców polimik-  
tycznych są rzadkie, a sporadycznie w obrębie  
mułowców występują niewielkie (5–10 cm mięż-  
szości) soczewy brązowych biomikrytów ze znacz-  
ną domieszką ziarn terygenicznych.

Granice: dolna granica nieznana. W środko-  
wej części depresji formacja jest przykryta formacją  
zlepieńca z Książa. Kontakt między tymi for-  
macjami jest odsłonięty w sztucznym podcięciu na  
zachodnim krańcu wsi Pełcznica (odsłonięcie K5,  
fig. 4). Kontakt ten ma charakter przejścia litolo-

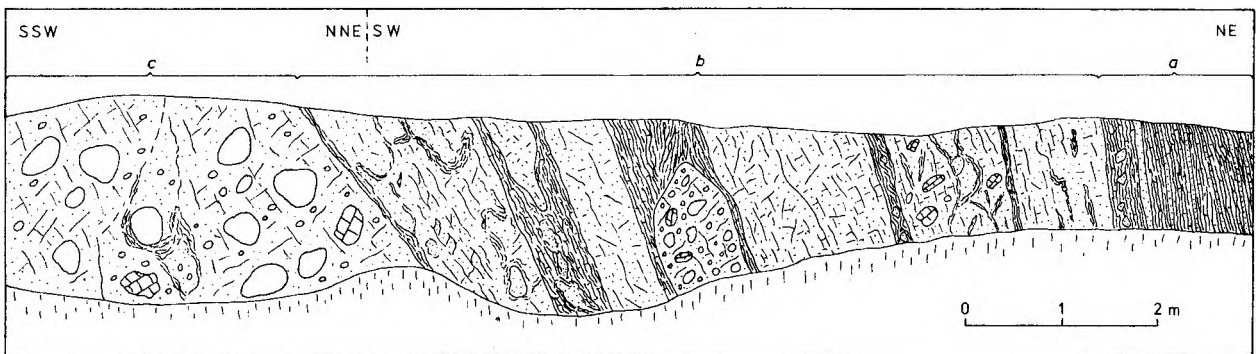


Fig. 4

#### Kontakt formacji z Pełcznicy z formacją zlepieńca z Książa we wsi Pełcznica (odsłonięcie K5)

*a* – zbrekcjonowane mułowce z wkładkami drobno i średnioziarnistych piaskowców; *b* – silnie zbrekcjonowane średnio- i gruboziarniste piaskowce, drobnotoczakowe zlepieńce z wkładkami mułowców i drobnoziarnistych piaskowców; *c* – grubotoczakowe zlepieńce bogate w masę wypełniającą z blokami gnejsów i ostrokrawędzistych wapieni. Sekwencja odwrócona; strop formacji z Pełcznicy będący zarazem spągiem formacji z Książa przyjęto na granicy odcinków *a* i *b*

Schematized field sketch illustrating contact between Pełcznica Formation and Książ Formation at Pełcznica village (exposure K5)

*a* – brecciated mudstones with interbeds of fine and medium sandstones; *b* – strongly brecciated coarse to medium sandstones and fine pebble conglomerates with intercalations of mudstones and fine sandstones; *c* – cobbly to bouldery matrix-rich conglomerates with gneiss and angular limestone clasts; overturned sequence – top of Pełcznica Formation is placed at the junction of *a* and *b* segments

gicznego od cienkoławicowych, miejscami masywnych mułowców z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców przez strefę naprzemianegłych przeławień z gruboławicowymi piaskowcami do grubo-otoczkowych, bogatych w masę wypełniającą zlepieńców gnejsowych (por. też H. Teisseyre 1948, ryc. 5). Górną granicę formacji z Pełcznicy ustalono w spągu pierwszej mięszszej ławicy piaskowca gruboziarnistego zawierającego śródformacyjne klasty mułowcowe. W okolicy zamku w Książu mułowce i drobnoziarniste piaskowce formacji z Pełcznicy kontaktują ostro, najprawdopodobniej wzdłuż powierzchni nasunięcia o niewielkiej amplitudzie, z piaskowcami zlepieńcowatymi formacji zlepieńca z Książa (fig. 5). W NW części

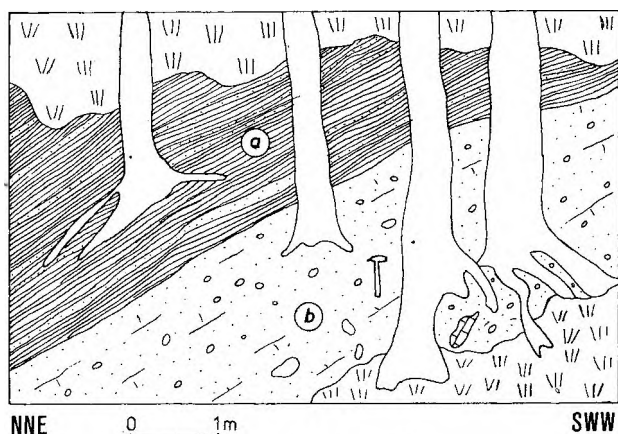


Fig. 5

Ostry kontakt, przypuszczalnie wzdłuż powierzchni nasunięcia, mułowców i drobnoziarnistych piaskowców (a) formacji z Pełcznicy z piaskowcami zlepieńcowatymi (b) formacji z Książa. Sekwencja odwrócona; odsłonięcie K6 w dolinie rzeki Pełcznicy, poniżej zamku Książ

Field sketch showing sharp contact, supposedly along overthrust plane, between mudstones and fine sandstones (a) of Pełcznica Formation and conglomeratic sandstones (b) of Książ Formation. Exposure K6 in Pełcznica River valley, below Castle of Książ; overturned sequence

depresji formacja z Pełcznicy jest przykryta przez formację zlepieńca z Chwaliszowa; kontakt (najprawdopodobniej sedymentacyjny) jest nie odsłonięty.

Skamieniałości i wiek: zestawienie nielicznych gatunków fauny znalezionej w utworach zaliczonych tu do formacji z Pełcznicy przedstawił Gunia (1968, tab. 2, poz. 51, 53, 54). Fauna klymeniowo-trylobitowa z soczew biomikrytów wskazuje na górnofameński wiek tych utworów – piętra to V i to VI (Gürich 1909; Pawlik 1939; Gunia 1968). Wobec skomplikowanej tektoniki pozycja odsłoneń z fauną przewodnią w profilu formacji jest niejasna. Z obrazu kartograficznego wynika, że leżą one w górnych częściach formacji,

a co za tym idzie, niższe części formacji z Pełcznicy mogą być starsze niż najwyższy famen.

Występowanie: środkowa i północna część depresji oraz element Strugi (fig. 1). Znaczna część formacji stanowi zapewne lateralny ekwiwalent formacji z Pogorzały.

#### FORMACJA ZLEPIEŃCA Z KSIĄŻA (fm)

Nazwę zlepieńca z Książa (także kulum z Książa lub kulum z Książa) wprowadził H. Teisseyre (1948, 1952, 1957) na oznaczenie zlepieńców występujących w środkowej i wschodniej części depresji Świebodzi, których szkielet ziarnowy składa się głównie z otoczków gnejsowych. W literaturze niemieckiej zlepieńca te opisywano pod nazwami Gneiskonglomerate lub Fürstensteiner' Kulum (Dathe 1892; Dathe, E. Zimmerman 1912; Cramer *et al.* 1924) i znaczone na mapach geologicznych symbolami: „cgg” (Berg, Dathe, E. Zimmerman 1906, ark. Świebodzi) oraz „togg” (Cramer, Finckh, E. Zimmerman 1907–1921, ark. Świdnica).

Nazwa: od zamku Książ stojącego na skałkach zlepieńcowych w przelomie rzeki Pełcznicy (fig. 1).

Obszar typowy: przelom Pełcznicy w pobliżu zamku Książ (fig. 33, 35).

Hipostatotypy: sztuczne odsłonięcia w dolinie Lubiechowskiej Wody w Lubiechowie (fig. 32, P3/2 i P3/3).

Miąższość: minimum 2000 m (H. Teisseyre 1957, 1968).

Litologia: gruboławicowe i grubo-otoczkowe zlepieńca, piaskowce zlepieńcowate oraz grubo- i średnioziarniste piaskowce (pod względem teksturalnym i petrograficznym skrajnie niedojrzałe arenity lityczne zawierające w 80% gnejsowy materiał okrucowy). Zdecydowanie przeważają silnie scementowane zlepieńca o rozproszonym szkielecie ziarnowym, niekiedy ze słabo obtoczonymi blokami gnejsów i migmatytów dochodzącymi do 2 m średnicy. W składzie petrograficznym otoczków dominują gnejsy, granitognejsy i jasnoszare granity (tab. 1). W dolnej części formacji częste są ławice piaskowców zlepieńcowatych i zlepieńców zawierających znaczną domieszkę (do 70%) ostrokrawędzistych klastów wapiennych, w których oznaczono faunę dolnego, środkowego i górnego franu (Gunia 1966). W dolnej części formacji są nieliczne wkładki żwirowców ilastych oraz cienkie przewarstwienia mułowców.

Granice: na obszarze typowym i w okolicy Cieszowa (por. H. Teisseyre 1948, ryc. 5) przejście litologiczne od mułowców i piaskowców formacji z Pełcznicy; dolną granicę ustalono arbitralnie



w spągu ławicy piaskowca gruboziarnistego zawierającego śródformacyjne klasty mułowcowe (por. fig. 4). W osiowej części synklijinalnego bloku Pogorzały formacja zlepieńca z Książa przykrywa mułowce i piaskowce formacji z Pogorzały; kontakt (przypuszczalnie sedymentacyjny) jest nie odsłonięty. Górna granica jest erozyjna, a formacja jest przykryta utworami czwartorzędowymi.

Skamieniałości i wiek: szczątki *Lepidodendron* sp. znane z jednego stanowiska (F. Zimmerman 1936). Zdaniem H. Teisseyre'a (1960, 1968) formacja zlepieńca z Książa reprezentuje dolny turnej, a lokalnie przypuszczalnie także najwyższy dewon. Gunia (1968) datuje początek sedymentacji formacji na późny fran, aczkolwiek dane przedstawione w dalszych częściach tej pracy raczej wskazują, że miało to miejsce dopiero w późnym famenie.

Występowanie: środkowa część depresji; w obszarze pomiędzy Szczawienkiem i Cieszowem zlepieńce gnejsowe formacji z Książa przechodzą stopniowo w zlepieńce polimiktyczne formacji z Chwaliszowa (fig. 1), a strefy zazębienia się tych dwóch formacji są lokalnie odsłonięte w przełomie rzeki Pełcznicy oraz w jej lewobrzeżnych dopływach (por. fig. 33, K1/3). H. Teisseyre (1960) i Gunia (1968) sugerują zazębienie się formacji z Książa z mułowcami górnego franu formacji z Pogorzały w północno-zachodniej części bloku Pogorzały, jednak obserwacje kartograficzne autora wskazują na możliwość tektonicznego kontaktu tych formacji na tym obszarze. W północno-wschodniej części bloku Pogorzały zlepieńce gnejsowe formacji z Książa zazębiają się przypuszczalnie z mułowcami i drobnoziarnistymi piaskowcami wyższych części formacji z Pogorzały.

#### FORMACJA ZLEPIEŃCA Z CHWALISZOWA (fm)

Nazwę zlepieńca z Chwaliszowa (także kulum z Chwaliszowa) wprowadził H. Teisseyre (1952, 1957) dla zlepieńców polimiktycznych stanowiących zachodni, facjalny odpowiednik zlepieńców z Książa. W literaturze niemieckiej wspomniane zlepieńce polimiktyczne opisywano jako „graue und braune Konglomerate” i oznaczono na mapie geologicznej symbolem „cg” (Berg, Dathe, E. Zimmerman 1906, ark. Świebodzice). Część zlepieńców polimiktycznych, wyróżnionych na mapie Berga i współautorów, występujących na wschód od uskoku Szczawienka – Świebodzic, została na podstawie mapy H. Teisseyre'a (1968) włączona w obręb formacji z Pogorzały (fig. 1).

Nazwa: od wsi Chwaliszów, położonej w północno-zachodniej części depresji (fig. 1).

Obszar typowy: dolina potoku Czyżynka

w północnej wsi Struga (fig. 36, S4, S1).

Hipostratotyp: wyrobisko nieczynnego kamieniołomu na prawym zboczu potoku Strzegomska we wsi Stare Bogaczowice (fig. 36, S3).

Mięszczość: w profilu potoku Czyżynka jest szacowana na 3000 m (H. Teisseyre 1952).

Litologia: w obszarze typowym przeważają gruboławicowe, grubootczakowe zlepieńce z podrzędny, soczewowatymi przewarstwieniami grubo- i średnioziarnistych piaskowców (arenity lityczne, podrzędnie arkozowe). Dominują zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym frakcji 32–128 mm z rzadkimi, dobrze obtoczonymi blokami gnejsów do 1,5 m średnicy. Skład petrograficzny otoczków jest bardzo urozmaicony i podobny do składu zlepieńców formacji z Pogorzały, aczkolwiek w zlepieńcach formacji z Chwaliszowa większy udział mają otoczki gnejsów, jasnoszarych granitów oraz skał osadowych (tab. 1). W obszarze położonym na północ i północny zachód od zamku Cisy przeważają gruboławicowe zlepieńce o charakterze brekcji śródformacyjnych; ich szkielet ziarnowy składa się przeważnie (do 80%) z ostrokrawędzistych, a także częściowo z plastycznie zdeformowanych klastów mułowcowych i piaskowcowych, których wielkość dochodzi do kilkudziesięciu centymetrów, a sporadycznie do 6 m średnicy (por. pl. X, 3). Masę wypełniającą brekcji tworzy piasek i ostrokrawędzisty żwirek pochodzący głównie z rozdrobnionych skał osadowych. W szkielecie ziarnowym brekcji i zlepieńców podrzędnie występują klasty ostrokrawędzistych wapieni, w których oznaczono faunę dolnego, środkowego i górnego franu (Gunia 1968).

Granice: w północno-zachodniej części depresji formacja zlepieńca z Chwaliszowa jest podścielona formacją z Pełcznicy; kontakt (przypuszczalnie sedymentacyjny) jest nie odsłonięty. W rejonie Strugi spągowe części formacji graniczą tektonicznie z diabazami elementu Strugi (J. Teisseyre 1962, fig. 4). Górna granica jest erozyjna, a powyżej niej z niezgodnością kątową zalegają utwory górnego wizenu i dolnego namuru znane tylko z wkopów w okolicy Chwaliszowa (H. Teisseyre 1968, 1976).

Skamieniałości i wiek: fauny nie stwierdzono, miejscami w piaskowcach występuje drobny detrytus roślinny. Uważa się, że formacja reprezentuje dolny turnej, a lokalnie także górny dewon (H. Teisseyre 1960, 1968; Gunia 1968).

Występowanie: zachodnia część depresji (fig. 1); strefy zazębienia się ze zlepieńcami gnejsowymi formacji z Książa są odsłonięte w przełomie rzeki Pełcznicy i w jej lewobrzeżnych dopływach (por. fig. 33, K1/3).

## OPIS I INTERPRETACJA LITOFACJI

Na podstawie profilów odsłonięć (łącznie zmierzono około 1200 m) wyróżniono 10 facji. Granice między facjami na ogół nie są ostre, stąd też ich podział jest bardziej lub mniej arbitralny. Liczbę facji ograniczono do minimum tak, aby wykazać najważniejsze różnice pomiędzy procesami depozycyjnymi.

## FACJA A. MUŁOWCE MASYWNE

## OPIS

Facja ta obejmuje skały frakcji pylasto-ilastej, ciemnoszare, stalowe z błękitnym odcieniem, a rzadziej czarne, w których udział bardzo drobnego piasku nie przekracza na ogół 5% objętości osadu. Głównym składnikiem mineralnym jest drobnołuseczkowa miazga chlorytowo-łyszczykowa, w której jest rozproszony pył kwarcowo-skalienny (6–40%). W skale jest także rozproszona zwęglona substancja organiczna, miejscami koncentrująca się w cienkich laminach; większe fragmenty flory trafiają się rzadko. Lokalnie występuje epigenetyczny piryt. Zwykle mułowce zawierają około 15% frakcji pylastej i miejscami przechodzą w pyłowce.

Facja ta tworzy zwykle cienkie przeławicenia wśród laminowanych mułowców, frakcjonowanych i laminowanych piaskowców bądź występuje w formie pakietów warstw mułowcowych (do kilku metrów miąższości) bez innych przeławiczeń. Pionowe zmiany stosunku łu do pyłu powodują zaznaczanie się warstwowania, a w przypadkach, gdy stosunek ten wzrasta w górę, w poszczególnych warstwach występuje gradacja zarówno o charakterze teksturalnym, jak i mineralnym. Miejscami ziarna pyłu i bardzo drobnego piasku koncentrują się w cienkie (poniżej 1 mm grubości), subtelne, jasnoszare laminy przypuszczalnie o dużej lateralnej ciągłości.

Mułowce masywne zawierają na ogół nieliczną i słabo zachowaną faunę, wśród której dominują: małże, ramienionogi, tentakulity i ortocery.

## INTERPRETACJA

Drobnoziarnistość osadu, brak struktur trakcyjnych oraz występowanie fauny morskiej wskazują, że utwory tej facji były deponowane powoli z zawiesiny w środowisku morskim o niskiej energii. Zmiany teksturalne, dzięki którym zaznacza się warstwowanie, tworzyły się przypuszczalnie wskutek wahań w proporcjach łu, pyłu i substancji organicznej, które opadały z zawiesiny.

Geneza laminacji mogła być po części związana ze zmianami w chemizmie wody (por. Coleman, Gagliano 1965).

## FACJA B. FRAKCJONOWANE I LAMINOWANE MUŁOWCE PYLASTE

## OPIS

Facja ta obejmuje ciemnostalowe mułowce zawierające partie z płaską poziomą laminacją zaznaczającą się dzięki domieszce ziarn pyłu i drobnego piasku (do 40%). Laminy piaszczysto-pyłowcowe mają barwę jasnoszarą, a ich miąższości wahają się od 1 do 5 mm. W obrębie tych lamin powszechna jest normalna gradacja wielkości ziarna, średnio od 0,07 mm w spągu do 0,01 mm w stropie; na powierzchniach lamin często jest widoczna lineacja oddzielnościowa związana z występowaniem drobnych smug ziarn (parting plane lineation), a powierzchnie lamin są zdeformowane grzeźnięciem (pl. I, 1, 2). Laminy mułowcowe są cieńsze; ich grubość z reguły nie przekracza 2 mm. Poszczególne laminy piaszczysto-pyłowcowe i mułowcowe łączą się często w zestawy o miąższościach od 2 do 16 cm, w których średnia grubość ziarna i miąższości lamin jasnych zmniejszają się ku górze tworząc w ten sposób warstwowanie laminowane gradacyjne (pl. I, 2). Niektóre zestawy rozpoczynają się interwałem przekątnie laminowanym (na ogół o miąższości riplemarka), który przechodzi w interwał płaskolaminowany, a ten z kolei jest gradacyjnie przykryty warstwą mułowca masywnego (pl. I, 1). Dolne części zestawów wykazują często ślady grzeźnięcia w podścielającym mułe w formie struktur płomieniowych i pseudonul, a laminacja jest niekiedy zatarta przez bioturbację.

Utwory tej facji towarzyszą najczęściej mułowcom masywnym (facja A) bądź występują w formie przewarstwień między ławicami piaskowców frakcjonowanych i laminowanych.

## INTERPRETACJA

Częste pogąrzy w spągach lamin pylastych, normalna gradacja i lineacja oddzielnościowa sugerują względnie szybką depozycję utworów tej facji z turbulentnej ilasto-pyłowej zawiesiny i tym samym wskazują na prądową genezę laminacji. Według Pipera (1978) powstawanie takiej laminacji jest związane z depozycją z ilasto-pyłowej zawiesiny wskutek rytmicznie powtarzających się warunków sedymentacji na dnie kohezyjnym (mu-

łowym) i ziarnistym (pyłowym) dzięki wahaniom prędkości deponującego prądu, które wpływają na tempo flokulacji i wypadania cząstek ilowych i tym samym wywołują zmiany stosunku pyłu do mułu w płynącej zawieszynie. Dobre upakowanie ziarn pyłu i bardzo drobnego piasku w laminach pylastych i częste pograży w ich spągach sugerują powyższy mechanizm powstawania laminacji w utworach facji *B*. Eksperymentalnie wykazano również możliwość rytmicznego powtarzania się warunków dna kohezyjnego i ziarnistego i tym samym selektywnego wypadania mułu i pyłu w czasie depozycji z prądu zawieszinowego płynącego ze stałą prędkością 15–30 cm/s (Piper 1972); jednak zmniejszanie się prędkości prądu najprawdopodobniej przyspiesza wypadanie flokuł mułowych, co mogłoby tłumaczyć genezę warstwowania laminowanego gradacyjnego.

Normalna gradacja w obrębie zestawów płaskolaminowanych i sekwencja struktur sedymentacyjnych, upodabniająca je do turbiditów  $T_{dc}$  i  $T_{cde}$  (Bouma 1962), pozwalają sądzić, że utwory facji *B* były deponowane ze zwalnających pyłowo-mułowych prądów zawieszinowych. Analogiczne utwory są powszechne we wszystkich subsródowniskach współczesnych stożków głębokomorskich (Piper 1978), znane są także ze skłonów deltowych (Coleman, Gagliano 1965), a w kopalnych sekwencjach fliszowych opisywano je niekiedy jako turbidity ultradystalne (np. Shanmugam, Walker 1978).

#### FACJA C. MUŁOWCE Z LAMINACJĄ RIPLEMARKOWĄ

##### OPIS

Facja ta obejmuje ciemnostalowe mułowce zawierające wkładki pyłowców i bardzo drobnoziarnistych pyłowców, które występują w formie płaskich lub lekko falistych lamin oraz budują złożone warstwowania przekątne typu soczewkowego i falistego (pl. I, 3; III; por. Reineck, Wunderlich 1968). W profilach pionowych tej facji udział piasku i pyłu nie przekracza 50%, w związku z czym nie zaznaczają się tutaj typowe warstwowania smużyste (flaser bedding).

Mułowce z laminacją soczewkową charakteryzują się obecnością izolowanych lub częścię połączonych riplemarków zbudowanych z gruboziarnistego pyłu lub drobnego piasku, otoczonych mułowcem masywnym (pl. I, 3). Grubość poszczególnych lamin riplemarkowych waha się od 2 do 10 mm, średnio wynosi 4 mm, a miąższość przewarstwien mułowcowych dochodzi do kilku centy-

metrów. Soczewki riplemarkowe w przekroju *ac* są asymetryczne, laminy zaprądowe są podkreślone materiałem mułowym, a laminacja przekątna w pojedynczym ciągu riplemarków skierowana jest w jedną stronę. W spągach soczewek bardzo częste są struktury płomieniowe o asymetrii zgodnej z kierunkiem zapadu lamin przekątnych (pl. I, 3).

Miąższość soczewek w pojedynczym riplemarkowym ciągu ulega niekiedy znacznym wahaniom. Obserwowano ich lateralne przechodzenie w piaskowce frakcjonowane z zachowanymi riplemarkami na powierzchniach stropowych (pl. II, 2). Miąższość ławic piaskowców waha się od 1 do 15 cm, średnio wynosi 3,5 cm; ich powierzchnie spągowe są zawsze ostre, niekiedy erozyjne ze zdeformowanymi grzężnięciem jamkami wirowymi lub hieroglifami uderzeniowymi i włeczeniowymi; częste są ślady amalgamacji (pl. II, 1, 3). Gradacja wielkości ziarna występuje w zakresie najgrubszych średnic, rzadziej w pełnym zakresie wielkości frakcji piaszczystej, od średnioziarnistego piasku w partiach przyspągowych do drobnego lub bardzo drobnego piasku w częściach przystropowych ławic. Na górnych powierzchniach ławic występują riplemarki asymetryczne (wskaźnik asymetrii – średnio 1,6), które obserwowane w planie na niewielkich powierzchniach wykazują lekko kręte formy grzbietów. Wysokość riplemarków waha się od 3 do 8 mm, a rozstęp zmienia się od 42 do 90 mm (wskaźnik przekroju – średnio 10,7). Zestawy lamin przekątnych w ciągu riplemarkowym są skierowane zawsze w jedną stronę; laminy odprądowe dochodzą tangencjalnie do dolnej powierzchni zestawu, która niekiedy ma wyraźny erozyjny charakter. Powierzchnie stropowe ławic są zawsze ostro zaakcentowane. W schemacie Boumy większość opisanych ławic piaskowcowych można opisać jako turbidity  $T_{1c}$ . W niniejszej analizie facjalnej ławice te są traktowane jako element przejściowy łączący opisywaną fację mułowców z laminacją riplemarkową z piaskowcami frakcjonowanymi i laminowanymi (facja *D*).

Poszczególne soczewki riplemarkowe mogą łączyć się obocznie oraz grupować w wielozestawy laminowane przekątnie o miąższości 1–3 cm, oddzielone kilkucentymetrowej grubości warstwami mułowca, tworząc w ten sposób warstwowania faliste (pl. III, 1). Dolna powierzchnia wielozestawu jest zwykle ostra, nieregularna lub lekko falista, natomiast na górnej są często zachowane grzbiety riplemarków. W przekroju *ac* riplemarki są asymetryczne (wskaźnik asymetrii – średnio 1,9), ich grzbiety zaokrąglone, a laminacja zaprądowa podkreślona koncentracją mine-

rałów blaszkowych. Najczęściej struktura wewnętrzna riplemarka jest zgodna z jego kształtem; sporadycznie występują wewnętrzne powierzchnie erozyjne oddzielające zestawy lamin przekątnych różniących się kątem nachylenia. Laminy zaprądowe najczęściej dochodzą tangencjalnie do dolnej powierzchni zestawu, a niekiedy przechodzą na grzbiet sąsiedniego riplemarka, tworząc laminy akrecyjne na jego stronie podprądowej (offshoots; pl. III, 1). Takie przypadki są jednak nieliczne, stąd też w pojedynczym zestawie lub wielozestawie laminy przekątne są z reguły nachylone w jedną stronę. Lokalnie kierunki nachylenia lamin zaprądowych w sąsiadujących w pionie zestawach mogą różnić się do 150° (pl. II, 2; por. też fig. 29). Formy riplemarków zbliżone do symetrycznych występują rzadko i nie wykazują szewronowej struktury wewnętrznej. Ze struktur deformacyjnych pospolite są pogrąży, drobne fałdy leżące ze śladami upłynięć (pl. III, 3, 4). Częste są też ślady cylindrycznych, poziomych lub nachylonych kanałów bioturbacyjnych (*Chondrites?*) wypełnionych pyłem, a miejscami bioturbacje zacierają niemal zupełnie pierwotną laminację (pl. III, 2).

Facja C tworzy kilkunastometrowej miąższości przewarstwienia o gradacyjnych granicach w obrębie mułowców masywnych (facja A) bądź występuje pomiędzy ławicami piaskowców frakcjonowanych i laminowanych, natomiast rzadko tworzy przeławicenia wśród utworów zlepieńcowych.

#### INTERPRETACJA

Heterolitowy charakter utworów facji C wskazuje, że były one deponowane w warunkach drastycznej zmienności energii mediów depozycyjnych. Okresy wzmoczonej aktywności prądów dostatecznie silnych, aby deponować piaszczysto-pylasty materiał trakcyjny, były przerywane okresami spokojnej sedymentacji mułu z zawiesiny. Taki reżim depozycyjny charakteryzuje przede wszystkim równie pływowe (por. np. Reineck, Singh 1973). Na możliwość powstawania mułowców facji C w strefie pływowej mogłaby wskazywać lokalnie stwierdzona bipolarność warstwowania przekątnego w soczewkach mułowych (por. pl. II, 2). Z drugiej strony utwory opisywanej facji nie wykazują cech typowych dla sedymentacji na równiach pływowych (por. przegląd kryteriów Klein 1971, tab. 1), a co jest najistotniejsze, ściśle współwystępują, a nawet przechodzą lateralnie w ławice piaskowców frakcjonowanych.

Cechy ławic piaskowców takie, jak: erozyjne spągi, normalna gradacja ziarna oraz następ-

stwo struktur typowe dla depozycji ze zwalnającej turbulentnej zawiesiny, wskazują, że powstanie tych ławic było związane z okresowymi wtargnięciami prądów niosących w zawiesinie piasek do środowiska położonego poniżej normalnej podstawy falowania, gdzie przeważała spokojna sedymentacja mułu z zawiesiny.

Rozkład kierunków lamin przekątnych w riplemarkach pokrywających stropy ławic piaskowca jest unimodalny, z rozrzutem około 90°, natomiast szeroki rozrzut kierunków oraz lokalną bipolarność spotyka się wyłącznie w obrębie izolowanych soczewek i cienkich zestawów laminacji falistej (fig. 6). Fakty te pozwalają sądzić, że powstanie laminacji przekątnej w stropowych partiach ławic piaskowcowych było najprawdopodobniej związane z trakcyjną redepozycją wierzchniej partii świeżo złożonego osadu dna przez ten sam prąd, który zdeponował ławicę piasku, natomiast tworzenie się izolowanych soczewek riplemarkowych spowodowały głównie lokalne trakcyjne prądy denne. Mechanizm powstawania izolowanych soczewek riplemarkowych na mułowym dnie pokrytym cienką warstwą materiału piaszczysto-pylastego omówił Walker (1965, fig. 4).

Wiele cech riplemarków facji C, np. asymetria przekroju, zgodność struktury wewnętrznej z kształtem, jednokierunkowe nachylenie lamin zaprądowych w ciągu riplemarkowym, unimodalna orientacja laminacji przekątnej (fig. 6) oraz brak szewronowej laminacji przekątnej świadczą o tym, że opisywane warstwowania soczewkowe i faliste zawdzięczają swą genezę prądom jednokierunkowym (por. Newton 1968; de Raaf *et al.* 1977). Jednakże zmiany w stopniu asymetrii wzdłuż ciągu riplemarkowego i spotykane niekiedy przechodzenie lamin przekątnych na podprądowy stok następnego riplemarka wskazują, że prądy te mogły być okresowo modyfikowane przez słabe oscylacje falowe (por. de Raaf *et al.* 1977). Można zatem przypuszczać, że głębokość dna, na którym osadzały się utwory facji C, mieściła się generalnie w zakresie położonym pomiędzy normalną i burzową podstawą falowania wody w zbiorniku.

Osady podobne do omawianej facji są znane między innymi z kopalnych sekwencji zewnętrzno-go szelfu, gdzie były interpretowane jako utwory dystalnych prądów burzowych (np. Anderson 1976; Brenchley *et al.* 1979), współczesnych i kopalnych delt morskich i jeziornych (Coleman, Gagliano 1965; Sneh 1979); częste są również we wszystkich niskoenergetycznych subsródowniskach współczesnych stożków głębokomorskich (Piper 1978; Normark 1978 i wielu innych).

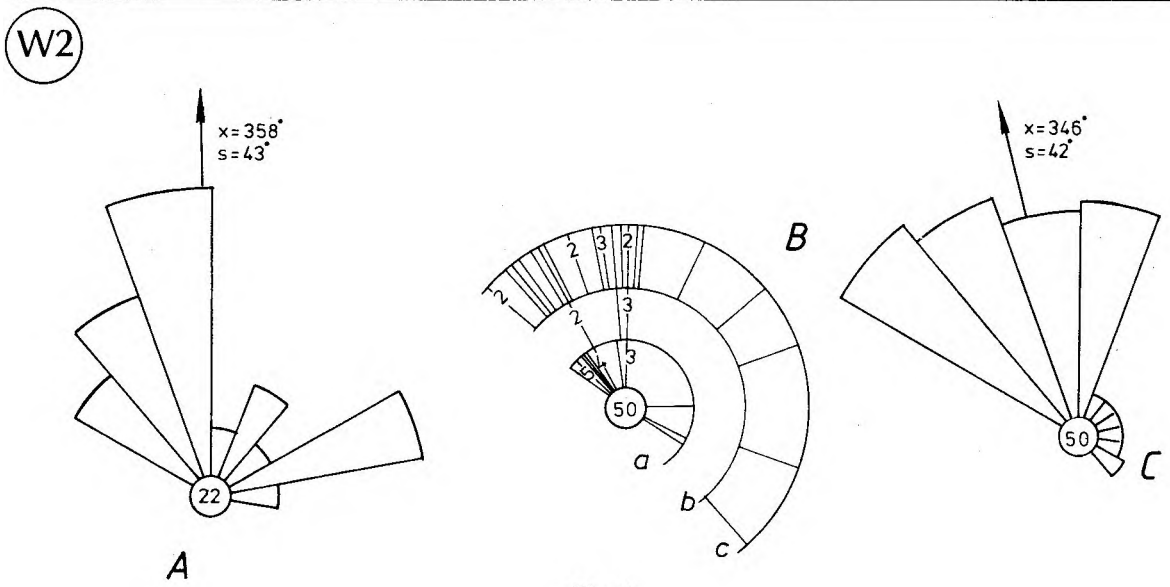
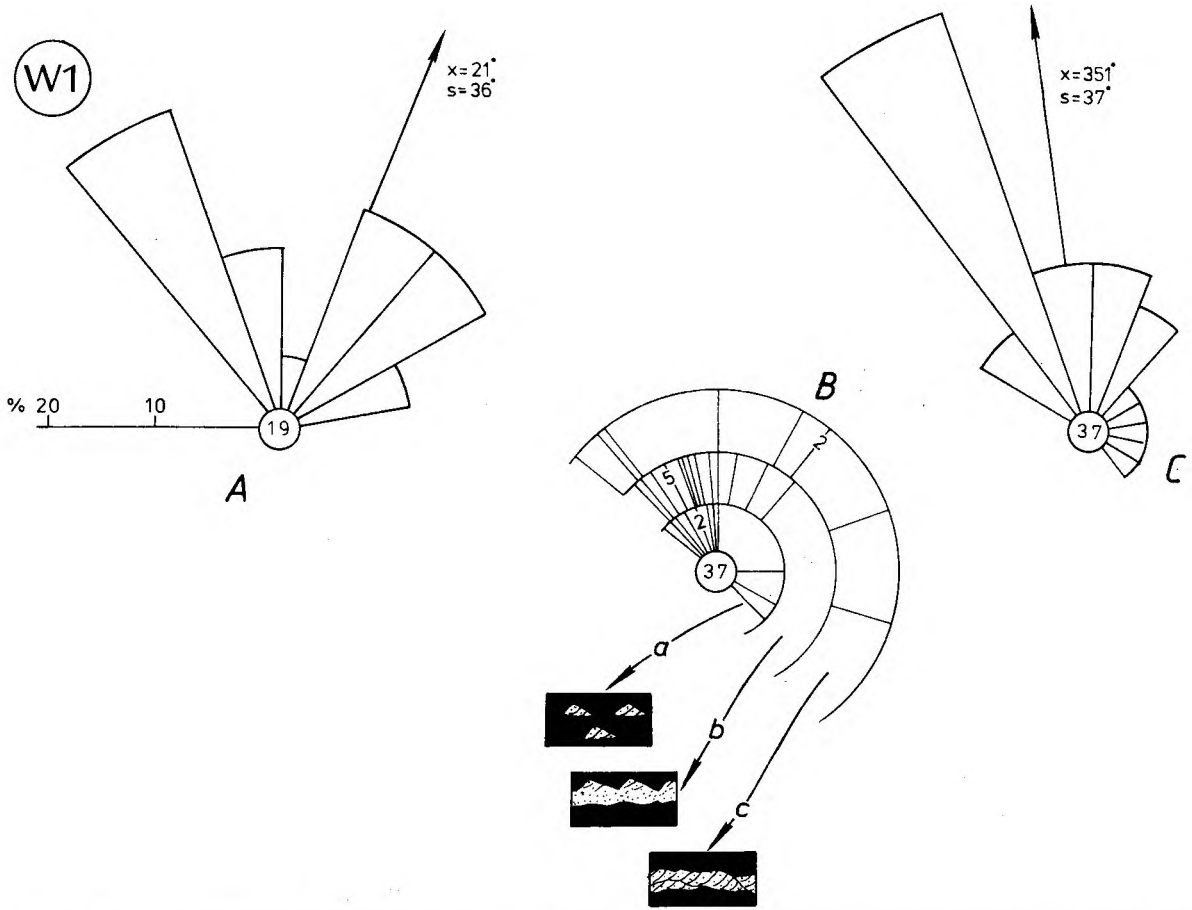


Fig. 6

Orientacja hieroglifów uderzeniowych, wleczeniowych, jamek wirowych i lineacji ziarna (A) oraz laminacji przekątnej (B, C) w drobnoziarnistych piaskowcach frakcjonowanych (facja D) i mułowcach z laminacją riplemarkową (facja C); formacja z Pogorzały; odsłonięcia W1 i W2

B – orientacja lamin przekątnych w izolowanych soczewkach riplemarkowych (a), riplemarkach na stropach ławic piaskowcowych (b) i wielozestawach przekątnie laminowanych (c); C – zbiorczy histogram orientacji laminacji przekątnej

Orientation of prods, grooves, flutes, parting lamination (A) and small-scale cross-lamination (B, C) in fine, graded sandstones (facies D) and in ripple-laminated mudstones (facies C); all data derived from exposures W1 and W2 in Pogorzała Formation

B – orientation of cross-laminae in isolated ripples (a), ripples on sandstone bed tops (b), and in cross-laminated sets (c); C – summary histogram of cross-lamination

FACJA *D*. DROBNOZIARNISTE PIASKOWCE  
FRAKCJONOWANE I LAMINOWANE

OPIS

W obrębie tej facji opisano ławice drobno- i średnioziarnistych piaskowców, których główną cechą jest obecność normalnej gradacji ziarna oraz laminacji. Facja ta występuje w formie przewarstwień w obrębie wszystkich facji mułowcowych (facje *A*, *B* i *C*), sporadycznie także towarzyszy zlepieńcom i piaskowcom gruboziarnistym.

Omawiane piaskowce występują w formie ławic tabularnych o dużym zasięgu lateralnym (na skalę odsłonięć). Ich miąższości wahają się od 1 do 90 cm, średnio 15 cm. Rzadziej piaskowce te wypełniają niewielkie kanały erozyjne o głębokościach od kilku do kilkunastu centymetrów (pl. IV, 1). Dla ławic o miąższości powyżej 10 cm średnia wielkość ziarna w partiach przyspągowych wynosi około 0,30 mm (maksymalnie 0,40–0,80 mm), dla ławic cieńszych – około 0,17 mm. Udział tła detrytycznego o grubości ziarn poniżej 0,03 mm (pelit kwarcowo-skalienny i miazga minerałów blaszkowych) waha się od 6,5 do 30% i zwykle rośnie ku stropowi ławic. Powyższe wartości mogą być zawyżone wobec częstych trudności z odróżnieniem w szlifach zmienionych ziarn detrytycznych od serycytowo-chlorytowych przeobrażeń skaleni.

Powierzchnie spągowe ławic są zawsze ostre, płaskie lub z pogrążonymi jamkami wirowymi. Gradacyjne i ostre stropy ławic są równie częste. Oprócz normalnej gradacji ziarna częsta jest laminacja płaska i przekątna o małej skali; na powierzchniach oddzielności niekiedy występuje lineacja ziarna, a powszechnie detrytus roślinny, przy czym większe fragmenty łodyg wykazują zwykle bardzo wyraźną orientację (pl. IV, 2).

W Witoszowie (odsłonięcie W2, fig. 28) w interwale masywnym frakcjonowanego piaskowca znaleziono bliżej nieoznaczoną skorupkę ramienionoga z rodziny *Atrypidae* oraz kilka okazów z rodzajów *Lingula*. Gunia (1968; oraz informacja ustna 1978) podkreśla ubóstwo fauny w opisywanych piaskowcach.

Subfacje

Ze względu na dominujący typ struktur sedymentacyjnych ławice facji *D* opisano poniżej w trzech subfacjach.

Subfacja *D1*. Są to piaskowce bardzo drobnoziarniste i gruboziarniste pyłowce z laminacją riplemarkową (pl. V). Miąższość ławic zmienia się

od 3 do 40 cm, sporadycznie występują ławice amalgamowane o miąższości do 70 cm. Struktury warstwowania przekątnego są głównie typu riplemarków wstępujących (por. Gradziński *et al.* 1976, s. 192). Dominuje typ *B* i *S* oraz struktury pośrednie (por. Jopling, Walker 1968). W ławicach cienkich dominuje wzór I Allena (1973; następstwo typów  $A \rightarrow B \rightarrow S$ ), w którym miąższość falistej laminacji riplemarkowej jest zredukowana do 2–3 cm. Często górna część ławicy jest skonwoluwana z gradacyjnym przejściem do płaskolaminowanego pyłowca; takiej sekwencji struktur towarzyszy normalna gradacja ziarna i w terminologii Boumy ławice takie można opisać jako turbidity  $T_{cd}$ .

Inny typ wykształcenia ławic tej subfacji przedstawia plansza V, 1. Tutaj riplemarki wstępujące typu *S* przechodzą w górę w typ *B*, który z kolei przechodzi stopniowo w laminację poziomą. Zmniejszaniu się nachylenia kąta wspinania towarzyszy wzrost grubości ziarna. Ten typ pionowej sekwencji struktur jest analogiczny ze wzorem IIIa Środonia (1974, fig. 5) i znany do tej pory z niewielu opisów (Coleman, Gagliano 1965, fig. 5; Aario 1972, fig. 8).

W ławicach złożonych częste są natomiast wielozestawy lamin przekątnych, które oddzielone od siebie nieciągłymi laminami mułu tworzą szczególnie typ warstwowania smużystego (pl. V, 2). Ławica taka kończy się zwykle piaskowcem frakcjonowanym, a na granicy opisanych dwóch części składowych ławicy występują pogrąży i konwolucje.

Subfacja *D2*. Są to średnie i drobnoziarniste piaskowce z poziomą, płaską laminacją (pl. VI, 1). Miąższość ławic waha się od 4 do 25 cm. Większość ławic (70%) w partiach przystropowych wykazuje normalną gradację. W piaskowcach średnioziarnistych udział frakcji pylastej jest zwykle mały, w związku z czym granice pomiędzy laminami są na ogół niewyraźne. Na powierzchniach oddzielności częsta jest lineacja ziarna, a liczne fragmenty flory wykazują na ogół bimodalną orientację. Piaskowce drobnoziarniste zawierają więcej minerałów blaszkowych oraz drobnego detrytus roślinny, które koncentrują się w cienkich, ciemnych laminach; czasami w górnych częściach ławic laminacja płaska przechodzi w cienki interwał przekątnie laminowany z riplemarkami wstępującymi.

Subfacja *D3*. Obejmuje piaskowce frakcjonowane z interwałem „bezstrukturalnym” (masywnym) w dolnej części ławicy (pl. VI, 2, 3). Maksymalna wielkość ziarna w partiach przyspą-

gowych dochodzi do 6–8 mm, większość jednak piaskowców ma szkielet ziarnowy w obrębie frakcji średnio- i drobnoziarnistej. Miąższość ławic zmienia się w granicach od 1 do 90 cm. W partiach przyspągowych częste są drobne śródformacyjne klasty mułowcowe (pl. IV, 2), niekiedy wyraźnie zimbrykowane.

W odmianach średnioziarnistych przeważa gradacja stopniowana o dobrym rozdzieleniu, częsta jest także gradacja przerywana. W odmianach drobnoziarnistych często tylko partia przystropowa jest frakcjonowana. Pospolita jest laminacja pozioma i przekątna, która na ogół występuje w następstwach stanowiących część pełnej sekwencji Boumy. Częsta jest sekwencja  $T_{ab}$  (około 60% ławic), a także  $T_{abc}$  (około 20% ławic; pl. VI, 2, 3). Interwał poziomo laminowany zajmuje przeciętnie 1/4 miąższości ławicy, natomiast interwał z laminacją przekątną ogranicza się do 1–2 cm grubości strefy przystropowej. Przejście w przykrywający mułowiec jest szybkie, lecz na ogół wyraźnie gradacyjne. W partii przyspągowej trzech ławic stwierdzono kilkucentymetrowej miąższości interwał z niewyraźną płaską laminacją, przykryty ostro odzielonym interwałem masywnym z normalną gradacją ziarna.

### Struktury deformacyjne

Piaskowce facji *D* oraz towarzyszące im mułowce wykazują struktury deformacyjne w większości związane z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym (por. H. Teisseyre 1956b). Podstawowe typy struktur, jakie tu występują, wraz z krótką interpretacją i odnośnikami do plansz są pokazane na figurze 7. Charakter odsłoneń nie pozwalał na ogół na obserwacje struktur w trzech prostopadłych do siebie przekrojach, stąd też klasyfikację deformacji (fig. 7) przeprowadzono niemal wyłącznie na podstawie różnic w geometrii form oglądanych w przekrojach pionowych.

Najpospolitsze są pograży na granicy piasku (pyłu) i podścielającego go mułu. Pograży i towarzyszące im wyciśnięcia mają na ogół kształty typowe dla początkowych transformacji dwuwarstwowego układu z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym (*b, a*) przy lepkości kinematycznej warstwy dolnej większej niż lepkość warstwy górnej (Cegła, Dżułyński 1970). Częste są struktury kuliste i poduszkowe reprezentujące dojrzałe stadia grzeźnięcia pyłu i piasku w podścielającym mułu (pl. VII, 1). Na ogół formy te mają zachowaną koncentryczną laminację, a wielkość ich waha się od kilku milimetrów (formy o wielkości lamin)

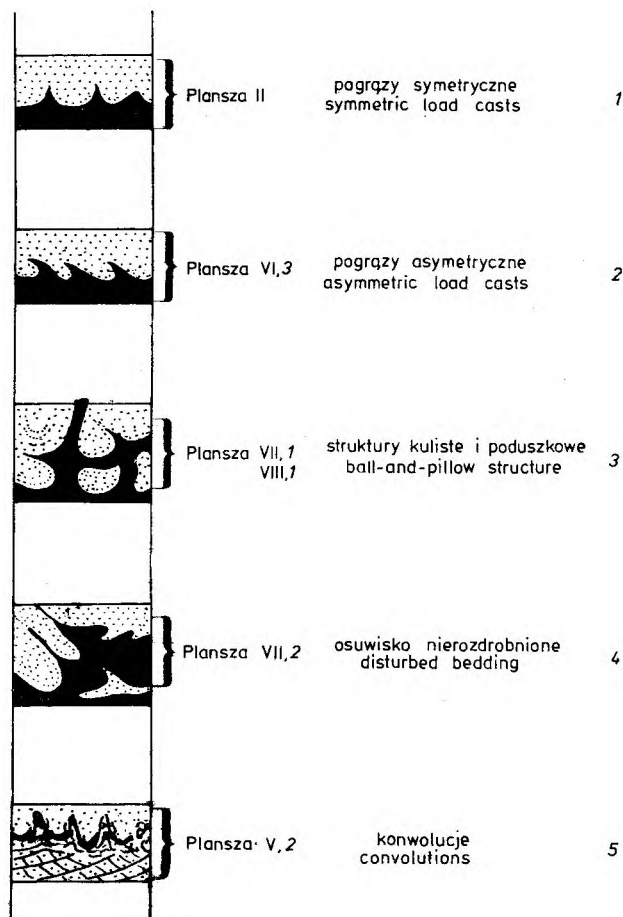


Fig. 7

Główne typy struktur deformacyjnych występujących w piaskowcach frakcjonowanych i laminowanych (facja *D*) i towarzyszących im mułowcach. Interpretacja według Dżułyńskiego, Radomskiego (1966), Anketella *et al.* (1970), Lowego (1975) oraz Brenchleya i Newalla (1977)

1 – nieruchomy prosty układ z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym (*b, a*), deformacja w spągu ławicy piaskowcowej zdeponowanej szybko na mułowym dnie o niskiej kohezji; 2 – ruchomy układ prosty (*b, a*) ze składową poziomą wskutek tarcia prądu przepływającego powyżej lub grawitacyjnego osuwania; 3 – nieruchomy, prosty, rzadziej złożony układ (*b, a*), całkowite grzeźnięcie piasku w podścielającym mułu, rzadziej deformacja wewnątrz ławicy piasku (układ *b, a* wywołany różnicami w upakowaniu ziarn) połączona z grzeźnięciem nie upłynionych partii osadu; 4 – ruchomy złożony układ (*b, a*), deformacje wywołane grzeźnięciem i grawitacyjnym osuwaniem osadu lub wskutek szybkiej depozycji piasku na częściowo skonsolidowane podłoże; 5 – nieruchomy złożony układ (*b, a*), deformacja konsolidacyjna (dokładniejszy opis w tekście)

Main types of soft-sediment deformations occurring in graded laminated sandstones (facies *D*) and associated mudstone facies. Interpretation after Dżułyński, Radomski (1966), Anketell *et al.* (1970), Lowe (1975), Brenchley and Newall (1977)

1 – nonmobile, simple reversed density system (*b, a*), deformation of layer interface due to rapid deposition of sand onto weakly cohesive mud; 2 – mobile simple *b, a* system with horizontal component due to slope or current shear imposed on sand bed; 3 – nonmobile, simple, rarely multiple *b, a* system. Sinking of sand bed into underlying mud associated in places with mud dykes. Rarely the only intrasandbed deformation caused by inhomogeneous liquifaction leading to foundering of unliquified sand pockets (reversed density gradient caused probably by grain packing instabilities); 4 – mobile multiple *b, a* system, disturbances produced either by sinking and downslope creep of sand layer or, more probably, due to impact of heavy sand suspension onto substratum showing both cohesive and brittle behaviours; 5 – nonmobile multiple *b, a* system, deformation of ripple crests and mud parting caused by dewatering of lower cross-laminated sand layer when rapidly deposited upper sand bed began to sink



do 30–40 cm (w spągach gruboziarnistych ławic frakcjonowanych).

Nieco rzadsze są pograży w obrębie ławic piaskowcowych, w których odwrotny gradient gęstości był wywołany zapewne różnicami w upakowaniu ziaren. Grzęźnięciu bardziej lepkich partii piasku towarzyszyło upłynnianie otaczających mas osadu prowadząc często do znacznej homogenizacji ławic (pl. VIII, 1). Z pograżami tymi współwystępują pionowe lub lekko nachylone intruzje podścielającego mułu bądź drobnoziarnistego pylastego piasku. Długość ich dochodzi do 90 cm. Intruzje te, reprezentujące prawdopodobnie kanały fluidyzacyjne (por. Lowe 1975), kończą się najczęściej w wyżejległej niezdeformowanej ławicy piaskowca.

Opisywane pograży występują w obrębie wszystkich typów ławic piaskowcowych, aczkolwiek, jak się wydaje, przeważają w spągowych częściach ławic frakcjonowanych. Analogiczne struktury opisywano wielokrotnie z osadów różnego wieku (Waever 1976, przegląd literatury), a ich geneza dzięki badaniom eksperymentalnym (Kuenen 1958; Anketell *et al.* 1970) jest dobrze poznana i nie wymaga tutaj komentarza.

Szczególny rodzaj konwolucji występuje w trójwarstwowym systemie z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym złożonym z dolnej ławicy piaskowca z laminacją riplemarkową, górnej ławicy piaskowca z uziarnieniem frakcjonalnym oraz przedzielającej je cienkiej warstwy mułowca (pl. V, 2). Interwał z konwolucjami ogranicza się do cienkiej partii (1/4 miąższości) wielozestawu laminowanego przekątnie, w którego dolnej części nie ma struktur ucieczkowych; antyformy są zbudowane z mniej lub bardziej rozwiniętych kanałów fluidyzacyjnych nad grzbietami riplemarków, a synformy składają się z soczewowatych, częściowo odspojonych mas grzęźnącego piasku.

Geneza tych konwolucji wiąże się prawdopodobnie z ucieczką wody z osadu wskutek wzrostu ciśnienia porowego wywołanego grzęźnięciem wyżejległej warstwy piaskowcowej w trójwarstwowym systemie z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym. Deformacja nastąpiła tam, gdzie kohezja i niska porowatość osadu ograniczała ruch wody w górę, to znaczy we wzbogaconej w pył i il stropowej części wielozestawu i przykrywającej go warstwie mułowca. Uciekająca woda przemieszczała się pomiędzy słabo upakowanymi ziarnami lamin odprądowych osiagając grzbiety riplemarków przykryte cienkimi laminami mułu. Tam też, gdy wartość ciśnienia porowego przekroczyła granicę plastyczności osadu, następowała deformacja,

której końcowym etapem było przerwanie ciągłości lamin i powstanie kanałów fluidyzacyjnych typu B (por. Lowe 1975, s. 169). Tak więc opisywane konwolucje zaliczyć należy raczej do struktur deformacyjnych typu konsolidacyjnego (por. Anketell, Dżułyński 1969), a nie syndepozycyjnego, gdzie procesowi deformacji towarzyszy ciągle dodawanie osadu z zawiesiny (np. Kuenen, 1953; Lowe 1975).

Podstawowe warunki wymagane do powstania struktur deformacyjnych związanych z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym w układzie muł–piasek to: (a) niski stopień kompaktacji podścielającego mułu i (b) szybka depozycja przykrywającego piasku (Brenchley, Newall 1977). W zmierzonych profilach naprzemianlegle przeławionych piaskowców i mułowców stwierdzono miąższe (kilka do kilkanaście metrów) odcinki, w których pograży występują w spągach niemal wszystkich ławic piaskowcowych (por. np. fig. 28). Fakt ten wskazuje nie tylko na katastroficzny charakter depozycji piasku, lecz także na wysokie tempo akumulacji materiału mułowego, którego konsolidacja trwała zazwyczaj dłużej niż czas pomiędzy dwoma kolejnymi etapami depozycji materiału piaszczystego. Na pendenpozycyjny charakter stwierdzonych pograżów wskazuje między innymi często zgodna asymetria struktur płomieniowych z nachyleniem lamin zaprądowych warstwowania przekątnego w tej samej ławicy. Nie można jednak wykluczyć, że część stwierdzonych struktur deformacyjnych ma genezę postdepozycyjną (por. pl. VII, 1; VIII, 1) wskutek eksplozywnego odwodnienia miąższej przydennej partii osadu tworzącej wielokrotny układ z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym po przejściu frontu upłynnienia wywołanego np. wstrząsem sejsmicznym.

#### INTERPRETACJA

Występowanie piaskowców facji *D* wśród utworów mułowcowych, erozyjne spągi ławic oraz bogactwo struktur sedymentacyjnych charakterystycznych dla depozycji ze zwalnającej turbulენტnej zawiesiny wskazują, że powstanie omawianych ławic było związane z okresowymi katastroficznymi epizodami sedymentacyjnymi, w czasie których piasek był wprowadzony do niskoenergetycznego środowiska sedymentacji mułu.

Główną cechą ławic subfacji *D1* jest obecność riplemarków wstępujących. Są to struktury charakterystyczne dla depozycji z zawiesiny i równoczesnej trakcyjnej redepozycji osadzanego materiału (Sanders 1963). Przewaga typów *B* i *S*

wskazuje, że depozycja odbywała się przy wysokim stosunku zawiesiny do materiału wleczonego, a dominacja wzoru I Allena z konwolucjami i gradacyjnym przejściem do poziomo laminowanego pyłowca świadczy, że większość ławic tej subfacji była deponowana ze zwalnających prądów (Jopling, Walker 1968; Allen 1973). Sekwencja struktur oraz odwrócona gradacja, ilustrowane na planszy V, 1, wskazują natomiast na depozycję w warunkach przechodzenia prądu z fazy transportu rytmicznego do górnego płaskiego dna (por. Środoń 1974).

Piaskowce średnioziarniste subfacji D2 z laminacją poziomą, lineacją ziarna i często bimodalną orientacją większych fragmentów roślinnych powstawały w warunkach górnego reżimu przepływu (por. Allen 1964). Drobnioziarniste piaskowce poziomo laminowane z ciemnymi laminami wzbogaconymi we frakcję pylasto-ilastą przypuszczalnie były deponowane z wolno płynącej zawiesiny (przy prędkościach mniejszych niż prędkość krytyczna dla fazy riplemarkowej), w której na skutek wahań prędkości i kierunku prądu dochodziło do selekcji i opadania ziarn o kontrastowych cechach fizycznych (por. Kuenen 1966; Unrug 1959). Rzadkie przechodzenie laminacji poziomej w przekątną w przystropowej części omawianych ławic sugeruje, że ich depozycja odbywała się przy względnie małej ilości materiału niesionego w zawieszynie, a złożony już osad był zbyt kohezyjny, aby mogły tworzyć się riplemarki (por. Rees 1966; Gonzalez-Bonorino, Middleton 1976).

Główne cechy piaskowców subfacji D3, to jest uziarnienie frakcjonalne oraz sekwencja struktur, w której interwał masywny jest przykryty przez laminację poziomą, a ta z kolei przechodzi w górę w laminację przekątną, upodabiają omawiane ławice do turbiditów zdeponowanych z rozcieńczonych dojrzałych prądów zawieszinowych.

Jednak częstokroć ostry kontakt piaskowców facji D z przykrywającymi mułowcami, a także stwierdzona w kilku przypadkach sekwencja struktur wskazująca na depozycję w warunkach zwiększającej się energii prądu (por. pl. V, 1) sugerują, że klasyczne prądy zawieszinowe nie były głównymi mediami depozycyjnymi osadów tej facji. Powyższe cechy, a także rytmiczne przewarstwianie się opisywanych piaskowców z mułowcami facji C i A pozwalają przypuszczać, że akumulacja tych utworów odbywała się na dnie położonym poniżej normalnej podstawy falowania, lecz okresowo poddawany działalności prądów dennych i głębokich fal (por. Brenchley *et al.* 1979). Prawdopodobnie głębokość depozycji piaskowców facji D

mieściła się generalnie w zakresie strefy sublitoralnej, gdzie główną rolę w donoszeniu materiału piaszczystego mogły odgrywać procesy sztormowe lub okresowe napływy wód lądowych, obciążonych materiałem klastycznym. Wywołane katastrofalnymi powodziami w obszarze źródłowym (por. np. Dżułyński, Żak 1960; Goldring, Bridges 1973).

#### FACJA E. GRUBOZIARNISTE PIASKOWCE FRAKCYJONOWANE I MASYWNE

##### OPIS

Są to piaskowce od bardzo gruboziarnistych do średnioziarnistych, nierzadko zlepieńcowate w partiach przyspągowych, masywne (niefrakcjonowane) lub wykazujące normalne uziarnienie frakcjonalne (pl. VIII, 2). Ścisłe współwystępowanie obu tych teksturalnych typów piaskowców spowodowało zaliczenie ich do jednej facji.

Ławice tej facji mają miąższości od kilkunastu do około 500 cm (średnio 80 cm), ale jednostki grubsze mają charakter złożony. Amalgamacja przejawia się w postaci gradacji wielokrotnej bądź wewnętrznych nieciągłych powierzchni erozyjnych, a stosunkowo rzadko w postaci śladów przelawień pylasto-mułowcowych. Powierzchnie ławic na kontaktach z piaskowcami lub mułowcami są zawsze ostre, płaskie lub z wcięciami erozyjnymi do kilku centymetrów wysokości, a piaskowce zawierają często klasty śródformacyjne. Gdy ławice te przykrywają zlepieńce, kontakt może być ostry, przykrywający lub gradacyjny ze stopniowym przejściem od masy wypełniającej zlepieńca do piaskowca.

Piaskowce frakcjonowane wykazują gradację normalną w obrębie części lub całej miąższości ławicy. Na ogół występuje gradacja od grubo- do średnioziarnistego piaskowca. Ławice grubsze mają w partiach przyspągowych piaskowce zlepieńcowate; średnia wielkość ziarna odpowiada drobniemu żwirkowi (4–8 mm), a maksymalna wielkość otoczków dochodzi do 8 cm. Gradacja zaznacza się zarówno w zakresie maksymalnej, jak i średniej wielkości ziarna, aczkolwiek ten pierwszy typ dominuje. W kilkunastu ławicach stwierdzono cienki (kilka centymetrów) interwał odwrotnie frakcjonowany w partii przyspągowej. Około 40% zmierzonych ławic wykazuje niewyraźną laminację poziomą w części przystropowej (pl. VIII, 2; XIV, 1). Miąższość interwału laminowanego waha się od 2 do 110 cm, na ogół jednak nie przekracza kilkunastu centymetrów. W dwóch ławicach powyżej interwału z laminacją

poziomą stwierdzono laminację przekątną w przystropowej warstwie piaskowca drobnoziarnistego kilkunastocentymetrowej miąższości.

W utworach tej facji nie znaleziono fauny, a szczątki redeponowanej flory są rzadkie. Piaskowce frakcjonowane i masywne występują najczęściej w formie pojedynczych ławic przedzielających warstwy zlepieńców bądź tworzą kilkunastometrowej miąższości sekwencje wśród utworów zlepieńcowych. Znacznie rzadziej facja *E* pojawia się wśród utworów drobnoziarnistych.

#### INTERPRETACJA

Cechy piaskowców frakcjonowanych, tzn. erozyjne spągi, normalna gradacja często ze strefą inwersji w spągu, obecność laminacji płaskiej w najwyższych częściach ławic, częsta amalgamacja oraz brak wielkoskalowych struktur trakcyjnych, upodabniają je do osadów niedojrzałych prądów zawieszinowych („proximal” turbidites – por. np. Walker 1966, 1967; Link 1975; Ślęczka, Unrug 1976). Obecność inwersyjnej gradacji ziarna w dolnych partiach niektórych ławic wskazuje, że osad tuż przed ostateczną depozycją przechodził przez stadium sływu inercyjnego, w którym faza rozproszona była utrzymywana w zawieszeniu dzięki kolizjom międzyziarnowym i być może także przez naciśnienie porowe wywołane wzrostem koncentracji ziarn w przydennej części sływu (por. Sanders 1963; Middleton 1967).

Takie cechy piaskowców masywnych, jak gruboziarnistość oraz brak gradacji i laminacji, wskazują, że piaskowce te mogły powstać w wyniku:

- szybkiej depozycji z gwałtownie zwalnających prądów zawieszinowych, dzięki czemu nie mogły rozwinąć się formy dna (por. Walton 1967);
- depozycji masowej z grawitacyjnych sływów o wysokiej koncentracji (por. Middleton 1967);
- depozycji z prądów trakcyjnych w warunkach górnego reżimu przepływu.

Brak struktur ucieczkowych w piaskowcach omawianej facji może być związany z gruboziarnistą teksturą osadu, dzięki czemu odwadnianie mogło zachodzić mniej lub bardziej równomiernie w całej jego objętości.

#### FACJA *F*. PIASKOWCE ZLEPIĘNCOWATE WARSTWOWANE

#### OPIS

Facja ta obejmuje drobnotoczakowe zlepieńce oraz piaskowce zlepieńcowate do średnioziarnistych, cechujące się obecnością warstwowania po-

ziomego lub przekątnego. Ławice tej facji mają formy soczewkowate o miąższościach od 40 do około 250 cm i stosunkowo niewielkim zasięgu lateralnym od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. W obrębie ławic warstwowanych poziomo miąższość pojedynczych warstw waha się od grubości otoczaka (kilka cm) do kilkunastu centymetrów. Laminy żwirkowe (maksymalna wielkość otoczaków do 8 cm) bądź laminy piaskowcowe wzbogacone w żwir są oddzielone od siebie na ogół grubszymi partiami piaskowcowymi. Ławice takie wypełniają na ogół erozyjne kanały w obrębie zlepieńców (fig. 8, *B*). Stosunkowo rzadkie są ławice złożone przeważnie ze średnioziarnistego piaskowca z niewielką domieszką drobnego żwiru, w których słabo zaznaczają się warstwowania przekątne rynnowe lub agradacyjne, związane z bocznym wypełnianiem zagłębień podłoża (fig. 8, *A*).

Tak wykształcone osady zlepieńcowo-piaskowcowe są bardzo rzadkie w utworach sukcesji Świebodzi. Głównie występują one w postaci cienkich

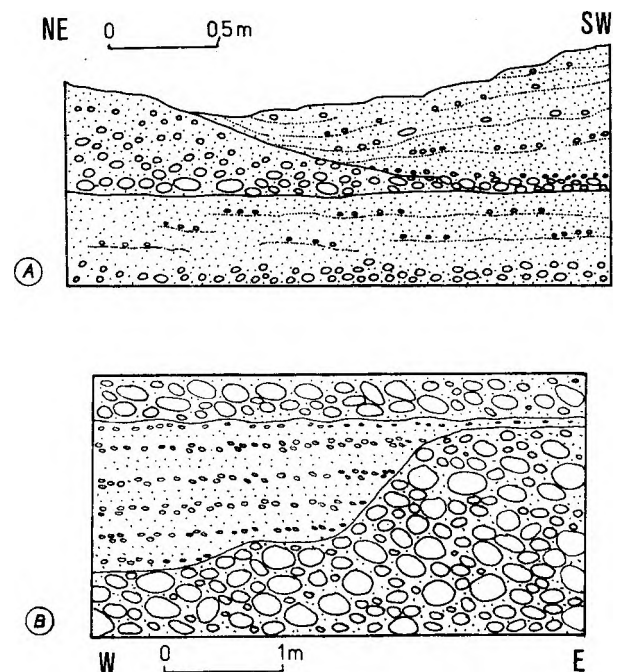


Fig. 8

#### Warstwowanie w piaskowcach (facja *F*)

*A* – piaskowiec zlepieńcowaty z niskokątowym warstwowaniem przekątnym wypełniający erozyjne zagłębienie podłoża (ogniwo zlepieńca z Lipiny; odsłonięcie L1/2); *B* – piaskowiec zlepieńcowaty z laminacją poziomą wypełniający kanał erozyjny w obrębie ortozlepieńców (formacja zlepieńca z Chwaliszowa; odsłonięcie S4)

#### Field sketches showing geometry of stratified sandstones (facies *F*)

*A* – low-angle cross stratified, conglomeratic sandstone filling erosional hollow in the substratum (Lipina Member; exposure L1/2); *B* – conglomeratic sandstones filling channel eroded within orthoconglomerate bed (Chwaliszów Formation; exposure S4)

przewarstwień w obrębie ortozlepieńców najwyższej części formacji zlepieńca z Chwaliszowa (osiowa strefa synkliny Szczawienka).

#### INTERPRETACJA

Rozsortowanie osadu na warstwy piaszczyste i wzbogacone w żwir sugeruje transport i depozycję z silnie turbulentnych prądów trakcyjnych. Obecność otoczków o wielkości do kilku centymetrów w osadzie poziomo laminowanym wskazuje, że warstwowanie to było związane raczej z przepływami o wysokich energiach, a nie z płaskim dnem (por. Harms *et al.* 1975, s. 16–19). Występowanie powierzchni erozyjnych w spągach ławic oraz ich soczewowate kształty sugerują działanie skanalizowanych silnych prądów. Sporadyczność występowania warstwowań przekątnych typu rynnowego może świadczyć o tym, że z powodu słabego wysortowania i braku materiału drobnoziarnistego warstwowania takie są niewidoczne (por. Cant, Walker 1976), bądź też, że warunki, w których żwirowo-piaszczysty materiał był transportowany w formie dużych riplemarków, powtarzały się rzadko.

#### FACJA G. PARAZLEPIEŃCE I PLASTYCZNIE ZDEFORMOWANE MUŁOWCE

##### OPIS

Facja ta obejmuje zlepieńce charakteryzujące się przewagą mułu nad frakcją żwirkowo-piaszczystą w obrębie masy wypełniającej oraz towarzyszące im niekiedy mułowce wykazujące ślady plastycznych deformacji. W obrębie utworów tej facji zaznaczają się wyraźnie dwie skrajne subfacje różniące się między sobą składem szkieletu ziarnowego i najprawdopodobniej połączone ze sobą stopniowymi przejściami.

Subfacja *G1*. Są to parazlepieńce, których szkielet ziarnowy składa się przeważnie z dobrze obtoczonych klastów skał ekstraformacyjnych (pl. IX, 1, 2). Zlepieńce te na ogół mają rozproszony szkielet ziarnowy, rzadziej wykazują teksturę kontaktową (por. fig. 12). Miąższość ławic zmienia się od 0,40 do 2,5 m i często ulega znacznym wahaniom w obrębie pojedynczych jednostek sedymentacyjnych. Spągi ławic są ostre, płaskie lub zdeformowane przez pogrąży (pl. IX, 1). Nierzadko zlepieńce te wypełniają kanały erozyjne w obrębie mułowców (fig. 9). Szkielet ziarnowy jest z reguły źle wysortowany i złożony z otoczków frakcji 32–256 mm, maksymalna wielkość klastów sięga 60 cm. Na ogół zlepieńce są niefrakcjonowane (masywne), chociaż niekiedy spotyka się słabo

rozwinętą odwróconą gradację wielkości klastów, przy czym największe z nich wystają wtedy nieco ponad powierzchnię stropową ławicy. Ułożenie klastów jest bezładne, chociaż w odmianach bogatych w masę wypełniającą płaskie klasty układają się niekiedy równolegle lub pionowo w stosunku do powierzchni granicznych ławicy.

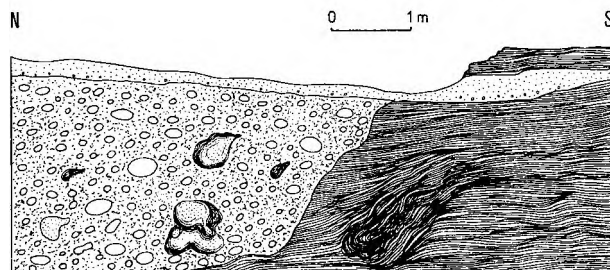


Fig. 9

Fragment kanału erozyjnego w mułowcach masywnych ze śladami plastycznej deformacji wypełniony parazlepieńcem (facja *G*); w masie wypełniającej zlepieńca oprócz otoczków widoczne piaskowcowo-mułowcowe płyty deformacyjne (formacja z Pogorzały; odsłonięcie W3)

Paraconglomerate bed (facies *G*) filling erosional channel cut in massive mudstones showing traces of soft-sediment deformation; contorted mudstone and sandstone intraclasts are visible in paraconglomerate clast framework (Pogorzała Formation; exposure W3)

Opisywana subfacja występuje głównie w utworach formacji z Pogorzały, gdzie towarzyszy mułowcom (facje: *A*, *B* i *C*) oraz piaskowcom frakcjonowanym (facje *D* i *E*).

Subfacja *G2*. Obejmuje parazlepieńce złożone głównie z klastów skał śródformacyjnych. Utwory te występują w kilku niewielkich odsłonięciach ograniczonych do dolnych części formacji z Książa (odsłonięcie P3/2, P3/3) i formacji z Chwaliszowa (odsłonięcie S3). W odsłonięciu w Lubiechowie (fig. 32, P3/2) utwory subfacji *G2* występują w formie grubych ławic (2–12 m miąższości) o raczej ostrych, płaskich lub pofalowanych powierzchniach granicznych i są przewarstwione ortozlepieńcami (facja *H*) oraz piaskowcami frakcjonowanymi i masywnymi (facja *E*; pl. IX, 3).

Masa wypełniająca parazlepieńców składa się z niewysortowanej mieszaniny mułu (do 80%) i drobnego piasku, w której są rozproszone ziarna drobnego ostrokrawędzistego żwirku. Szkielet ziarnowy składa się z bezładnie rozrzuconych, śródformacyjnych klastów piaskowca i mułowca oraz otoczków skał ekstraformacyjnych (do 20%), w których dominują gnejsy, ostrokrawędziste bloki wapienne (do 65 cm średnicy) oraz silnie zsosyrytyzowane gabro (pl. X, 1). Klasty piaskowcowe

występują w formie ostrokrawędzistych lub lekko zaokrąglonych fragmentów (od kilku do 70 cm długości) lub płatów deformacyjnych o różnych kształtach, wśród których dominują formy niesymetryczne (*sensu* Książkiewicz 1958). Niektóre fragmenty deformacyjne mają obwódki mułowcowe (do 2 cm grubości) z zachowanymi śladami pierwotnej laminacji pyłowcowej; obwódki te niekiedy zawierają drobny żwirek. Klasy mułowca mają kształty soczewkowate, niekiedy kuliste, najczęściej jednak występują w postaci płatów i płyt (wielkości od kilku centymetrów do 1.5 m) o ostrych, postrzępionych lub rozmytych granicach.

Pomiędzy omawianymi zlepieńcami występują dwie ławice mułowcowe o miąższości około 2 m (fig. 32, P3/3). Wykazują one niewyraźne na ogół ślady piaszczysto-pyłowcowej laminacji, miejscami spotyka się owalne lub nieregularne płyty deformacyjne dość ostro odróżniające się od pokruszonego tła (pl. IX. 3). Sporadycznie występują małe ostrokrawędziste klasy piaskowca i drobne otoczaki. W mułowcach tych Gunia (1966, 1968) znalazł fragment *Ortoceras* sp., a w kilku klastach piaskowca źle zachowane ośrodki ramienionogów.

Od opisanych utworów brakiem przewarstwień mułowcowych różnią się parazlepieńce odsłonięte w Starych Bogaczowicach (fig. 36, S3). Są to brekcje o bimodalnym szkielecie ziarnowym, którego główna część składa się z dobrze upakowanych, ostrokrawędzistych okruchów (4–32 mm) mułowca, a rzadziej piaskowca, wśród których tkwią bezładnie rozproszone ostrokrawędziste, czasami lekko zaokrąglone fragmenty piaskowca o rozmiarach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów (pl. X. 2). Największy stwierdzony blok piaskowca liczy około 6,5 m długości i 3,5 m szerokości (pl. X. 3). Udział klastów śródformacyjnych w szkielecie ziarnowym omawianych zlepieńców waha się od 50 do 90%; pozostałość stanowią, niewielkie na ogół, otoczaki gnejsów, kwarcytów, łupków epimetamorficznych oraz ostrokrawędziste klasy wapieni sporadycznie dochodzące do 1 m długości. Masę wypełniającą stanowią drobne płatki mułowca i drobnoziarnisty piaskowiec. Opisywane zlepieńce występują w formie mniej lub bardziej tabularnych ławic, których miąższości wahają się od 1 do 7 m (zapewne i więcej). Ławice są masywne, a niekiedy w ich przystropowych partiach zaznacza się słabo rozwinięta normalna gradacja.

#### INTERPRETACJA

Cechy teksturalne utworów facji G oraz obecność fauny morskiej zarówno w plastycznie zde-

formowanych klastach śródformacyjnych, jak i towarzyszących przewarstwieniach mułowcowych dowodzą niezbicie, że omawiane utwory powstały w wyniku podmorskich grawitacyjnych przemieszczeń masowych.

Ławice subfacji G1 wykazują nieomal pełny zespół cech charakterystycznych dla gwałtownej depozycji z grawitacyjnych spływów osadu, typu spływów kohezyjnych (debris flow – *sensu* Johnson 1970; por. tab. 3), w których głównym mechanizmem utrzymującym klasy w zawieszeniu w czasie transportu jest kohezja i wysoka gęstość mieszaniny mułowo-wodnej (por. m. in. Unrug 1963; Lewis 1976; Middleton, Hampton 1976). Występowanie odwróconej gradacji ziarna w niektórych ławicach omawianej subfacji sugeruje, że mechanizm ten mógł być okresowo wspomagany przez ciśnienie dyspersyjne, generowane przez kolizje pomiędzy klastami, gdy gęstość i kohezja fazy rozpraszającej (mieszaniny mułowo-wodnej) zmniejszyła się wskutek rozcieńczenia spływu otaczającą wodą (por. Bagnold 1954; Fisher 1971).

Obfitość klastów śródformacyjnych w postaci drobnych okruchów, dużych bloków i płatów deformacyjnych oraz brak praktycznie wysortowania zarówno szkieletu ziarnowego, jak i masy wypełniającej upodabniają ławice subfacji G2 do typowych utworów olistostromowych (por. Abbate *et al.* 1970; Hoedemaker 1973). Fakt ten pozwala przypuszczać, że utwory omawianej subfacji powstały w wyniku podmorskich procesów osuwiskowych, którymi zostały objęte osady o różnej litologii i stopniu konsolidacji. Ławice mułowcowe powstały w wyniku przemieszczania częściowo skonsolidowanego mułu, przy czym obecność zdeformowanych śladów pierwotnej laminacji świadczy, że granica płynności nie została przekroczona w całej objętości deformowanego materiału, a ruch zachodził poprzez plastyczne płynięcie (por. Dott 1963; Morris 1971). Ławice brekcji złożone przeważnie z ostrokrawędzistych fragmentów oraz płatów deformacyjnych piaskowców i mułowców powstały przypuszczalnie w wyniku zaawansowanych procesów osuwania plastycznych mułów i częściowo skonsolidowanych piaskowców (por. Dżułyński 1963).

Obecność mniejszej lub większej domieszki klastów ekstraformacyjnych nieomal we wszystkich ławicach parazlepieńców o charakterze brekcji osadowych wskazuje, że zasadniczym czynnikiem wyzwalającym grawitacyjną deformację na pół skonsolidowanego osadu mogło być nagłe wtargnięcie materiału żwirowego na skłon depozycyjny, pokryty naprzemianlegle warstwowanymi mułami

i piaskami (por. Crowell 1957; Dżułyński, Radoski 1966). Część żwiru, grzęznąc w podścielającym osadzie, mogła być tutaj trwale zdeponowana i dała w efekcie ławice parazlepieńców złożone głównie z otoczków skał ekstraformacyjnych, a część była dalej transportowana i rozpraszała się w obrębie wyrwanego z podłoża lub grawitacyjnie osuwającego się materiału śródformacyjnego. Prawdopodobnie tak zainicjowane osuwiska mogły następnie przekształcać się wskutek mieszania się z wodą w gęste spływy kohezyjne, z których były deponowane gruboławicowe parazlepieńce złożone przeważnie z ostrokrawędzistych klastów śródformacyjnych.

#### FACJA H. ORTOZLEPIENIE

##### OPIS

Facja ta obejmuje zlepieńce o szerokim zakresie wielkości klastów tkwiących w masie wypełniającej, złożonej ze średnio- do gruboziarnistego piaskowca oraz drobnego żwiru. Ortozlepieńce cechują się dość znaczną zmiennością cech teksturalno-strukturalnych, aczkolwiek, jak się wydaje, utwory tej facji tworzą *continuum*, w którym istnieje szereg stopniowych przejść pomiędzy ławicami o różnej teksturze i typie gradacji. Można zatem przypuszczać, że media transportowo-depozycyjne, które doprowadziły do powstania ławic o różnym stopniu organizacji wewnętrznej, nie były zasadniczo odmienne. Stąd też zlepieńce te – interpretowane dalej jako utwory grawitacyjne spływów masowych – zgrupowano w jednej facji. W jej obrębie wyróżniono 6 subfacji, w których scharakteryzowano bliżej przypuszczalne mechanizmy transportu i depozycji.

Opisywane zlepieńce tworzą przewarstwienia w obrębie utworów opisanych dotychczas facji, chociaż najczęściej, wspólnie z gruboziarnistymi piaskowcami frakcjonowanymi i masywnymi, tworzą miększe sekwencje pozbawione wkładek drobniej ziarnistych.

Uławicenie. Powierzchnie graniczne ławic ortozlepieńców zaznaczają się na ogół wyraźnie dzięki licznym przewarstwieniom piaskowców. Większość zmierzonych ławic ma charakter tabularny z powierzchniami spągu i stropu mniej więcej równoległymi do siebie. Mięszkość ławic zmienia się w zakresie 6–400 cm, średnio 115 cm. Rzadkie są warstwy zlepieńcowe o mięszkościach 6–10 m; reprezentują one przypuszczalnie jednostki amalgamowane, które zostały zdeponowane w kilku aktach depozycyjnych. Zazwyczaj ślady

powierzchni spągowych oglądane na przekrojach pionowych są płaskie, rzadziej pofalowane z niewielkimi wcięciami erozyjnymi (pl. XI, 1). Powierzchnie spągowe są rzadko odsłonięte, a jeśli tak, to są na ogół gładkie; w kilku przypadkach obserwowano słabo rozwinięte, wydłużone (do 20 cm) odlewy wcięć erozyjnych w postaci jamek wirowych.

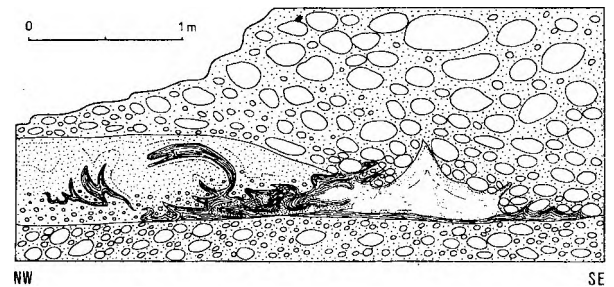


Fig. 10

Pogrzy i struktura osuwiskowa na granicy ławicy ortozlepieńca z gradacją odwróconą (subfacja H1) i podścielającego ją gruboziarnistego piaskowca frakcjonowanego i mułowca (ogniwo zlepieńca z Lipiny; odsłonięcie L2/5)

Field sketch showing load and slump structures at base of inverse graded orthoconglomerate bed (subfacies H1); Lipina Member, exposure L2/5

Na kontakcie ławic zlepieńcowych z podścielającymi je mułowcami i piaskowcami występują niekiedy pogrzy i struktury osuwiskowe (fig. 10). Kontakt ten może mieć również charakter erozyjny, wtedy też w dolnych częściach ławic zlepieńcowych często występują nagromadzenia ostrokrawędzistych śródformacyjnych klastów mułowcowych o wielkościach od kilkunastu milimetrów do kilkudziesięciu centymetrów. W dwóch przypadkach obserwowano fragmenty kanałów erozyjnych o głębokości około 2.5 m i szerokości co najmniej 5 m. Można sądzić, że taki charakter dolnego kontaktu ortozlepieńców z podścielającymi je osadami drobnoziarnistymi jest znacznie częstszy niż wynikałoby to z obserwacji w dostępnych odsłonięciach.

Powierzchnie stropowe ławic są ostre, płaskie bądź zaznacza się tu gradacyjne przejście w przykrywający piaskowiec. Niewielkie na ogół odsłonięcia nie pozwalają na oboczne śledzenie ławic na odcinkach dłuższych niż kilka, rzadziej kilkanaście metrów (maksymalnie 30 m).

Szkielet ziarnowy. Ortozlepieńce składają się ze słabo wysortowanego żwiru, którego średnia wielkość mieści się na ogół w przedziale 64–128 mm. Wartości maksymalnej wielkości klastów (MPS) zmieniają się od 1 do 85 cm, przy

czym średnio wahają się w zakresie 10–27 cm. Rozmiary największych otoczków rzadko przekraczają 60 cm. Wielkość otoczków wyraźnie zależy od rodzaju skały wyjściowej, a zależność ta ma generalnie podobny charakter w obrębie wszystkich formacji zlepieńcowych sukcesji Świebodzić (fig. 11, A). We frakcjach najgrubszych zdecydowanie przeważają otoczki gnejsów i jasnoszarych granitów; lokalnie osiągają one do 200 cm długości i 170 szerokości (por. pl. XI, 3). We frakcjach tych częste są także ostrokrawędziste klasty piaskowca i mułowca, przypuszczalnie

w większości o śródformacyjnej genezie. Frakcje drobniejsze mają bardziej polimiktyczny charakter, a znaczny w nich udział mają otoczki kwarcu średnio do 30%, (fig. 11, A).

Na ogół klasty są półobtoczone do obtoczonych, przy czym średnie wartości stopnia obtoczenia są zależne od rodzaju skały i częściowo także od rozmiarów klastów (fig. 11, B). Najlepszym obtoczeniem cechują się otoczki zieleńców, spilitów i kwarcytów, a ich średni stopień obtoczenia zwiększa się wraz ze wzrostem frakcji. Nie wykazują takiej tendencji klasty kwarcu i wapieni,

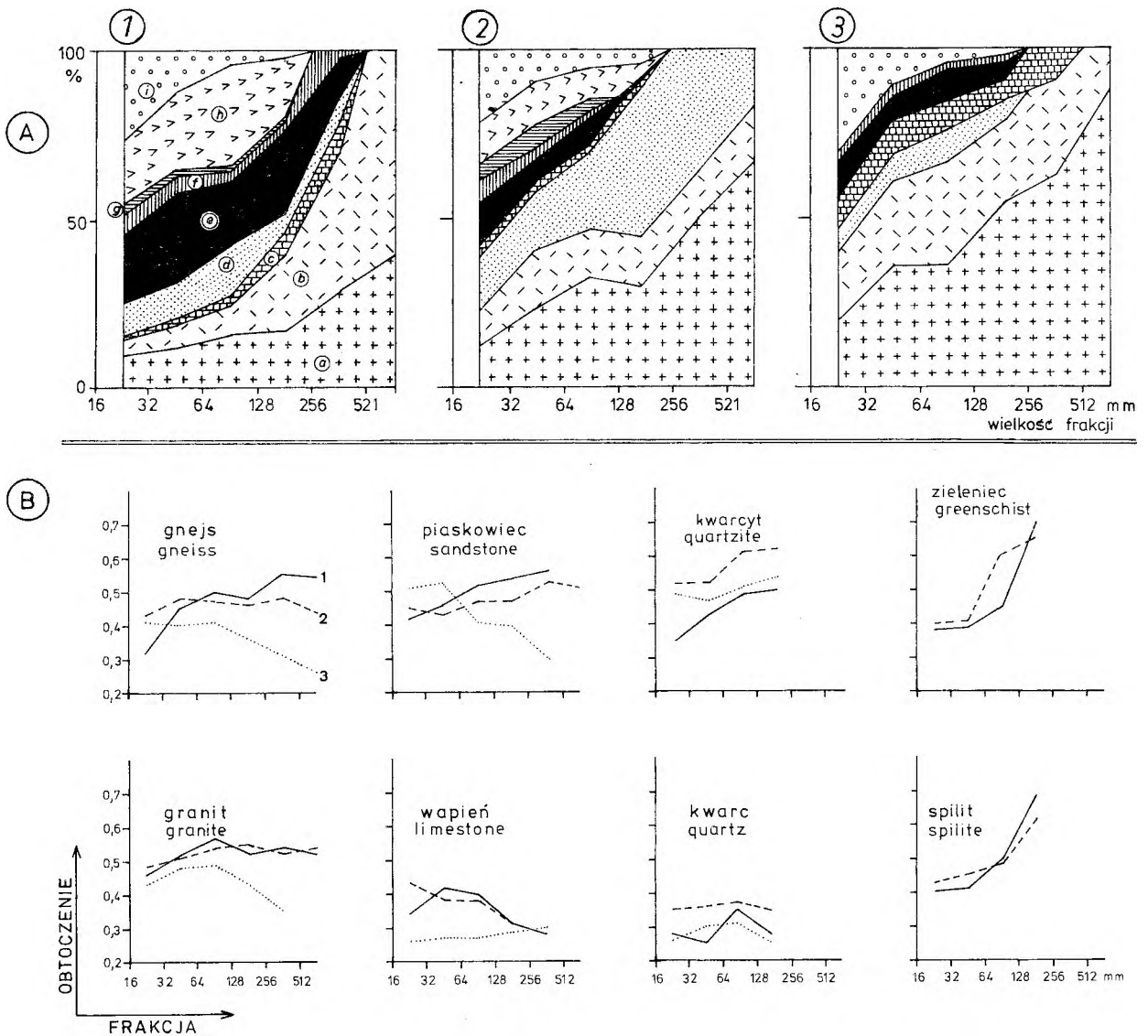


Fig. 11

A. Zgeneralizowane relacje pomiędzy składem petrograficznym a wielkością frakcji ortozlepieńców

1 – formacja z Pogorzalzy; 2 – formacja zlepieńca z Chwaliszowa; 3 – formacja zlepieńca z Książa; a – gnejsy; b – jasnoszare granity; c – wapienie; d – piaskowce; e – kwarcyty; f – łupki epimetamorficzne; g – wulkanity niezmetamorfizowane; h – zieleńce, łupki zieleńcowe, spility; i – kwarc

B. Zależność pomiędzy średnim stopniem obtoczenia a wielkością frakcji otoczków dla wybranych odmian litologicznych

A. Diagrammatic representation of clast composition versus clast size grade for orthoconglomerates

1 – Pogorzala Formation; 2 – Chwaliszów Formation; 3 – Książ Formation; a – gneisses; b – light-gray granites; c – limestones; d – sandstones; e – quartzites; f – epimetamorphic schists; g – unmetamorphosed volcanites; h – greenschists and spilites; i – quartz

B. Generalized relationships between mean clast roundness (ordinate) and size (abscissa) for some rock types



wśród nich dominują formy półostrokrawędziste (fig. 11, B). Większość otoczków granitów i gnejsów ma formy półobtoczone; ich stopień obtoczenia wraz ze wzrostem frakcji może się zwiększać (formacja z Pogorzały), zmniejszać (formacja zlepieńca z Książa) lub pozostawić bez zmian (formacja zlepieńca z Chwaliszowa). Nieznaczne różnice w obtoczeniu poszczególnych składników skalnych zaznaczają się także pomiędzy formacjami. Najlepszym obtoczeniem cechują się kwarcyty i zieleńce występujące w ortozlepieńcach formacji z Chwaliszowa, natomiast wśród klastów gnejsów i jasnoszarych granitów najslabiej obtoczone są te, które znajdują się w zlepieńcach formacji z Książa (fig. 11 B).

Masa wypełniająca. Szkielet ziarnowy ortozlepieńców jest osadzony w masie wypełniającej

złożonej ze źle wysortowanego, średnio- i gruboziarnistego piaskowca, niekiedy ze znaczną domieszką ostrokrawędzistego żwirku. Pod względem petrograficznym piaskowca masa wypełniająca jest reprezentowana przez arenity lityczne, rzadziej arkozowe. Szkielet ziarnowy tych piaskowców składa się z ostrokrawędzistych lub półostrokrawędzistych okruszków skał (głównie gnejsy i łupki metamorficzne), polikrystalicznych ziarn kwarcu, łuszczyków i skaleni. Detrytyczne tło jest zbudowane z pyłu kwarcowo-skaleniowego, zwykle z dużą domieszką zdeformowanych, częściowo zrekrystalizowanych ziarn mineralów blaszkowych typu sercyty i biotytu. Udział tła waha się od 2 do 16%, a średnio wynosi około 4%.

Pod względem objętościowego stosunku szkieletu ziarnowego do masy wypełniającej wśród

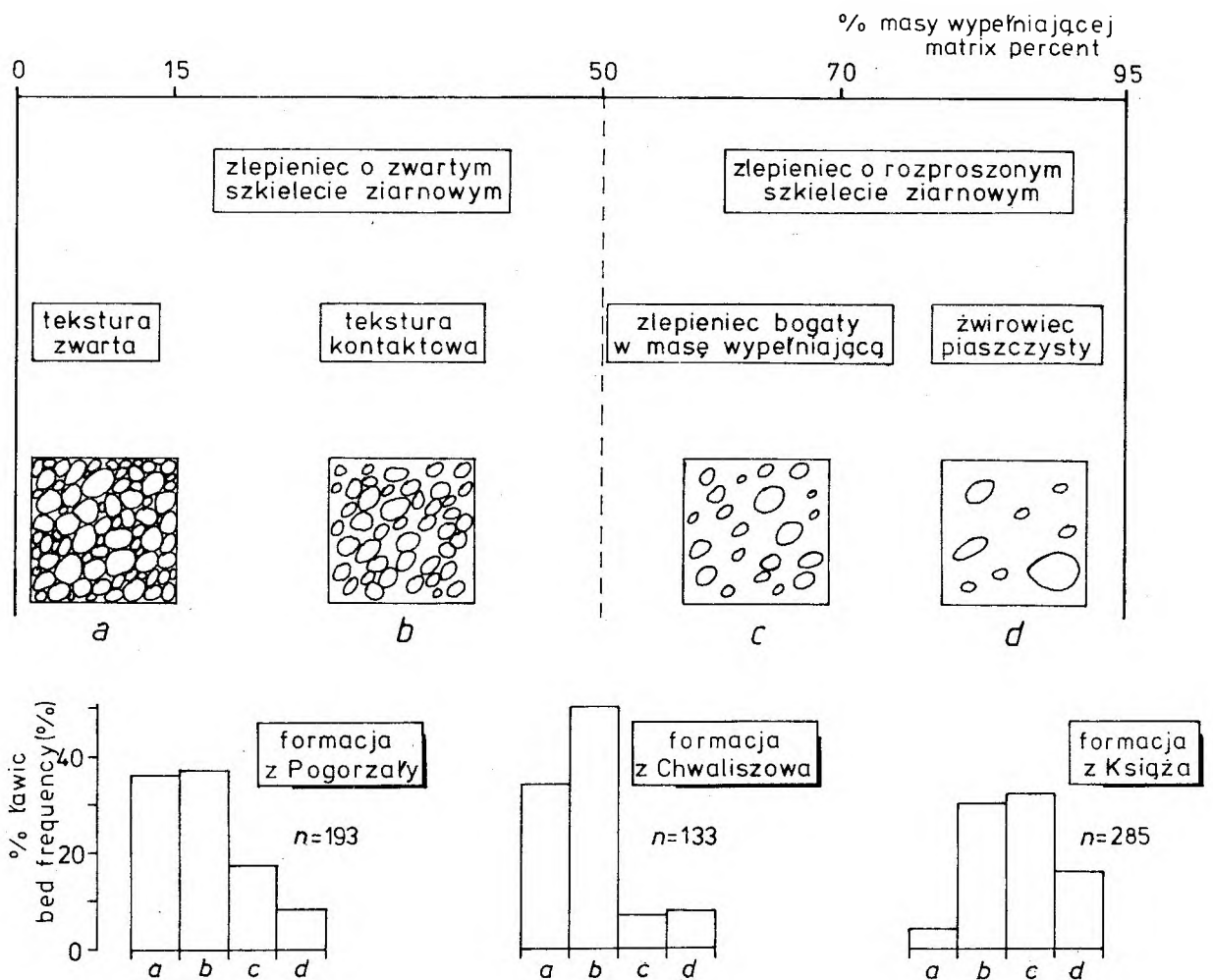


Fig. 12

Podział zlepieńców na klasy teksturalne oraz procentowe udziały poszczególnych klas w ortozlepieńcach sukcesji Świebodzi (facja H)

Textural classification of orthoconglomerates (facies H) and proportions of particular textural classes in orthoconglomerates of Świebodzi succession

a, b – clast-supported conglomerates; c – matrix-rich conglomerates, d – pebbly-to-bouldery sandstones; histograms concern the Pogorzały, Chwaliszów, and Książ conglomerates (from left to right)

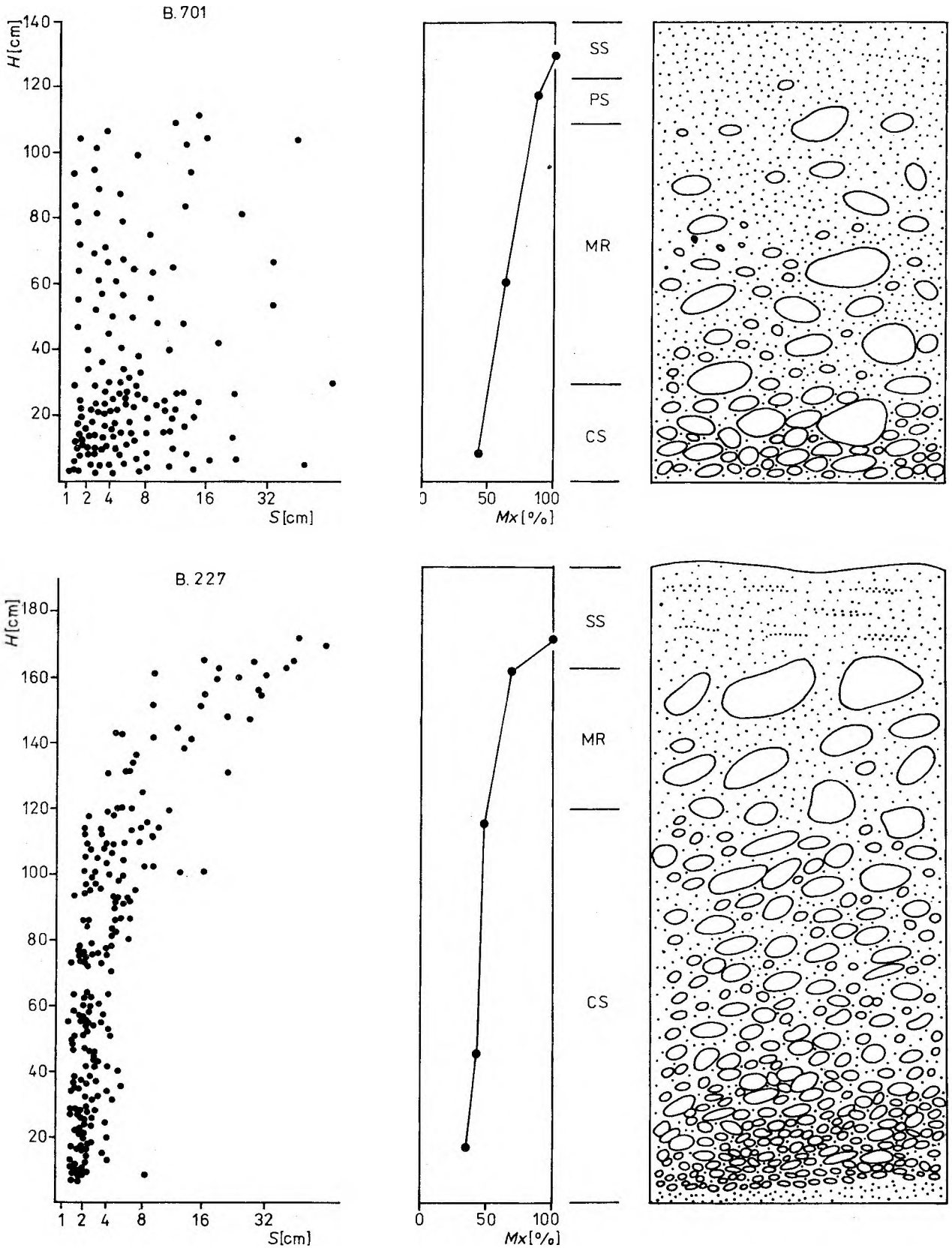


Fig. 13

Przykłady sekwencji teksturalnych powstałych w jednym akcie depozycyjnym, w których widoczna jest tendencja do koncentracji piasku w górnych częściach ławic

*S* - wielkość otoczaka. *H* - wysokość otoczaka nad spągiem; *Mx* - udział masy wypełniającej; CS - zlepniąc o zwartym szkieletie ziarnowym; MR - zlepniąc bogaty w masę wypełniającą; PS - żwirowiec piaszczysty; SS - piaszkowiec

Schematic sketches of two orthoconglomerate beds, which show tendency to segregation of sand toward their tops regardless of type of clast size grading

*S* - clast size; *H* - height of clast center above base of bed; *Mx* - matrix percent; CS - clast-supported conglomerate; MR - matrix-rich conglomerate; PS - pebbly sandstone. SS - sandstone

ortozlepieńców można wyróżniać odmiany o zwartym oraz rozproszonym szkielecie ziarnowym (fig. 12). W obrębie 611 zmierzonych ławic 64% ma zwarty szkielet ziarnowy, z czego tylko 24% ma teksturę zwartą (poniżej 15% masy wypełniającej); 24% to zlepienie bogate w masę wypełniającą, 12% to zwirowce piaszczyste; zlepienie o teksturze kontaktowej stanowią 49% badanej populacji. W obrębie formacji z Pogorzały i formacji zlepienia z Chwaliszowa zdecydowanie przeważają odmiany o zwartym szkielecie ziarnowym, natomiast formacja z Książa obfituje w zlepienie o rozproszonym szkielecie ziarnowym (fig. 12).

W obrębie indywidualnych ławic ortozlepieńców zazwyczaj występuje wzrost ilości masy wypełniającej w górę. Tendencja ta występuje bez względu na rodzaj gradacji w wielkości klastów, przy czym w przystropowych częściach ławic obserwuje się często stopniowe przechodzenie zlepienia bogatego w masę wypełniającą w przykrywający piaskowiec, zazwyczaj normalnie frakcjonowany lub masywny (fig. 13).

Orientacja klastów. W większości zmierzonych ławic ortozlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym stwierdzono imbrykację otoczków elipsoidalnych bez uprzywilejowanej orientacji ich

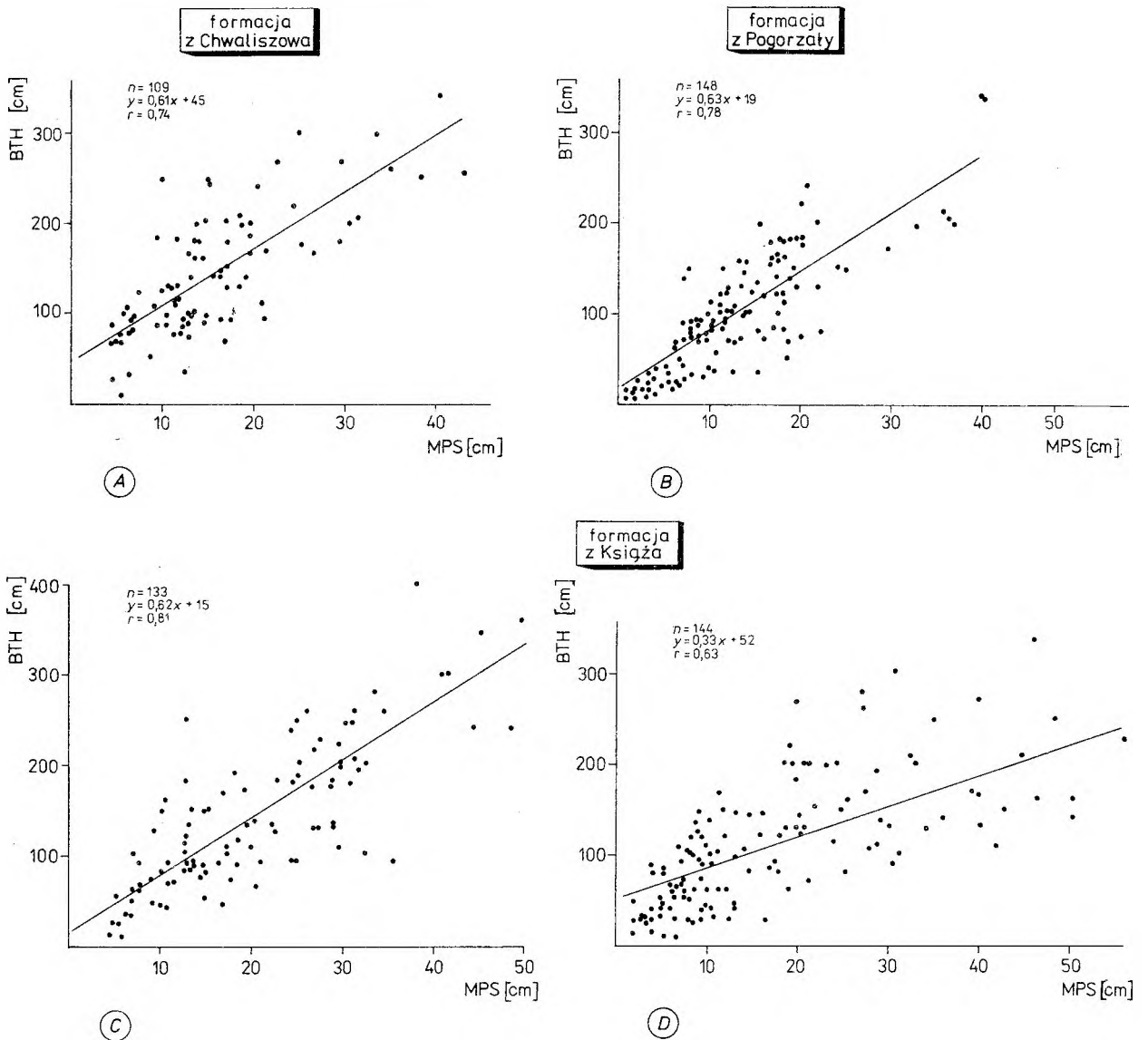


Fig. 14

Wykresy zależności pomiędzy maksymalną wielkością klastów (MPS) a miąższością ławic (BTH) dla ortozlepieńców o zwartym (A, B, C) i rozproszonym szkielecie ziarnowym (D)

Plots of maximum clast size (MPS) vs. bed thickness (BTH) for clast-supported (A, B, C) and matrix-supported (D) orthoconglomerates

A - Chwaliszów Formation; B - Pogorzała Formation; C, D - Książ Formation

osi najdłuższych. W kilkunastu ławicach z odwrotnym i normalnym uziarnieniem frakcjonalnym stwierdzono imbrykację otoczków połączoną z wyraźną, uprzywilejowaną orientacją osi najdłuższych, generalnie równoległą do kierunku upadu płaszczyzn *ab* (por. pl. XII, 1; XIII, 1). W obrębie ortozlepieńców bogatych w masę wypełniającą wykonanie szczegółowych pomiarów orientacji klastów nie było możliwe.

Relacje BTH/MPS. Dane zebrane z całego obszaru występowania facji *H* wskazują, że miąższość ławic (BTH) jest wprost proporcjonalna do maksymalnej wielkości klastów (MPS). Korelacja ta (fig. 14), przybliżona regresją prostoliniową, jest bardzo wysoka dla ortozlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym we wszystkich jednostkach litostratygraficznych (współczynnik korelacji  $r = 0,74, 0,79$  i  $0,81$ ). Dla zlepieńców o rozproszonym szkielecie ziarnowym (dane z formacji z Książa) korelacja ta jest nieco gorsza ( $r = 0,63$ ), ale statystycznie istotna na poziomie 1%.

Przy analizie subfacji, omówionej poniżej, dane pochodzące z formacji zlepieńca z Chwaliszowa i formacji z Pogorzały zgrupowano na wspólnych wykresach. Dane przedstawione w dalszych częściach pracy pozwalają sądzić, że materiał klastyczny dla obu tych zespołów zlepieńców pochodził z erozji wspólnego obszaru źródłowego (hipotetyczny masyw południowy). Nic też nie wskazuje na to, iż istniało pierwotne różnicowanie w wielkości dostarczanego materiału (ten sam zakres wartości MPS), które mogłyby mieć decydujący wpływ na charakter zależności BTH/MPS.

### Subfacje

Główne typy ławic ortozlepieńców wraz z podziałem tej facji na subfacje przedstawia figura 15, a ich liczbowe charakterystyki zawiera tabela 2.

Subfacja *H1*. Są to zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym z gradacją odwróconą (pl. XI, 1, 2; fig. 16). Subfacja ta obejmuje 22% ławic zlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym (14,2% wszystkich ławic). Zlepieńce wykazują stopniowy wzrost wielkości klastów w górę; największe z nich koncentrują się w górnej 1/3 części miąższości ławicy, rzadziej w samym stropie (fig. 16). Odwrotnej segregacji w rozmiarze klastów towarzyszy bardzo często stopniowy wzrost udziału masy wypełniającej, której ilość przy samym stropie może dochodzić do 60–80% (por. fig. 13, B.227). W takich przypadkach, mimo że gradacja klastów zachodzi we wszystkich frakcjach żwiru,

ogólne wysortowanie osadu zmniejsza się ku górze na skutek tendencji do powstawania tekstur ziarnowych rozproszonych. Taki charakter pionowych zmian teksturalnych prowadzi do skrajnej bimodalności rozkładów uziarnienia przejawiającej się występowaniem klastów o średnicach 20–50 cm „pływających” w piaszczystej masie wypełniającej w najwyższych częściach ławic, które z reguły kończą się wtedy warstwą piaskowca. Miąższość ławic jest bardzo dobrze skorelowana z maksymalnym rozmiarem klastów (fig. 17; tab. 2).

Subfacja *H2*. Są to zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym z gradacją pensymetryczną. Subfacja ta stanowi 21,5% ławic zlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym (13,2% wszystkich ławic). Ławice omawianej subfacji charakteryzują się stopniowym wzrostem wielkości klastów od spągu do wysokości 1/3–1/2 miąższości ławicy, po czym wielkość klastów zmniejsza się do stropu; rzadziej górna partia ławicy jest niefrakcjonowana. Miąższość strefy z gradacją odwróconą waha się od kilku centymetrów do około 0,5 m (pl. XII; fig. 18, B.805). Miąższość ławic jest dobrze skorelowana z maksymalną wielkością klastów (fig. 19; tab. 2). W odwrotnie frakcjonowanej części ławicy często występuje imbrykacja otoczków przechodząca ku górze w subhoryzontalne ułożenie otoczków płaskich (pl. XII, 1).

Subfacja ta ściśle odpowiada modelowej ławicy zlepieńca resedymentowanego z gradacją pensymetryczną (Davies, Walker 1974; „inverse-to-normally graded model”).

Subfacja *H3*. Stanowią ją zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym z gradacją normalną (pl. XIII, 1, 2; fig. 18, B.604). Subfacja ta obejmuje 23,1% ławic zlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym (14,8% wszystkich ławic). Gradacja ma miejsce zwykle w zakresie maksymalnej wielkości klastów. Miąższość ławic może przekraczać 2 m; jest ona dobrze skorelowana z maksymalnym rozmiarem klastów (fig. 20; tab. 2).

Subfacja *H4*. Są to normalnie frakcjonowane zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym z piaskowcową górną częścią ławicy (pl. XIII, 3, 4). Subfacja ta stanowi 5,3% ławic zlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym (3,8% wszystkich ławic). Dolna część ławicy ma miąższość od kilku do 80 cm i składa się zwykle z dobrze wysortowanego żwiru frakcji 16–32 mm, w którym niekiedy są rozrzucone większe klasty. Otoczkami w tej strefie są często zimbrykowane, lecz bez uprzywilejowanej orientacji osi najdłuższych. Część górna składa się z normalnie frakcjonowanego, grubo- do średnioziarnistego piaskowca o miąż-

		zwarty szkielet ziarnowy clast-supported cgl.		rozproszony szkielet ziarnowy matrix-supported cgl.		
		TEKSTURA TEXTURE				
TYPY GRADACJI CLAST SIZE GRADING	Ⓐ	odwrócona inverse				
	Ⓑ	pensymetryczna inverse-to-normal				
	Ⓒ	normalna normal				
	Ⓓ	brak ungraded				
			H1			
			H2			
			H3	H4		H7
			H5			H6

Fig. 15

Schemat podziału na subfacje zastosowany przy opisie ortozlepieńców (facja H)

Subdivision of orthoconglomerates (facies H) into subfacies based on matrix percentage and grading type

kości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Przejście zlepieńca w przykrywający piaskowiec jest na ogół gradacyjne, rzadziej ostre z wyraźnymi śladami erozji śródlawicowej. W przystropowej części piaskowca często występuje niewyraźna laminacja pozioma (pl. XIII, 3, 4). W kilku ławicach w piaskowcu stwierdzono słabo zaznaczające się niskokątowe warstwowanie przekątne. Miąższość zlepieńca jest słabo skorelowana z maksymalnym rozmiarem otoczków (fig. 20; tab. 2), a słaba korelacja jest wynikiem zbyt małych wartości BTH w stosunku do MPS.

Omawiana subfacja przypomina modelową ławicę zlepieńca resedymetowanego z gradacją normalną i laminowaną górną częścią (por. Davies, Walker 1974, „graded-stratified model”).

Subfacja H5. Są to niefrakcjonowane zle-

pieńce o zwartym szkielecie ziarnowym. Subfacja ta obejmuje 28,1% ławic zlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym (18,4% zmierzonych ławic). Ławice nie wykazują pionowej zmienności wielkości otoczków. Szkielet ziarnowy składa się na ogół z otoczków frakcji 64–128 mm, wśród których są rozrzucone bezładnie większe klasty. Odmiany grubootoczkowe są lepiej wysortowane, a stopień ich „masywności” jest przede wszystkim funkcją wąskiego zakresu wielkości materiału klastycznego (pl. XIV, 2). Miąższości ławic są słabo skorelowane z maksymalną wielkością klastów (fig. 21; tab. 2). W przystropowych partiach ławic grubootoczków zaznacza się niekiedy normalna gradacja, a w niektórych ławicach w partiach przyspągowych występuje słaba inwersja ziarna. Ułożenie otoczków jest zwykle bezładne.

Tabela 2

Zmienność maksymalnej wielkości klastów i miąższości ławic ortozlepieńców (facja *H*)  
Summary of size and thickness characteristics for 542 orthoconglomerate beds (facies *H*)

	Subfacja Subfacies	Maksymalna wielkość klastów Maximum clast size (MPS [cm])			Miąższość ławic Bed thickness (BTH [cm])			<i>N</i>	<i>r</i>
		zakres range	średnia mean	odchylenie standardowe standard deviation	zakres range	średnia mean	odchylenie standardowe standard deviation		
Formacja z Pogorzały Pogorzała Formation	<i>H1</i>	3,0–40,0	15,5	9,2	24–340	114	71	23	0,86
	<i>H2</i>	1,2–36,6	13,9	7,1	16–250	103	52	35	0,80
	<i>H3</i>	1,0–22,2	9,7	5,7	6–240	77	58	38	0,79
	<i>H4</i>	0,5–18,0	5,4	4,3	5–85	32	23	22	0,57
	<i>H5</i>	5,8–40,0	14,1	8,1	35–340	126	59	30	0,53
Formacja zlepieńca z Chwaliszowa Chwaliszów Conglome- rate Formation	<i>H1</i>	5,5–43,0	18,5	10,3	16–300	157	77	31	0,70
	<i>H2</i>	6,6–28,8	14,0	5,8	56–240	128	47	24	0,44
	<i>H3</i>	3,4–21,5	9,5	5,9	21–170	84	33	13	0,49
	<i>H5</i>	4,8–29,4	13,4	5,3	72–270	137	59	36	0,53
Formacja zlepieńca z Książa Książ Conglomerate Formation	<i>H1</i>	11,5–48,6	26,9	10,5	70–400	192	80	31	0,91
	<i>H2</i>	1,2–29,0	12,9	7,0	16–190	80	42	25	0,67
	<i>H3</i>	1,5–28,5	12,4	7,4	10–200	87	57	33	0,82
	<i>H5</i>	5,0–45,0	20,2	12,0	27–300	132	77	44	0,65
	<i>H6</i>	2,0–50,9	15,4	10,6	15–280	108	108	71	0,55
	<i>H7</i>	2,0–85,0	20,0	8,1	10–400	130	81	81	0,60

*N* – liczba ławic      *r* – współczynnik korelacji pomiędzy MPS i BTH  
Number of beds      BTH vs. MPS correlation coefficient

Subfacja *H6*. Są to zlepieńce masywne o rozproszonym szkielecie ziarnowym. Subfacja ta obejmuje 47% ławic zlepieńców o rozproszonym szkielecie ziarnowym (20% zmierzonych ławic, wśród których żwirowce piaszczyste stanowią około 30%). Szkielet ziarnowy składa się na ogół z źle wysortowanych klastów o wielkościach od bardzo drobnego do bardzo grubego żwiru, które są rozrzucone w sposób nieuporządkowany w piaszczystej masie wypełniającej. Odmiany o grubszym ziarnie cechują się lepszym wysortowaniem szkieletu ziarnowego, a skrajnym elementem tej subfacji są żwirowce piaszczyste o silnie bimodalnym rozkładzie uziarnienia, w którym na ogół dobrze obtoczone bloki gnejsów i jasnoszarych granitów o wielkościach do 60 cm i więcej są rozrzucone w średnioziarnistym piasku. W spągowych i stropowych częściach ławic występują często partie złożone z masywnego piaskowca łączącego się gradacyjnie z masą wypełniającą zlepieńca. Korelacja BTH/MPS, dość dobra przy mniejszych wartościach maksymalnej wielkości klastów, pogarsza się znacznie w przypadku większych wartości (fig. 22, *A*; tab. 2).

Opisywana subfacja dominuje w formacji zlepieńca z Książa.

Subfacja *H7*. Są to zlepieńce frakcjonowane o rozproszonym szkielecie ziarnowym. Subfacja ta obejmuje 53% ławic zlepieńców o rozproszonym szkielecie ziarnowym (15,6% wszystkich ławic). Od subfacji *H6* różni się obecnością mniej lub bardziej rozwiniętej segregacji klastów pod względem wielkości. Gradacja jest znacznie mniej regularna niż wśród zlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym i na ogół przejawia się w formie koncentracji większych klastów na różnych poziomach w obrębie ławicy. Przeważają ławice z gradacją normalną, w których większe otoczaki są „zawieszane” w masie wypełniającej w przyspągowych częściach ławic, a górne ich części stanowi masywny lub frakcjonowany piaskowiec często z niewielką domieszką drobnych otoczek (pl. XIV, *I*). Częsty jest także pensymetryczny typ segregacji teksturalnej. Ławice takie (por. fig. 18, B.804) rozpoczynają się zwykle średnio- lub gruboziarnistym piaskowcem z rozproszonymi drobnymi otoczkami; strefa ta na ogół szybko przechodzi w górę w skrajnie bimodalny żwirowiec piasz-

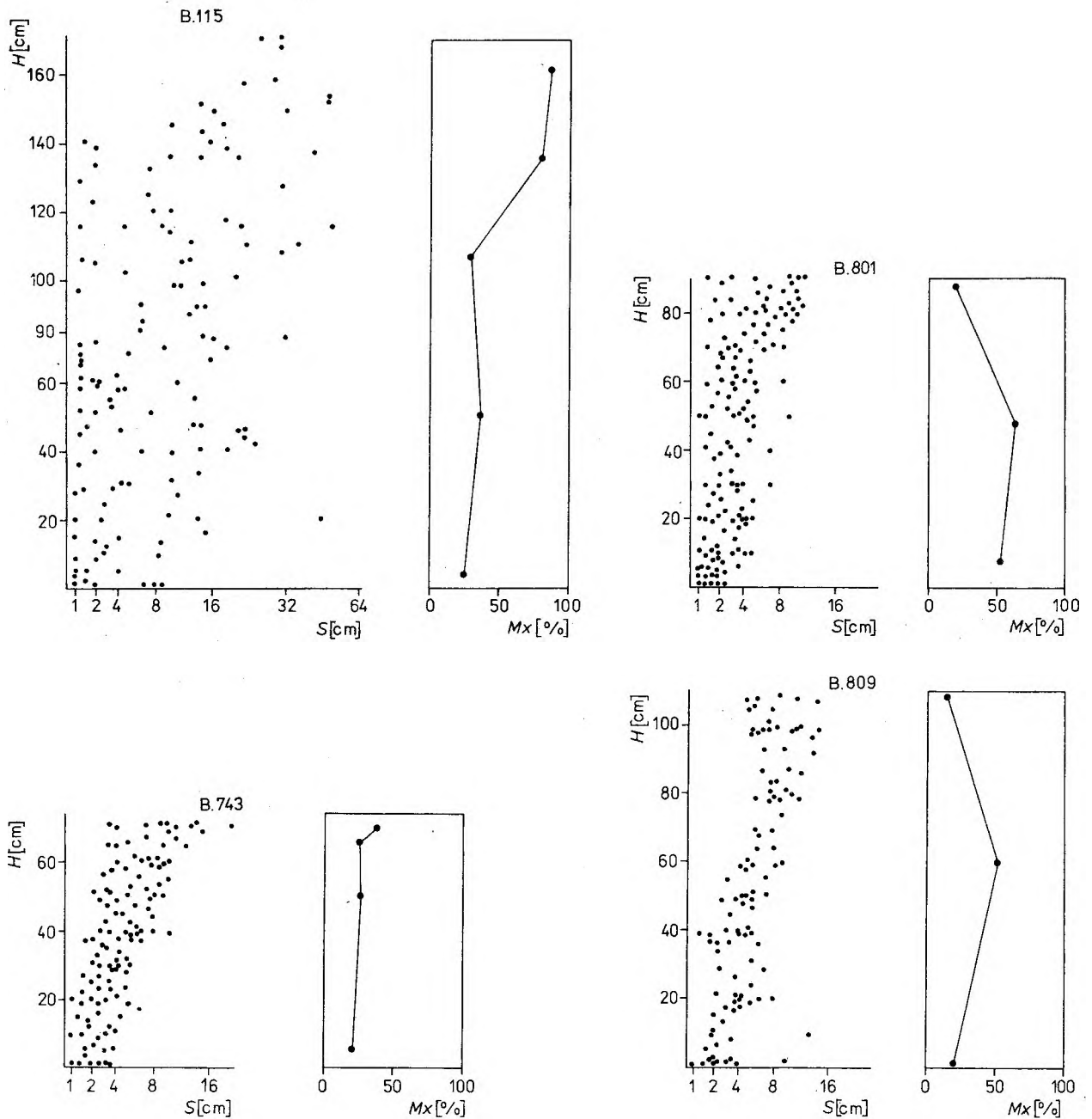


Fig. 16

Półilościowe odwzorowanie gradacji odwróconej (subfacja  $H1$ ).  $S$  – wielkość otoczaka;  $H$  – wysokość otoczaka nad spągiem;  $Mx$  – udział masy wypełniającej

Graphs of clast long axis  $S$  against height  $H$  of clast above base of bed and variation of matrix percent  $Mx$  for inverse graded orthoconglomerates (subfacies  $H1$ )

czysty lub zlepieniec, bogaty w masę wypełniającą, zawierający bezładnie rozrzucone bloki (do kilkudziesięciu centymetrów średnicy) gnejsów i granitów; górną część ławicy tworzy drobnootczakowy zwirowiec piaszczysty. Ławice z gradacją odwróconą, przejawiającą się w koncentracji największych klastów w partiach przystopowych (pl. XIV, 1), były rzadko spotykane. Podobnie, jak w przypadku poprzedniej subfacji, korelacja po-

między miąższością ławic a maksymalną wielkością klastów jest gorsza w przypadku większych wartości MPS (fig. 22, B; tab. 2).

#### INTERPRETACJA

Podstawowe znaczenie dla interpretacji mechanizmów transportu i depozycji mają następujące cechy facji  $H$ :

1. Ławice zlepieńcowe, chociaż na większą



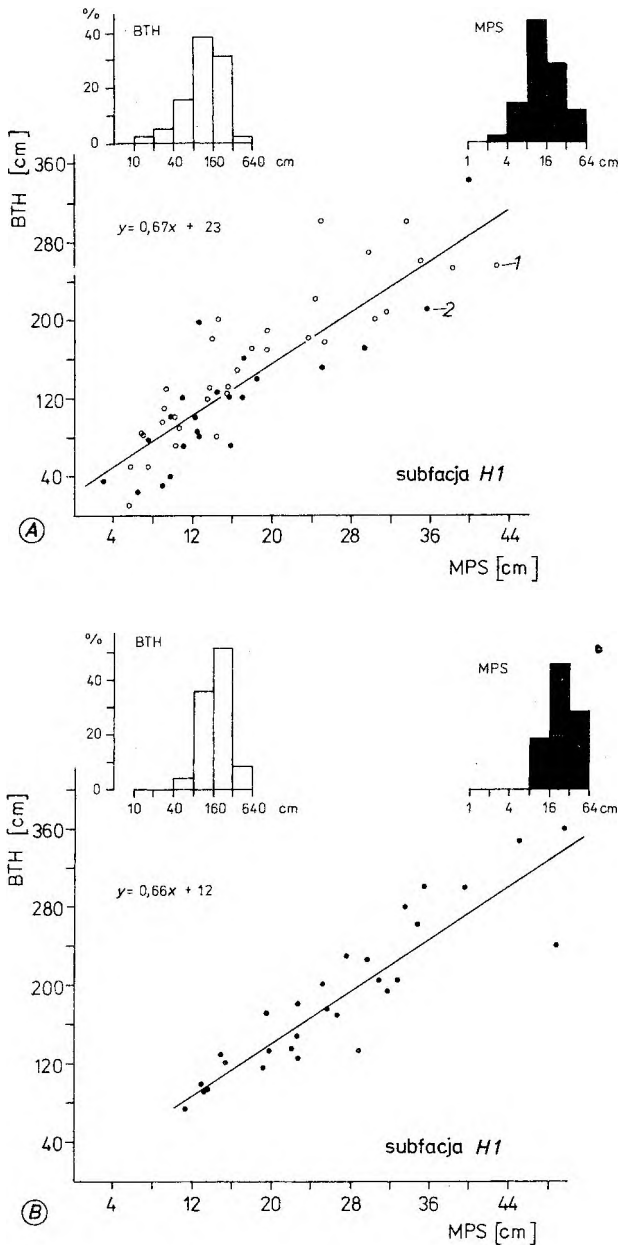


Fig. 17

Zależność między maksymalnym rozmiarem klastów (MPS) a miąższością ławic (BTH) dla ortozlepieńców z gradacją odwróconą (subfacja H1)

A – formacja z Pogorzala (1) i formacja zlepieńca z Chwaliszowa (2); B – formacja zlepieńca z Książa

Plots of bed thickness (BTH) vs. maximum clast size (MPS) for inverse graded orthoconglomerate beds (subfacies H1)  
A – Pogorzala Formation (1) and Chwaliszów Formation (2); B – Książ Formation

skalę przypuszczalnie soczewowate, w skali odsłonięcia są ograniczone mniej lub bardziej płasko-równoległymi powierzchniami ze stosunkowo nikłymi śladami erozji w spągach.

2. Odwrócona i pensymetryczna gradacja w wielkości klastów jest pospolita zarówno w zlepieńcach o zwartym szkieletie ziarnowym, jak i bogatych w masę wypełniającą.

3. Zlepieńce są na ogół źle wysortowane; częste są tekstury ziarnowe rozproszone z klastami (często wielkości głazów) „pływającymi” w piaszkowcowej masie wypełniającej.

4. Pospolita jest segregacja teksturalna polegająca na stopniowym wzroście udziału masy wypełniającej ku stropowi ławic.

5. Często występuje imbrykacja otoczków elioidalnych z uprzywilejowaną orientacją osi najdłuższych równoległe do kierunku upadu płaszczyzn  $ab$  ( $a/p$ ,  $a/i$  fabric – Harms *et al.* 1975, s. 136).

6. Miąższość ławic wykazuje wysoką dodatnią korelację z maksymalnym rozmiarem otoczków.

7. Zlepieńce nie wykazują warstwowań przekątnych i laminacji płaskiej, a towarzyszące piaskowce są najczęściej normalnie frakcjonowane lub masywne.

Zespół wymienionych cech skłania do wniosku, że utwory facji H zostały zdeponowane z grawitacyjnych spływów masowych (por. m. in. Bluck 1967; Fisher 1971; Cook *et al.* 1972; Middleton, Hampton 1976; Long 1977; Walker 1975, 1978).

Trzy z powyższych cech (2, 5, 6) zasługują na bliższe omówienie.

Ad. 2. Ławice zlepieńcowe z gradacją pensymetryczną i odwróconą spotykane są również, chociaż rzadko, w utworach rzecznych zdeponowanych z silnie turbulentnych prądów trakcyjnych (por. Rust 1975, fig. 6; Steel, Aasheim 1978, fig. 5). Powstawanie odwrótnie i pensymetrycznie frakcjonowanych żwirów w tych warunkach jest związane ze stopniowymi zmianami w kompetencji i nośności strumieni rzecznych, które w początkowych okresach stanów powodziowych transportują i deponują stosunkowo drobny materiał, po czym, gdy przepływ wzrasta, osadzaniu ulegają frakcje coraz grubsze. Ponieważ jednak zmiany kompetencji strumieni mają na ogół charakter skokowy, bowiem kontrolowane są przez wiele dodatkowych zmiennych (zmiany w nachyleniu skłonu, szerokości kanałów, szorstkości dna etc.), a osad dna ulega wielokrotnej redepozycji, ławice żwirowe zdeponowane w warunkach wzrastającego przepływu rzadko cechują się stopniowym wzrostem w grubości ziarna w górę i na ogół wykazują wewnętrzne ostre zmiany teksturalne, które świadczą, że ławice takie są efektem kilku epizodów depozycyjnych (A. K. Teisseyre, informacja ustna 1978). W przypadku omawianych ortozlepieńców pionowa zmienność wielkości klastów jest na ogół stopniowa (por. pl. XI, 2; XII; fig. 16). Fakt ten, jak również brak wielkoskalowych struktur trakcyjnych w zlepieńcach i towarzyszących piaskow-

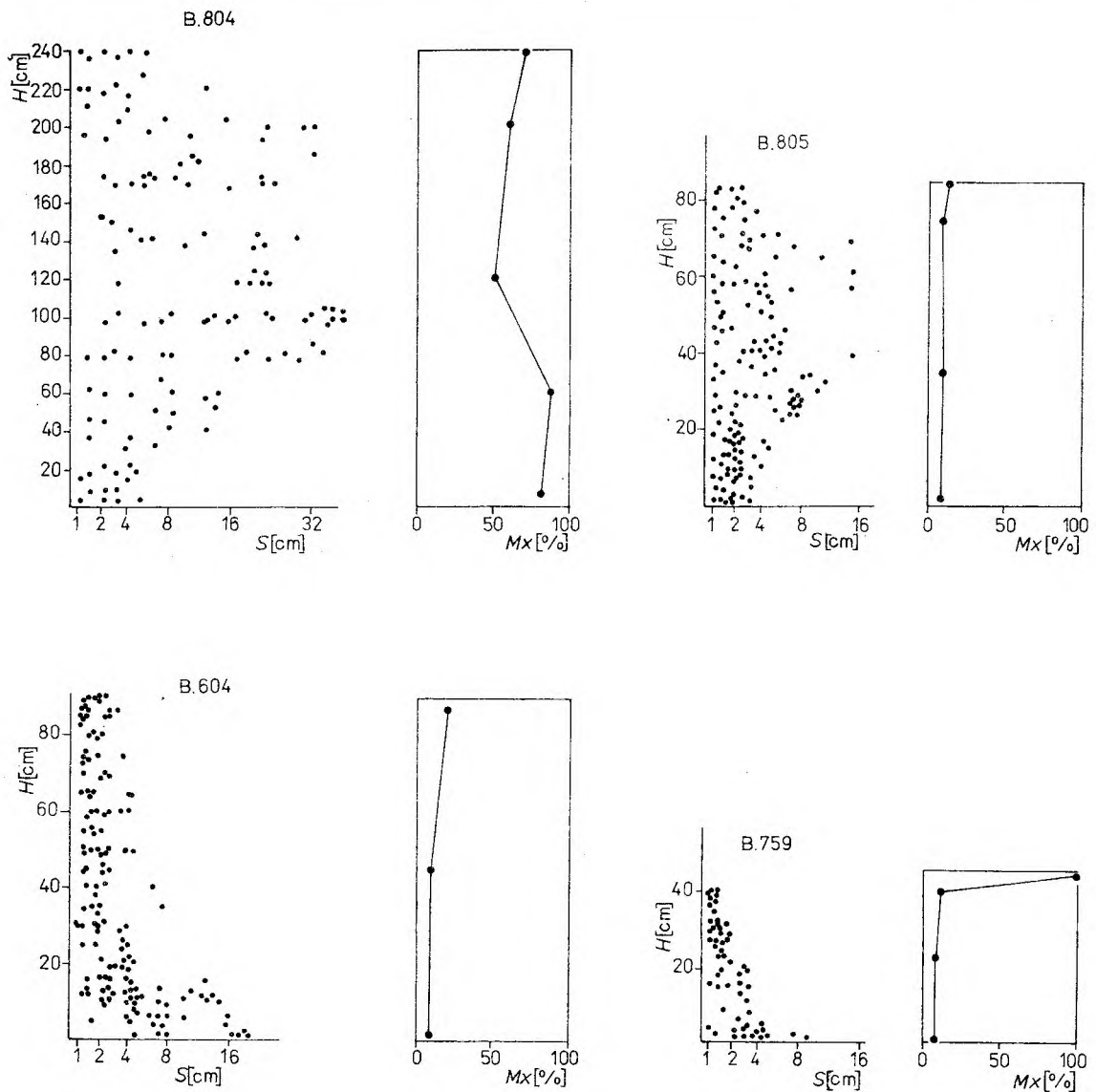


Fig. 18

Półościowe odwzorowanie różnych typów gradacji w ortozlepieńcach. B. 804 (subfacja  $H7$ ) i B. 805 – (subfacja  $H2$ ) gradacja pensymetryczna; B. 604 i B. 759 – gradacja normalna (subfacja  $H3$ ). Objaśnienia jak na figurze 16

Graphs of clast long axis  $S$  against height  $H$  of clast above base of bed and variation of matrix percent  $Mx$  for inverse-to-normally graded orthoconglomerates (B. 804 – subfacies  $H7$ ; B. 805 – subfacies  $H2$ ) and normally graded beds (B. 604 and B. 759 – subfacies  $H3$ )

cach oraz obecność „zawieszonych” klastów w przystopowych partiach ławic sugerują, że odwrócona i pensymetryczna gradacja w utworach facji  $H$  rozwinęła się wskutek segregacji materiału klastycznego w grawitacyjnych splywach osadu, których wewnętrzna struktura została „zamrożona” w wyniku depozycji masowej.

Ad. 5. Ten typ orientacji otoczków (pl. XII,  $I$ ), występujący często w zlepieńcach resedymowanych (Walker, 1975), uważany jest za wskaźnik depozycji masowej bez stadium transportu trakcyjnego, w którym otoczki tocząc się po dnie

mogłyby zorientować osie najdłuższe prostopadle do kierunku prądu (Davies, Walker 1974).

Ad. 6. Dla określonego typu procesu maksymalna wielkość klastów stanowi liczbowe przybliżenie minimalnej kompetencji prądu transportującego żwir, natomiast miąższość ławicy, kiedy jest wynikiem jednego aktu depozycyjnego, przybliża minimalną ilość materiału transportowanego przez prąd w pobliżu miejsca pomiaru (Bluck 1967).

Dodatnia korelacja pomiędzy BTH i MPS implikuje m. in. depozycję w warunkach stałej dążności medium transportowego do zachowania rów-

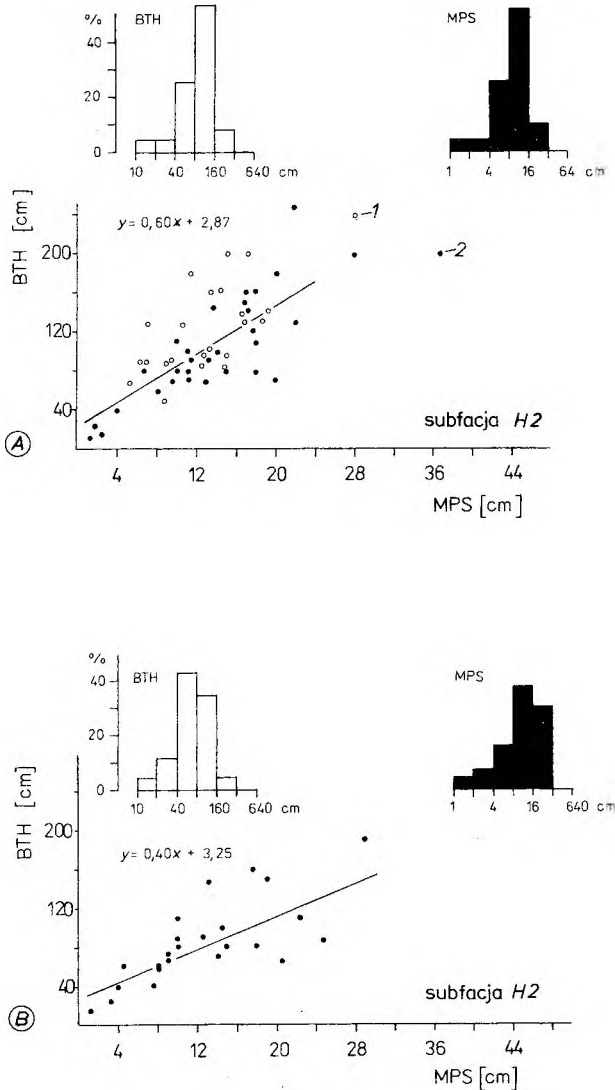


Fig. 19

Zależność między maksymalnym rozmiarem klastów (MPS) a miąższością ławic (BTH) dla ortozlepieńców z gradacją pensymetryczną (subfacja H2). Objaśnienia jak na figurze 17

Plots of bed thickness (BTH) vs. maximum clast size (MPS) for inverse-to-normally graded orthoconglomerate beds (sub-facies H2). Explanations as in figure 17

nowagi pomiędzy kompetencją a nośnością (capacity) oraz brak istotnej modyfikacji przez postdepozycyjną erozję miąższości ławic.

Dodatnią korelację między miąższością ławic a maksymalnym rozmiarem klastów stwierdzono w utworach stożków aluwialnych dla zlepieńców, interpretowanych jako osady spływów rumoszowych (Bluck 1967, fig. 3; Steel 1974, fig. 4). Towarzyszące utworom spływów rumoszowych osady zalewów strumieniowych i rzek roztokowych, złożone zazwyczaj z dobrze wysortowanych żwirów o teksturze ziarnowej zwartej, często przekątnie warstwowych, nie wykazują statystycznie istotnych korelacji pomiędzy miąższością ławic a mak-

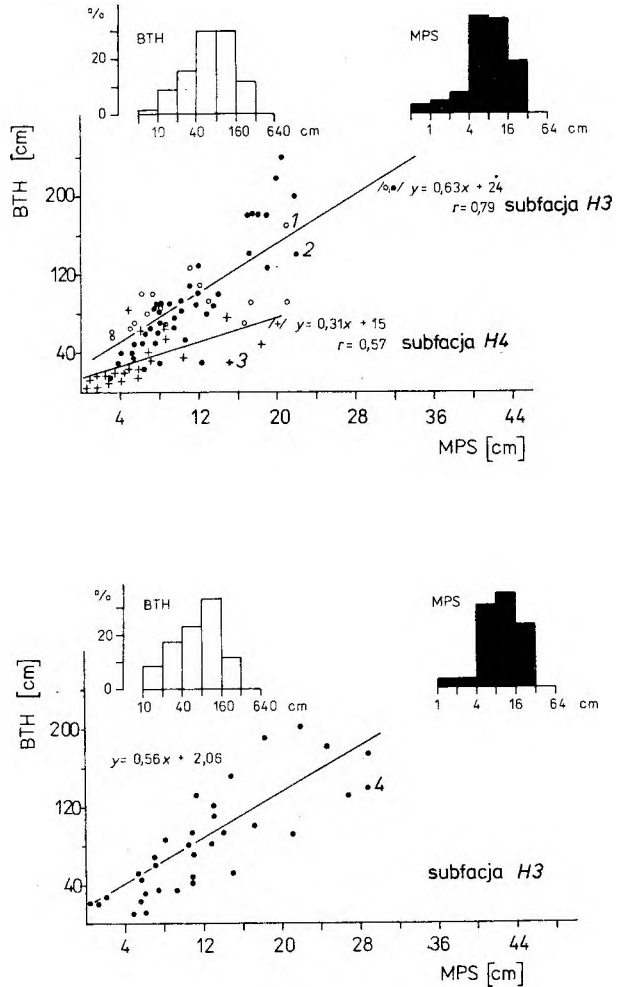


Fig. 20

Zależność między maksymalnym rozmiarem klastów (MPS) a miąższością ławic (BTH) dla ortozlepieńców normalnie frakcjonowanych

1, 3 – formacja z Pogorzala; 2 – formacja zlepieńca z Chwaliszowa; 4 – formacja z Książa

Plots of bed thickness (BTH) versus maximum clast size (MPS) for normally graded orthoconglomerate beds

1, 3 – Pogorzala Formation; 2 – Chwaliszów Formation; 4 – Książ Formation Pogorzala Formation; 4 – Książ Formation

symalnym rozmiarem klastów.

Wysoka dodatnia korelacja pomiędzy BTH a MPS dla ortozlepieńców (fig. 14) zdaje się wskazywać, że każda ławica powstała w jednym akcie depozycyjnym (por. Walker 1977, s. 283) oraz że akumulacja utworów tej facji odbywała się w środowisku o generalnie niskim potencjale erozyjnym. W przeciwnym bowiem razie miąższość ławic musiałaby ulegać znacznym wahaniom, co prowadziłoby do statystycznie nieistotnych korelacji BTH/MPS. Przeciwno normalnym, silnie turbulentnym prądom rzeczonym jako mediom depozycyjnym facji H świadczy również rzadkość śladów erozji w spągach ławic zlepieńcowych, gdy są podścielone piaskowcem (por. Steel 1974).

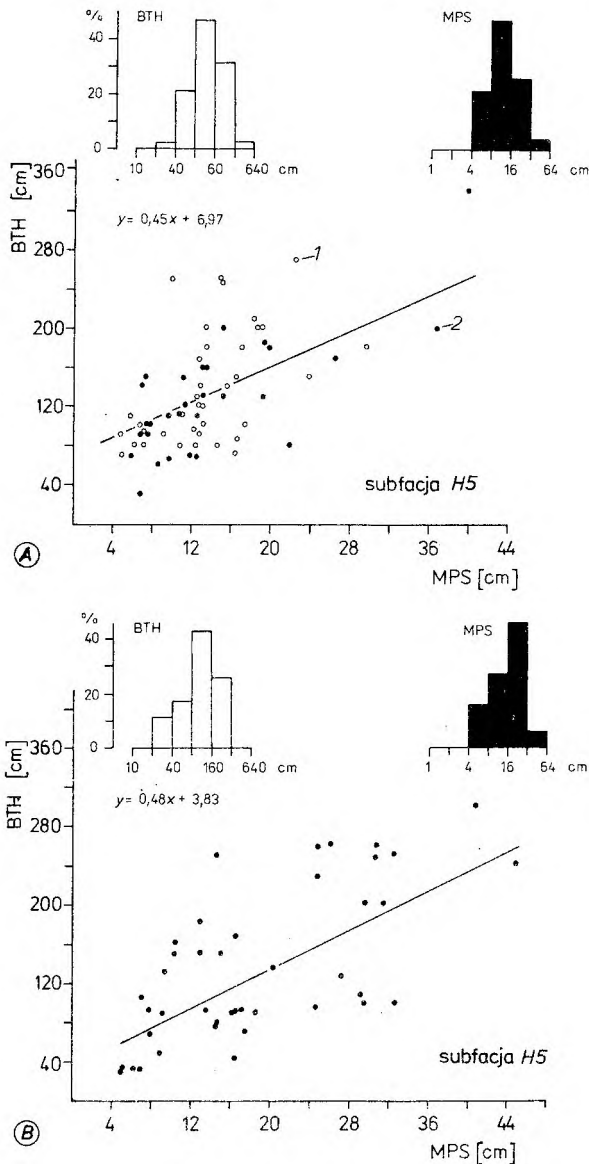


Fig. 21

Zależność pomiędzy maksymalnym rozmiarem klastów (MPS) a miąższością ławic (BTH) dla ortozlepieńców masywnych (subfacja H5). Objaśnienia jak na figurze 17

Plots of bed thickness (BTH) vs. maximum clast size (MPS) for massive (ungraded) orthoconglomerate beds (subfacies H5). Explanations as in figure 17

Stwierdzony tutaj charakter zależności pomiędzy miąższością ławic zlepieńcowych a maksymalnym rozmiarem klastów pozwala przypuszczać, że ortozlepieńce zostały zdeponowane z grawitacyjnym rozmiarem klastów pozwala przypuszczać, że sedymentacji tych utworów (subaeralne lub podwodne) nie może być rozwiązane bez rozpatrzenia ich przestrzennego stosunku do facji drobnoziarnistych z fauną morską, co będzie przedmiotem następných rozdziałów pracy.

Omówione poniżej cechy ławic ortozlepieńców

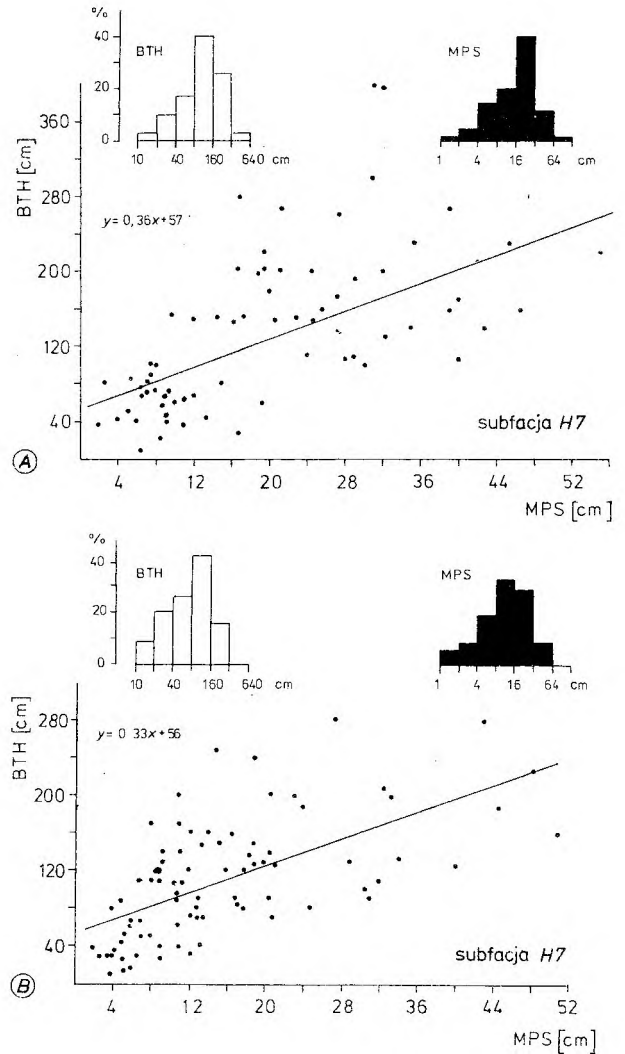


Fig. 22

Zależność pomiędzy maksymalnym rozmiarem klastów (MPS) a miąższością ławic (BTH) dla (A) ortozlepieńców masywnych i (B) frakcjonowanych. Dane ze zlepieńców formacji z Książa

Plots of bed thickness (BTH) vs. maximum clast size (MPS) for massive (A – subfacies H6) and graded (B – subfacies H7) orthoconglomerate beds. All data derived from Książ Formation

sugerują, że zawdzięczają one swą genezę podwodnym grawitacyjnym splywom osadu.

1. Około 70% ławic facji H cechuje się normalną pensymetryczną bądź odwróconą segregacją wielkości klastów. Ponieważ gradacja występuje w ławicach, które – jak się wydaje – w większości zostały zdeponowane en masse, musiała się zatem rozwinąć w ostatnich fazach trwania splywów w warunkach swobody ruchu klastów względem siebie w czasie transportu. Należy spodziewać się, że warunki takie są nietypowe dla subaeralnych splywów żwirowych, w których stopniowa utrata wody w trakcie ruchu prowadzi do wzrostu lepkości i gęstości przemieszczanego materiału, co

w konsekwencji ogranicza znacznie wzajemny ruch klastów, a tym samym możliwość ich przestrzennej segregacji. W splywach podwodnych ma miejsce najprawdopodobniej sytuacja odwrotna wskutek postępującego rozcieńczenia się płynącej mieszaniny piaskowo-żwirowej w otaczającej wodzie. Dlatego też można spodziewać się, że ławice zlepieńców resedymentowanych będą wykazywać znacznie częściej różne rodzaje gradacji w przeciwieństwie do swych subaeralnych odpowiedników.

2. W przystropowych partiach ławic subaeralnych splywów żwirowych często obserwuje się cienkie pokrywy dobrze wysortowanych i ściśle upakowanych otoczków, tworzących rodzaj bruku, którego powstawanie jest wynikiem przemycia przypowierzchniowego osadu przez silnie burzliwe wody związane najczęściej z końcowymi stadiami powodziowymi. Ławice takie są przewarstwione dobrze wysortowanymi żwirami, często przekątnie warstwowanymi, którym towarzyszą piaskowce powszechnie wykazujące poziomą i przekątną laminację (por. np. Bull 1964, 1972; McGowen, Groat 1971; Deegan 1973; A. K. Teisseyre 1975, 1977). Przystropowe części ławic facji *H* na ogół nie wykazują zwartej tekstury ziarnowej, a nawet wręcz przeciwnie, powszechnie obserwuje się tutaj stopniowy wzrost udziału masy wypełniającej i występowanie klastów „zawieszonych” w piaskowcu (por. fig. 13). Z kolei piaskowce są masywne lub normalnie frakcjonowane, a laminacja płaska ogranicza się na ogół do przystropowych części ławic. Tym samym ławice piaskowcowe upodabniają się raczej do typowych „proksymalnych” turbiditów, a nie osadów prądów trakcyjnych.

3. Ławice ortozlepieńców mają miąższości średnio 7 razy większe (zakres 4 do 10) niż ich maksymalne rozmiary klastów (por. fig. 14). W zbadanych dotychczas utworach subaeralnych splywów rumoszowych miąższości ławic są średnio tylko 2 do 4 razy większe od maksymalnych wielkości otoczków (por. Bluck 1967, fig. 3; Steel 1974, fig. 4) przy tym samym zakresie wartości MPS, jaki wykazuje facja *H*. Podobną relację stwierdzili również Larsen i Steel (1978) dla osadów dewońskiego stożka Karlskaret, gdzie dla danej miąższości ławicy subaeralne splywy żwirowe były znacznie bardziej gruboklastyczne niż ich odpowiedniki osadzone w środowisku jeziornym. Można zatem sądzić że w splywach, z których zostały zdeponowane ławice facji *H*, obniżenie kompetencji zachodziło szybciej, a nośności – wolniej aniżeli w kopalnych typowych splywach subaeralnych. Nemeč, Porębski i Steel (1980) sugerują, że względnie szybkie zmniejszanie się kompetencji w stosunku do nośności powinno być cha-

rakterystyczne dla splywów podwodnych, gdzie wskutek wspomnianego wyżej rozcieńczenia koncentracja płynącego materiału szybko maleje i największe klasty mogą być eliminowane ze splywu jeszcze przed depozycją masową.

Przed przystąpieniem do interpretacji poszczególnych subfacji konieczne jest sprecyzowanie zastosowanej tutaj terminologii dotyczącej grawitacyjnych splywów masowych.

#### Klasyfikacja podwodnych grawitacyjnych splywów masowych

Procesy inicjacji, reologii i hydrodynamiki podwodnych grawitacyjnych splywów masowych oraz klasyfikacja i kryteria wyróżniania ich osadów – analizowane z sedymentologicznego punktu widzenia – są przedmiotem licznych publikacji (np. Dott 1963; Hoedemaker 1973; Carter 1975), z których najważniejszą jest systematyzująca zagadnienie praca Middletona i Hamptona (1976).

Grawitacyjne splywy osadu dogodnie jest rozpatrywać jako mieszaniny dwufazowe (Fisher 1971). W przypadku splywów piaszczysto-żwirowych fazę ciągłą, zwaną też fazą rozpraszającą, stanowi mieszanina wody, piasku i drobniejszych ziarn, natomiast fazę rozproszoną stanowią frakcje żwirowe. W trakcie grawitacyjnego przemieszczania faza rozproszona nie tylko porusza się równoległe do dna, lecz także musi być utrzymywana w zawieszeniu ponad nią. Middleton i Hampton (1976, fig. 1) wyróżnili cztery skrajne typy podwodnych grawitacyjnych splywów osadu, które różnią się rodzajem mechanizmu utrzymującego fazę rozproszoną w czasie transportu. Owe skrajne typy (w nawiasach podano rodzaj mechanizmu podnoszącego) to (tab. 3): prąd zawieszinowy (turbulencja), splyw upłynniony (nadcisnienie porowe), grain flow (energia kolizji międzyziarnowych) i debris flow (tarcie międzyziarnowe i kohezja fazy ciągłej).

W polskiej literaturze sedymentologicznej w odniesieniu do splywów typu debris flow stosuje się następujące terminy: potoki gruzowo-błotne, splywy rumoszowe, potoki mułowe itp., natomiast dla grain flow używa się terminu splyw ziarnowy lub potok piaskowy (por. Gradziński *et al.* 1976). Terminy te, podobnie jak ich anglosaskie odpowiedniki, są niewątpliwie przydatne do opisu wielu zjawisk naturalnych. Nie są jednak właściwe dla procesów modelowych, bowiem w genetycznym schemacie klasyfikacyjnym, jakim jest podział Middletona i Hamptona, podkreślają aspekty opisowe (teksturalne), a nie genetyczne. Skądinąd wiadomo, że reologię debris flow mogą mieć nie-

Klasyfikacja podwodnych grawitacyjnych spływów osadu  
(według Middletona, Hamptona 1976, Lowego 1979, zmienione)

Classification of subaqueous sediment gravity flows  
(modified from Middleton, Hampton 1976, and Lowe 1979)

Stan reologiczny	lepko-plastyczny		półpłynny		płynny	
Mechanizm podnoszący	statyczny			dynamiczny		
Charakter przepływu	inercyjny („pseudolaminarny”)			turbulentny		
Modelowy typ spływu	kohezyjny		spływ kolizyjny		prąd zawiesinowy	
Specyficzny mechanizm podnoszący	kohezja i tarcie wewnętrzne fazy rozpraszającej		pławność fazy rozpraszającej		kolizje międzyziarnowe	
					nadcisnienie porowe	
Spływy naturalne	gęstościowo zmodyfikowany spływ kohezyjny		gęstościowo zmodyfikowany spływ kolizyjny		prąd zawieszony podwyższonej gęstości	
					klasyczny prąd zawiesinowy	

które spływy piaskowe (sandy debris flow – Hampton 1972, 1975), a w grawitacyjnych przemieszczeniach materiału frakcji zwirowej zasadnicze znaczenie może odgrywać ciśnienie dyspersyjne wywołane przez kolizje między klastami (Lowe 1976).

Stąd też w niniejszej pracy w odniesieniu do debris flow (*sensu* Johnson 1970) będzie stosowany termin spływ kohezyjny, natomiast grain flow (grain flow in inertial region – Bagnold 1954; grain flow *sensu stricto* – Carter 1975) będzie określany jako spływ kolizyjny.

W przypadku spływów masowych o małej koncentracji (prawdopodobnie większość prądów zawiesinowych) turbulencja, jako główny mechanizm podnoszący oraz subsekwentna redepozycja materiału deponowanego z zawiesiny (traction plus fallout – Sanders 1963) pozostawiają w osadzie wyraźne ślady (normalna gradacja ziarna i sekwencja Boumy), dzięki czemu osady tej kategorii spływów mogą być stosunkowo łatwo wyróżniane. Naturalne spływy masowe o wysokiej koncentracji są najprawdopodobniej w różnych stadiach swego rozwoju kombinacją dwóch lub więcej modelowych typów grawitacyjnych przemieszczeń i przypuszczalnie rzadko odpowiadają ściśle skrajnym elementom omawianej klasyfikacji (Middleton, Hampton 1976). Mimo to na podstawie charakteru tekstury i rodzaju gradacji w zlepieńcach resedymetowanych możliwe jest często określenie dominacji określonego mechanizmu podtrzymującego fazę rozproszoną w ostatnich fazach transportu (np. Marschalko 1973; Hendry 1973; Rocheleau, Lajoie 1974; Davies, Walker 1974; Lowe 1976; Surlyk 1978; por. też poniższą interpretację).

### Interpretacja subfacji

Subfacja *H1* i *H2*. Obecność imbrykacji klastów implikuje typ spływu, w którym poszczególne klasty mogły poruszać się swobodnie w stosunku do siebie, a występowanie gradacji wskazuje na działanie dynamicznego mechanizmu podnoszącego fazę rozproszoną, dzięki czemu mogło dojść do pionowej i obocznej segregacji klastów pod względem wielkości. Zwarty szkielet ziarnowy oraz odwrócona gradacja sugerują, że energia kolizji między klastami była głównym mechanizmem podtrzymującym. Powstawanie odwróconej gradacji tłumaczy się migracją największych klastów w strefy najmniejszego ścinania, tj. w górę spływu (Bagnold 1954), bądź sortowaniem w warunkach działania „kinetycznego mechanizmu sitowego”, dzięki czemu drobne klasty wpadając w przestrzenie pomiędzy większymi klastami wypychają te ostatnie w górę (Middleton 1970). Obecność otoczek „zawieszonych” w masie wypełniającej w przystropowych częściach ławic subfacji *H1* sugeruje, że faza ciągła, dzięki dużej koncentracji, miała znaczną siłę nośną wspomagającą energię kolizji klastów w podnoszeniu fazy rozproszonej w czasie resedymtacji (por. Lowe 1976). Stąd też subfacja ta jest interpretowana jako osad gęstościowo zmodyfikowanych spływów kolizyjnych (por. Surlyk 1978).

Normalna gradacja w ławicach subfacji *H2* wskazuje, że w okresie poprzedzającym depozycję tych ławic oprócz kolizji międzyziarnowych również turbulencja mogła odgrywać znaczną rolę w podtrzymywaniu fazy rozproszonej (por. Davies, Walker 1974). Można zatem przypuszczać, że subfacja ta została zdeponowana z względnie dojrza-

łych spływów o charakterze pośrednim pomiędzy spływami kolizyjnymi a prądami zawieszinowymi o podwyższonej gęstości.

Subfacja *H3* i *H4*. Stopień przestrzennej segregacji materiału klastycznego w spływie masowym, warunkujący powstanie normalnej gradacji w zdeponowanym osadzie, zależy od swobody ruchu klastów względem siebie (koncentracja) oraz długości drogi transportu (Walker 1977). Można zatem sądzić, że miększe grubooczakowe ławice facji *H3*, wykazujące gradację na ogół tylko w zakresie najgrubszego materiału, zostały zdeponowane ze stosunkowo niedojrzałych spływów o względnie wysokiej koncentracji, w których naprężenie ścinające było zbyt małe, aby wywołać dostatecznie silny mechanizm kolizyjny lub efekt kinetyczny, które mogłyby zapobiec grawitacyjnemu opadaniu i koncentracji większych klastów przy dnie.

Obecność normalnej gradacji w pełnym zakresie wielkości ziarna oraz płaskiej laminacji w przystropowych częściach ławic subfacji *H4* wskazuje, że w mechanizmie podtrzymującym fazę rozproszoną tuż przed ostateczną depozycją omawianych zlepieńców dominowała najprawdopodobniej turbulencja (por. Davies, Walker 1974). Spotykane niekiedy ślady erozji śródlawicowej na granicy zlepieńca i przykrywającego piaskowca sugerują, że niski stosunek BTH/MPS, typowy dla tej subfacji, mógł być spowodowany redepozycją świeżo osadzonego żwiru przez bardziej turbulentną i rozrzedzoną część spływu, z której powstawał frakcjonowany piaskowiec. Dlatego też subfacja ta jest interpretowana jako osad prądów zawieszinowych o podwyższonej gęstości, w których procesy trakcyjne dominowały w ostatnich fazach transportu (por. Rocheleau, Lajoie 1974).

Subfacja *H5*. Złe wysortowanie oraz brak gradacji sugerują, że utwory tej subfacji powstały poprzez szybką depozycję z niedojrzałych spływów masowych, podczas której nie doszło do przestrzennej segregacji materiału klastycznego pod względem wielkości. Zwarty szkielet ziarnowy oraz zakresy maksymalnej wielkości klastów i miąższości ławic upodabniają tę subfację do subfacji *H1*. Można zatem przypuszczać, że kolizje międzyziarnowe, wspomagane zapewne przez płynność masy wypełniającej, były głównymi mechanizmami utrzymującymi klasty w rozproszeniu w czasie transportu.

Subfacja *H6*. Rozproszony szkielet ziarnowy i obecność dużych klastów „zawieszonych” w masie wypełniającej wskazują na statyczny charakter mechanizmu podnoszącego, w którym wysoka gęstość i płynność fazy ciągłej odgrywały decydującą rolę w utrzymywaniu fazy rozproszonej

ponad dnem w czasie transportu. Wobec stosunkowo małego udziału mułu w masie wypełniającej zlepieńców (średnio około 4%; ale por. Curry 1966) można przypuszczać, że wysoka płynność fazy ciągłej, generowana przypuszczalnie głównie przez wzrost ciśnienia porowego wskutek dużej koncentracji transportowanego materiału (por. Hampton 1979), wpływała zasadniczo na znaczną kompetencję spływów, z których zostały zdeponowane ławice omawianej subfacji. Brak gradacji wskazuje na ograniczone możliwości ruchu klastów względem siebie i tym samym sugeruje obecność w centralnych częściach spływów stref sztywnego „korka” (rigid plug), w którym tarcie wewnętrzne i kohezja były zbyt duże, aby mogła zachodzić deformacja (por. Johnson 1970). Można zatem przypuszczać, że ławice subfacji *H6* zostały zdeponowane z piaszczysto-żwirowych spływów kohezyjnych o wysokiej gęstości fazy rozpraszającej, a charakteryzujących się obecnością centralnego „korka”.

Subfacja *H7*. Obecność klastów opłyniętych masą wypełniającą wskazuje na nośność fazy ciągłej jako główny czynnik utrzymujący klasty w rozproszeniu. Występowanie gradacji świadczy, że klasty mogły przemieszczać się wzajemnie przynajmniej w ostatnich etapach trwania spływu. To z kolei sugeruje, że kohezyjno-gęstościowy mechanizm podnoszący mógł być także wspomagany przez ciśnienie dyspersyjne, wytwarzane nie tyle w wyniku elastycznych kolizji międzyziarnowych, co raczej wskutek przenoszenia pędu przez gęstą fazę ciągłą, gdy klasty zbliżały się do siebie (grain-flow in viscous regime – Bagnold 1954). Można przypuszczać, że subfacja *H7* zdeponowana została z piaszczysto-żwirowych spływów kohezyjnych, częściowo być może przejściowych do gęstościowo zmodyfikowanych spływów kolizyjnych.

Należy podkreślić, że obecność gradacji nie wyklucza spływu kohezyjnego jako medium depozycyjnego. Na podstawie badań eksperymentalnych Hampton (1975) stwierdził, że w podwodnych spływach tego typu może dochodzić do segregacji fazy rozproszonej w wyniku zmian w objętości nie ścinanego „korka” w trakcie transportu. Zmiany w charakterze powierzchni depozycyjnej (różnice w nachyleniu skłonu, szorstkości dna etc.) w połączeniu z fluktuacjami w ilości materiału zasilającego spływ mogą wywołać migrację powierzchni granicznych „korka” i tym samym powodować deformację w różnych partiach spływu. Ponieważ miejsce pojawiania się „korka” i jego grubość zmieniają się w czasie, w skrajnych przypadkach cała objętość spływu może przejść etap ścinania, które warunkuje względny ruch klastów.



W podwodnych splywach kohezyjnych proces deformacji (plynięcia) zachodzi przede wszystkim w ich partiach przydennych, natomiast wzdłuż górnych powierzchni ma miejsce intensywne rozpraszanie fazy ciągłej w otaczającej wodzie (strefa odwrotnego ścinania, por. Carter 1975, fig. 5d, e). Oba te procesy prowadzą do zmniejszania koncentracji fazy ciągłej i tym samym do obniżania jej kompetencji, dzięki czemu większe otoczaki mogą opadać w dół. W ten sposób mogło dochodzić do powstawania gradacji pensymetrycznej poprzez eliminację największych klastów z przydennej części splywu i rozwijania się gradacji normalnej wskutek grawitacyjnego opadania otoczków z górnej rozcieńczonej części.

### FACJA I. ZLEPIENIEC ONKOIDOWY

#### OPIS

Facja ta jest odsłonięta w starym wyeksploatowanym łomie, położonym na zachodnim wzniesieniu Witosz pomiędzy Pogorzałą i Lubiechowem (odsłonięcie L4, fig. 2). Łom w literaturze niemieckiej był opisywany pod nazwą „Kalkgraben” (m. in. E. Zimmerman 1911; Schindewolf 1921, 1926; Pawlik 1939; por. też Gunia 1968).

Szkic geologiczny tego odsłonięcia przedstawia figura 23. Profil odsłoniętych utworów jest następujący: u dołu drobnotoczakowe, normalnie frakcjonowane ortozlepieńce (subfacja H3 i H4) i piaskowce zlepieńcowate (facja E), które są ostro przykryte przez ciemnostalowe mułowce masywne z rzadkimi partiami laminowanymi (facja A i B). W ich obrębie występuje soczewa zlepieńca onkoidowego (Sphærocodienkalk – np. Pawlik 1939; zlepieńiec sferokodowy – Gunia 1968).

Zlepieńiec wraz z otaczającymi mułowcami jest przypuszczalnie antyklinalnie sfałdowany, a północna ściana łomu przecina antyklinę niemal w powierzchni osiowej (fig. 23C). W kie-

runku NE zlepieńiec wyklinowuje się w otaczających mułowcach.

Ponad 70% szkieletu ziarnowego zlepieńca stanowią onkoidy, około 6% ostrokrawędziste klasty wapienne, a resztę stanowią otoczaki skał typowych dla zlepieńców formacji z Pogorzały (fig. 23B). Wielkość otoczków mieści się we frakcji 32–128 mm; stwierdzono także dobrze obtoczony blok gnejsu o długości 60 cm. Masę wypełniającą (10–40%) stanowi mułowiec piaszczysty. Stwierdzono w nim fragmenty tetrakorali (*Tabulophyllum*) i skorupki brachiopodów, natomiast w mułowcach otaczających zlepieńiec rzadkie są goniatyty, brachiopody i małże; fauna ta wskazuje na górno-frański wiek zlepieńca i towarzyszących mułowców (Pawlik 1939; Gunia 1968).

Ławice zlepieńca (miąższość 1–2 m) oddzielone są od siebie kilku- do kilkunastocentymetrowej grubości przewarstwieniami mułowców, często plastycznie zdeformowanych. W środkowej części zlepieńców występuje soczewowata wkładka piaskowca z onkoidami (fig. 23C). Piaskowiec jest wyraźnie uławicony; miąższość ławic waha się od 20 do 40 cm; ich spągi są ostre, miejscami erozyjne. Onkoidy o wielkości do 4 cm koncentrują się w dolnych częściach ławic „plywając” w średnioziarnistych piaskowcach (pl. XV, 2); części górne są normalnie frakcjonowane i często płaskolaminowane (pl. XV, 1). W szkielecie ziarnowym piaskowca przeważają ostrokrawędziste ziarna polikrystalicznego kwarcu, zsercytowanych skaleni oraz biotyt; liczne są także strzępy motków sinicowych, drobnych onkoidów o rozmytych niewyraźnych krawędziach i nie zidentyfikowane ziarna węglanowe. Tło (10–30%) stanowi mieszanina mikrytu (przypuszczalnie pierwotnego mułu węglanowego) i pelitu kwarcowo-skaleniowo-łyszczkowego.

Wielkość onkoidów, które dominują w szkielecie ziarnowym zlepieńca, waha się od 0,5 do 7 cm. Większość ma kształty kuliste, elipsoidalne, a rzadko subcylindryczne. Powierzchnie onkoidów wy-

Fig. 23

#### A. Szkic geologiczny okolic łomu ze zlepieńcem onkoidowym (facja I)

1 – zlepieńiec polimiktyczny; 2 – piaskowiec z onkoidami; 3 – zlepieńiec onkoidowy; 4 – mułowiec; 5 – zarys łomu; 6 – uskoki

#### B. Fragment północnej ściany łomu oraz skład petrograficzny zlepieńca

7 – onkoidowy; 8 – wapień; 9 – kwarcyty; 10 – zieleńce; 11 – piaskowce; 12 – gnejsy; 13 – kwarc; 14 – lupki epimetamorficzne; 15 – inne i nieoznaczone

#### C. Przekrój przez łom (B–B') oraz profil soczewy piaskowcowej (C'–C)

16 – zlepieńiec onkoidowy; 17 – piaskowiec z onkoidami; 18 – mułowiec; 19 – klasty wapieni

#### A. Geological map of vicinity of quarry with oncolite conglomerate (facies I)

1 – polymictic conglomerate; 2 – lithic sandstone with oncolites; 3 – oncolite conglomerate; 4 – mudstone; 5 – outline of quarry; 6 – faults.

#### B. Sketch of northern wall of quarry and clast composition of two conglomerate beds

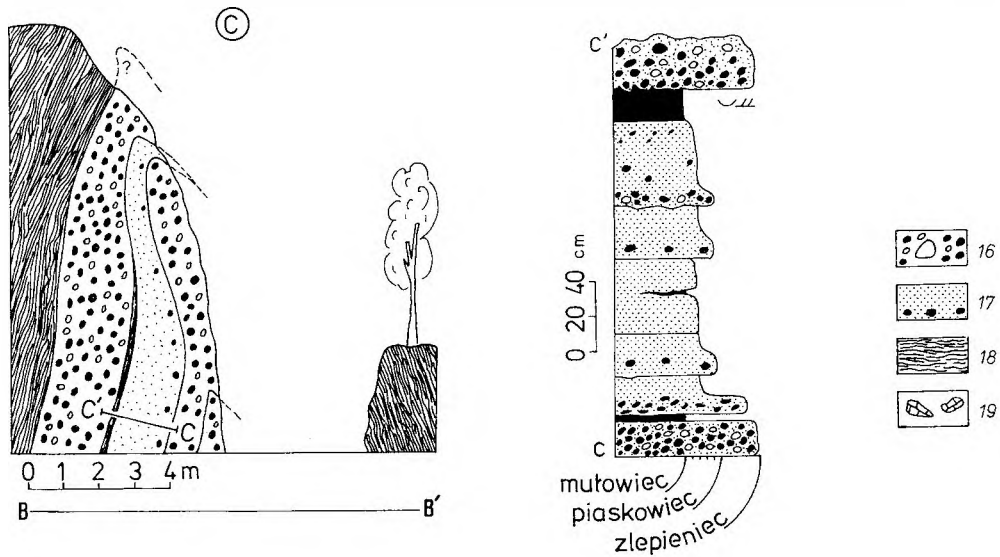
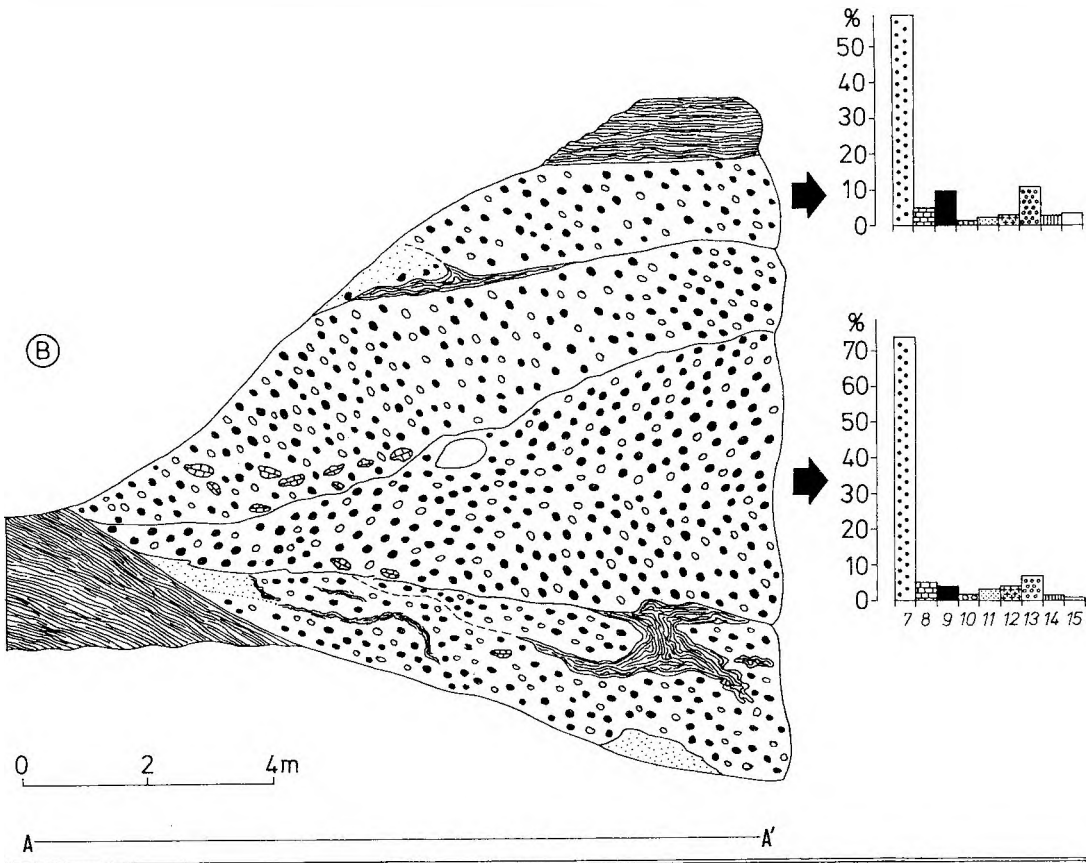
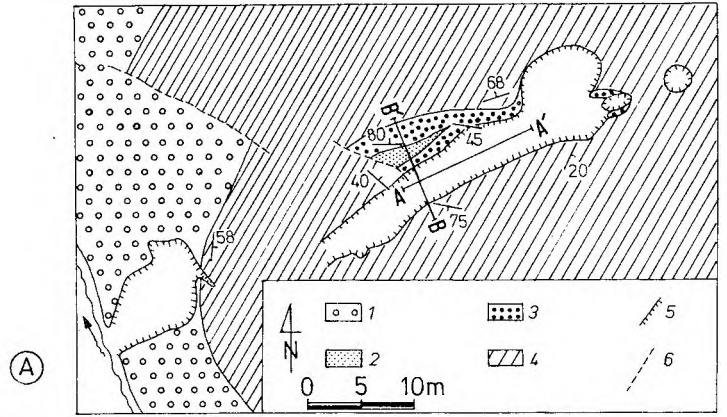
7 oncolites; 8 – limestones; 9 – quartzites; 10 – greenshists; 11 – sandstones; 12 – gneisses; 13 – quartz; 14 – epimetamorphic shists; 15 – others and undetermined

#### C. Transversal cross-section of quarry (B–B') and profile of sandstone lense (C'–C)

16 – oncolite conglomerate; 17 – sandstone with oncolites; 18 – mudstone; 19 – limestone clasts

# LUBIECHÓW 4

(L4)



kazują wiele drobnych nierówności i bardzo rzadko noszą ślady mechanicznej obróbki. Stosunkowo rzadkie są ostrokrawędziste formy, prawdopodobnie połamane w czasie transportu. We wszystkich niemal badanych onkoidach występuje jądro; na ogół jest to pojedyncza, rzadziej podwójna skorupka brachiopoda, fragmenty koralitów lub sparyt. Wokół jądra jest rozwinięta koncentryczna laminacja (typ SS-H, Logan *et al.* 1964), stosunkowo rzadkie są wewnętrzne niezgodności przebiegu laminacji (typ SS-I, pl. XV, 3, 4). W obrębie laminacji częste są dobrze zachowane fragmenty włókien sinicowych z rodzaju *Girvanella* i *Rothpletzella* (pl. XVI, 3, 4) oraz inkrustacje otwornicowe.

W szkielecie ziarnowym zlepieńca onkoidowego liczne są także ostrokrawędziste klasty wapienne o wielkościach od 5 do około 40 cm. Są to mikrosparytowe wapienie organogeniczne (biomiksparyty, rzadziej biopelmiksparrudyty) zawierające nie więcej niż 20% mikrytowego tła. Wśród elementów szkieletowych dominują dobrze zachowane gałązki tabulatów (*Thamnopora* i *Cladopora*); są także stromatoporoidy (*Amphipora*). Brzegi zewnętrzne koralitów nie są zniszczone, a korality są wypełnione materiałem tła. Liczne są przekryształizowane skorupy mięczaków, głównie ślimaków; podwójne, wypełnione sparytem skorupki małżoraczków oraz pojedyncze połamane skorupy ramienionogów. Częste są dwojakiemu rodzajowi peloidy: małe (poniżej 0,15 mm), okrągłe grudki mikrytu, reprezentujące peloidy typu aglutynującego lub zmikrytyzowane szczątki organiczne, oraz duże (0,3–0,4 mm), okrągłe lub eliptyczne ziarna mikrytu być może będące grudkami kałowymi. Są także liczne otwornice, przypuszczalnie rodzaju *Umbella*. Tło stanowi mikryt bez domieszek terygeniczych, w większości zrekryształizowany do mikrosparytu, oraz sparyt typu cementacyjnego, który tworzy spoiwo międzyziarnowe lub wypełnia próżnię w elementach bioklastycznych.

#### INTERPRETACJA

Dames (1868), Dathe (1892) i Schindewolf (1921) uznali onkoidy za otoczaki wapieni górno-dewońskich w osadach kulmu, natomiast E. Zimmerman (1911) sądził, że powstały one w miejscu tworzenia się zlepieńca. Schindewolf (1926) uważał, że onkoidy i towarzyszące im klasty wapienne są allochtoniczne i powstały z rozmycia raf koralowych. Gunia (1968, s. 205) stwierdził różnicę w zespołach ramienionogów i ślimaków pomiędzy wapieniami z jeziora Daisy a zlepieńcem onkoidowym oraz przypuszczał, że onkoidy i klasty wapienne pochodzą ze zerodowanych bioherm, które

były położone na brzegu kry sowiogórskiej. Według Gunia zlepieńca onkoidowy powstał z materiału usypanego w formie stożka u podstawy względnie stromego brzegu, po czym nastąpiło cofnięcie linii brzegowej i pogłębienie zbiornika, w którym rozpoczęła się sedimentacja mułów z fauną goniatytową. Ostatnio T. Gunia i T. Jerzykiewicz (informacja, 1977) skłonni są interpretować zlepieńca onkoidowy jako utwór osuwiskowy.

Warunki sprzyjające rozwojowi koncentrycznych obwódek algowych omówili m. in. Logan, Rezak i Ginsburg (1964). Wymagane jest stałe przykrycie wodą w raczej płytkim zbiorniku oraz ruch wody umożliwiający obracanie się obrastających przedmiotów, lecz nie na tyle silny, aby prowadził do ich zniszczenia. W dewońskich utworach węglanowych *Girvanella* i *Sphaerocodium* tworzą inkrustacje onkoidowe głównie w facjach lagunowych strefy zarafowej oraz strefy rafowej, które były poddawane okresowej działalności fal i pływów (np. Wray 1972; Krebs 1974; Tsien, Dricot 1977).

Cechy klastów wapieni współwystępujących z onkoidami w badanym zlepieńcu sugerują, że wapienie te powstały w płytkim środowisku o niezbyt dużej turbulencji i minimalnej dostawie materiału terygenicznego. Wskazują na to: dobrze zachowane gałązki koralu i stromatopor w obrębie czysto mikrytowego tła, liczne peloidy, otwornice i dobrze zaokrąglony, zmikrytyzowany detryt organogeniczny (por. Wilson 1975; Ellenor 1975). Mułowce, które reprezentują osad otoczenia zlepieńca onkoidowego, były deponowane stosunkowo głęboko. Wskazuje na to drobnoziarnistość osadu, brak struktur prądowych oraz obecność goniatytów, które są jednym ze wskaźników dewońskich facji głębokowodnych (Lecompte 1960).

W środowisko depozycji tych mułowców ze stref płytszych zbiornika zostały grawitacyjnie przemieszczone onkoidy wraz z towarzyszącymi im fragmentami płytkowodnych wapieni koralowych oraz stosunkowo niewielką ilością materiału terygenicznego. Znaczna ilość mułu w masie wypełniającej zlepieńca, pogrąży w spągach ławic, obecność dużego bloku gnejsu w stropie jednej z nich sugerują, że mediami transportującymi były kohezyjne spływy o wysokiej kompetencji, które deponowały niesiony materiał na nie całkiem jeszcze skonsolidowanym dnie. Cienkie ławice piaskowców z onkoidami zostały osadzone przypuszczalnie z bardziej rozrzedzonych spływów masywowych, typu prądów zawieszinowych, jak na to wskazuje obecność normalnej gradacji i laminacji płaskiej w górnych częściach ławic.

Podobne resedymentowane utwory onkoidowe

znane są m. in. z podnóży skłonów stref przed-  
rafowych dewońskich struktur rafowych (Playford  
*et al.* 1976).

#### FACJA J. MUŁOWCE Z SOCZEWAMI WAPIENI

##### OPIS

Facja J stanowi podrzędny składnik litolo-  
giczny sukcesji Świebodzić. Mułowce z soczewami  
wapieni występują w obrębie formacji z Pogorzalą  
(jezioro Daisy, południowe zbocza Lipiny) oraz  
formacji Pełcznicy (okolice Świebodzić, Pełcznicy  
i Cieszowa).

#### Jezioro Daisy

Jest to nieczynny od końca ubiegłego wieku,  
załany wodą kamieniołom położony na południe  
od Mokrzeszowa (fig. 2). Łom ten został założony  
w obrębie soczewy wapiennej o długości około  
200 m (H. Teisseyre 1956), którą wyeksploato-  
wano niemal w całości. Bederke (1924) podał  
następujący profil tego odsłonięcia: od spągu drob-  
noziarniste szarogłazy wapienne, zbity wapień uła-  
wiczny (ok. 25 m), margle z wapiennymi gruzłami  
(ok. 10 m) i łupki ilaste z *Buchiola* (minimum  
4 m). Obecnie na wschodniej ścianie łomu jest  
odsłonięta górna część profilu, opisanego przez  
Bederkego, poczynając od margli z wapiennymi  
gruzłami (fig. 24C).

W części południowo-zachodniej kamieniołomu są odsłonięte fragmentarycznie słabo uławico-  
ne, jasnożółte margle z wkładkami czarnych  
cuchnących mułowców wapnistych (fig. 24A).  
Margle przepełnione są dobrze zachowanymi i po-  
łamanyymi gałązkami tabulatów (*Thamnopora*  
i *Cladopora*) często z inkrustacjami auloporowy-  
mi. Liczne są także duże (do 8 cm długości),  
cylindryczne tetrakorale osobnicze z gatunku  
*Tabulophyllum priscum* (Münster); większość z nich  
leży na powierzchniach uławiczenia i wykazuje  
bardzo wyraźną orientację, być może prostopadłą  
do kierunku prądu (fig. 24B). Opisane margle  
w kierunku wschodnim zapadają pod lub części-  
owo przechodzą obocznie w silnie stektonizowane,  
masywne wapienie organogeniczne złożone nie-  
omal wyłącznie z krzaczastych kolonii tetrakorali  
*Peneckiella minor* (Roemer) *kunthi* (Dames) *emend.*  
Rózkowska i *Sudetia lateseptata* Rózkowska  
(fig. 24A). W czasie niskiego stanu wody w jezior-  
ku miąższość tych wapieni odsłania się na około 1 m.

Stosunkowo dobrze jest odsłonięta wschodnia  
ściana łomu. U dołu (fig. 24C, a) występują so-  
czewy wapieni otoczone silnie złupkowanymi  
szarobeżowymi i żółtawymi mułowcami wapnistry-

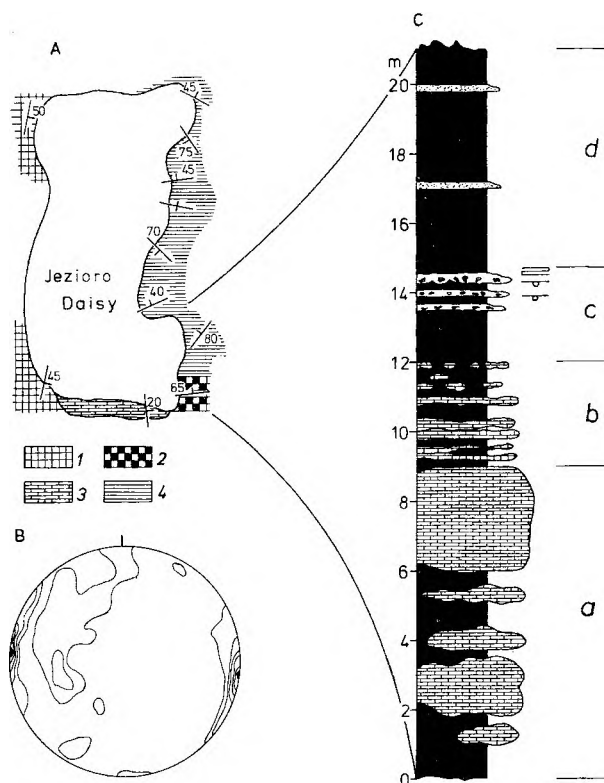


Fig. 24

#### A. Szkic geologiczny łomu Jezioro Daisy

1 – margle z tabulatami i *Tabulophyllum*; 2 – soczewy biomicrytów i biomicrytów wśród mułowców; 3 – biomicryt z *Peneckiella* i *Sudetia*; 4 – mułowce z przewarstwieniami piaskowców

B. Orientacja koralitów *Tabulophyllum* (dolna półkula siatki Szmida, 44 pomiary, izolinie co 2%)

C. Profil wschodniej ściany łomu (objaśnienia w tekście)

#### A. Geological sketch of quarry "Jezioro Daisy"

1 – marls with tabulate corals and *Tabulophyllum*; 2 – biomicrite and biomicrudite lenses within mudstones; 3 – massive biomicrudite with *Peneckiella* and *Sudetia* colonies; 4 – mudstones with rare calcareous graded sandstone beds

B. Lower hemisphere stereonet showing orientation of *Disphyllum* individuals in marls (44 counts, contour intervals every 2%)

C. Profile of eastern side of quarry (explanations in text)

mi i margłami. Długość soczew waha się od kilkunastu centymetrów do około 4 m, a ich grubość – od kilku do 2,5 m. Osad otoczenia soczew buduje masa kalcytowo-ilasta ze znacznym udziałem ziarn terygeniczych, wśród których przeważają silnie skaolinizowane skalenie, łyszczki (chloryt), a stosunkowo rzadkie są ostrokrawędziste, skorodowane kalcytem ziarna kwarcu. Liczne są euhedralne skupienia pirytu. Udział ziaren węglanowych nie przekracza 10% objętości skały. Wśród nich występują pokruszone gałązki *Thamnopora* ze szczątkami inkrustacji sinicowych, zabradowane kawałki skorup ramienionogów i małżów często impregnowane krzemionką. Częste są duże fragmenty flory, a także endichnialne bioturbacje w formie pionowych i skośnych kanałów z plastycznie zdeformowanymi ściankami.

Soczewy są zbudowane z organogenicznego wapienia mikrytowego (biomikrudyt) zawierającego dość znaczną domieszkę drobnoziarnistego materiału terygenicznego. Udział masy wypełniającej waha się od 30–90% i zmienia się znacznie w obrębie pojedynczej soczewy. W obrębie elementów szkieletowych dominują kolonijne tabulaty, wśród których przeważają *Cladopora* i *Alveolites*. Obok gałązek dobrze zachowanych są niewielkie ilości połamanych. Korality są wypełnione terygenicznym zanieczyszczonym materiałem tła, rzadziej sparytem. Bardzo często korality mają obwódki sinicowe z zachowanymi włóknami *Girvanella* i niekiedy także z inkrustacjami otwornicowymi typu *Renalcis*. Często są fragmenty cienkoskorupowych małżów oraz ślimaki. Występują tu także: pojedyncze skorupki małżoraczków, motki lub intraklasty sinicowe; rzadkie są płytki szkarłupni, peloidy mikrytowe, a sporadycznie występują otwornice z grupy *Endothyriidae* i pojedyncze kalcsyfery. Rzadkie są także intraklasty (o długości do 5 mm) złożone z ciemnego mikrytu; miejscami osłaniają one próżnie wypełnień geopetalnych. Tło jest złożone z ciemnego mikrytu z domieszką terygeniczną.

Powyżej (fig. 24C, b) występują wapienie mniej lub wyraźniej uławiczone. Miąższość ławic waha się od 6 do 15 cm; przedzielone są one kilkucentymetrowej grubości warstwami czarnych, silnie złupkowanych mułowców, które lokalnie są przepełnione skorupkami ramienionogów. Wapienie (biomikrudyty, rzadko intrabiomikrudyty, pl. XVI, I) są barwy ciemnostalowej i zawierają 5–35% mikrytowej masy wypełniającej. Z elementów szkieletowych pospolite są tutaj częściowo zabradowane korality *Thamnopora* i *Peneckiella*. Liczne są także koralce osobnicze *Tabulophyllum*, niekiedy wyraźnie w pozycji przyżyciowej; częste są cienkoskorupkowe ramienionogi, pojedyncze kolce ramienionogów, okruchy skorup mięczaków i intraklasty sinicowo-mikrytowe. Pojawiają się także kuliste i elipsoidalne onkoidy (7–30 mm średnicy) z zachowanymi w obrębie korteksu włóknami *Rothpletzella* i *Girvanella*. Tło stanowi mikryt z licznymi drobnymi skupieniami pirytu.

Ku górze udział czarnych mułowców wzrasta, wśród nich występują kilkucentymetrowej wielkości buły wapieni o analogicznym charakterze jak opisane powyżej.

Wyżej (fig. 24C, c) dominują silnie stektonizowane mułowce ciemnoszare, miejscami margliste, zawierające liczne skorupki *Hypothyridina cuboides* (Sowerby) oraz fragmenty *Manticoceras intumescens* Beyrich (Gunia 1968). W obrębie tych mułowców stwierdzono kilka ławic wapieni biokla-

stycznych i piaskowców wapnistych o miąższości 4–15 cm. Spągi ławic są ostre, miejscami erozyjne lub pogrążnięte ze strukturami płomieniomymi. Są to biomikrudyty i kalkarenity zawierające 5–60% kalcytowo-ilastej masy wypełniającej. W szkielecie ziarnowym występują okruchy korali (*Thamnopora*, *Peneckiella* i *Cladopora*), fragmenty ślimaków i brachiopodów, onkoidy (średnica do 1 cm), strzępy motków sinicowych i intraklasty mułowcowe. W niektórych ławicach piasek i pył terygeniczny przeważa ilościowo nad elementami organogenicznymi. Niekiedy zaznacza się gradacja normalna w zakresie najgrubszych frakcji (pl. XVI, 2), a rzadko niewyraźna laminacja płaska w przystropowych częściach ławic.

Powyżej (fig. 24C, d) występują masywne, ciemnostare mułowce (facja A), w których częsta jest *Buchiola palmata* (Goldfuss), ortocerasy i fragmenty łodyg. W mułowcach tych sporadycznie pojawiają się cienkoławicowe, drobno- i średnioziarniste piaskowce frakcjonowane (facja D).

Według Guni (1968, s. 196) wapienie i margle (fig. 24C, a–c) należą do niższych części górnego franu, być może także do górnych części franu środkowego, a wyżejleżące mułowce reprezentują górny fran i dolny framen.

#### Południowe zbocza Lipiny

W obrębie południowego skrzydła synkliny Pogorzały, na południowych zboczach Lipiny, w dwóch sztucznych niewielkich odkrywkach odsłaniają się silnie stektonizowane szarozielone margle i mułowce wapniste z soczewkami wapieni (odsłonięcie L9, fig. 2).

Miąższość soczew waha się od 5 do około 30 cm, a ich rozciągłość zmienia się od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Są to ciemnostalowe lub prawie czarne organogeniczne wapienie pylaste i zapiaszczone (biomikryty), w których udział tła dochodzi do 90%. Wśród elementów organogenicznych dominują dobrze zachowane lub zabradowane pojedyncze tetrakorale (*Neostringophyllum*) niekiedy z inkrustacjami serpulowymi. Liczne są drobne gałązki tabulatów, głównie *Cladopora*. Korality są wypełnione sparytem, a częściowo mikrytowym materiałem tła. Koralom towarzyszą ramienionogi, głównie z rodzaju *Productella* i *Cyrtopsis*; skorupki ramienionogów są stosunkowo dobrze zachowane w marglach, natomiast w wapieniach przeważają drobne ich fragmenty. Liczne są także fragmenty skorupek mięczaków; rzadko natomiast występują płytki szkarłupni, pojedyncze skorupki małżoraczków oraz drobne motki girvanellowe. W szkielecie ziarno-

wym wapieni znaczny udział ma piasek terygeniczny; bardzo liczne są duże (do 1,5 mm) silnie skaolinizowane skalenie (głównie ortoklaz), ostrokrawędziste ziarna kwarcu, agregaty kwarcowo-skalieniowe i duże blaszki biotyту. Tło mikrytowo-ilaste jest również silnie zanieczyszczone pelitem terygenicznym; częste są także ziarniste skupienia piryту.

Margle i mułowce wapieniste w otoczeniu soczew są silnie zbioturbowane; występują tu także drobne struktury osuwiskowe oraz cienkie (do 10 cm) przeławiczenia drobnoziarnistych piasowców frakcjonowanych.

Strefa tak wykształconych utworów węglanowo-marglistych ma przypuszczalnie rozciągłość 500–800 m i w kierunku zachodnim (wzdłuż biegu warstw) przechodzi w ciemnostalowe mułowce zawierające faunę goniatytową (por. Gunia 1968). Miąższość tej strefy prawdopodobnie nie jest większa niż kilka–kilkanaście metrów. Utwory te są równowiekowe z węglanowo-marglistymi osadami odsłoniętymi w jeziorze Daisy i należą do górnego franu (Gunia 1968, s. 196).

#### Północna część depresji

Z cytowanych w literaturze odsłoneń z soczewami wapiennymi (Pawlik 1939; Gunia 1968) większość jest obecnie zasypana i niedostępna do obserwacji. W korycie rzeki Pełcznicy (odsłonecie 44a, Gunia 1968) w obrębie silnie stektonizowanych, ciemnoszarych mułowców znaleziono bulę (długości 6 cm) ciemnobrązowego wapienia typu biomikrytu. W mikrytowo-ilastym tle, miejscami z domieszką pyłu terygenicznego, stwierdzono drobne elementy bioklastyczne (15%), na które składają się odłamki skorup mięczaków, pojedyncze zabradowane skorupki małżoraczków oraz pojedyncze płytki krynoidów. W odsłoneciu tym oraz innych położonych w tej strefie stwierdzono m. in. klymenie i trylobity, na podstawie których wiek występujących tu utworów węglanowo-ilastych określa się na najwyższy famen (Gürrich 1909; Gunia 1968).

#### INTERPRETACJA

Rózkowska (1962) uważa, że wapienie koralowe z jeziora Daisy tworzyły się w stosunkowo głębokim zbiorniku, a warunki życia tych koralów porównuje się do środowiska występowania współczesnych głębokowodnych ławic koralowych znanych z Morza Północnego i Śródziemnego (por. np. Teichert 1958). Gunia (1968) posiłkując się schematem batymetrycznym Lecompte'a (1960) tłumaczy stwierdzoną w tym odsłoneciu pionową

zmienność zespołów fauny wahaniami głębokości zbiornika.

Zmienność w wykształceniu litologicznym oraz składzie fauny w utworach wschodniej ściany łomu wydaje się wskazywać na stopniowe pogłębianie zbiornika. Soczewy biomikrytów i biomikrudytów zawierają liczne pokruszone kolonie tabulatów oraz pojedyncze i kolonijne koralowce, którym towarzyszy bogata fauna ramienionogów, małży i ślimaków. Ten zespół fauny jest typowy dla strefy subturbulentnej, a częściowo także położonej poniżej podstawy falowania (Tsien 1971) i charakteryzuje łagodne skłony „ławic” organoklastycznych (banks) lub bioherm dewońskich (facja 5D, Wilson 1975, s. 121). Ku górze profilu udział wapieni zmniejsza się; dominują tu czarne mułowce z brachiopodami, pojawiają się także goniatyty. Wśród mułowców występują nieliczne ławice nieco terygenicznymi, bioklastycznymi kalkarydytów i kalkarenitów zawierających redeponowane szczątki tabulatów, tetrakoralów i liczne onkoidy. Utwory te odpowiadają facji 10D Wilsona (1975, s. 121) charakterystycznej dla podnóża skłonów „ławic” i bioherm. Dalszą fazę pogłębiania zaznaczają wyżejjęgle ciemnostalowe mułowce masywne z pirytem, zawierające liczne ortocerysy i skorupki *Buchiola*. Utwory takie są typowe dla głębszych stref basenów dewońskich (Lecompte 1960; Tsien 1971; basenowa facja 2D, Wilson 1975).

Margle i zanieczyszczone terygenicznymi biomikrytami występujące na południowych zboczach Lipiny powstały w strefie poniżej podstawy falowania (Gunia 1968). Wskazuje na to obecność bardzo cienkich gałązkowych tabulatów, pojedynczych tetrakoralów, a także pojawianie się goniatyty. Prawdopodobnie nieliczne soczewy wapienne w północnej części depresji tworzyły się w głębszych partiach zbiornika, na co wskazywałyby liczne szczątki klymenii.

Sedymentacja osadów węglanowych w basenie Świebodziec była kontrolowana przypuszczalnie głównie przez natężenie i zmiany w dostawie terygenicznego materiału klastycznego. Ponieważ liczba dostarczanych klastyków była szczególnie duża w brzeżnych, a zarazem płytszych częściach zbiornika, organizmy zdolne do wytwarzania węglanowych szkieletów nie mogły masowo zasiedlać swoich nisz ekologicznych. Nieco głębsze partie zbiornika, w których gromadził się muł terygeniczny nie sprzyjały życiu stromatoporoidów i glonów, które wymagają płytkiej i czystej wody. Strefy mogły jednak okresowo być kolonizowane przez pojedyncze tetrakoralowce (*Tabulophyllum*) i drobne gałązkowe tabulaty (*Cladopora*, *Thamno-*

pora), które były przystosowane do życia na mulistym podłożu i w mętnej wodzie (Tsien 1971). Szczątki koralii, częściowo przesypane i gromadzone przez prądy denne, stanowiły podłoże dla rozwoju krzaczastych kolonii tetrakorali (*Penekkiella* i *Sudetia*), które przypuszczalnie mogły żyć w nieco mulistej wodzie strefy subturbulentnej (Tsien 1971). Wzrastające tempo subsydencji

dna lub zniszczenia życia organicznego przez nagłą dostawę materiału terygenicznego mogło powodować hamowanie wzrostu tych kolonii. Przypuszczalnie dlatego też owe inicjalne „ławice” biogeniczne nie były zasiedlane przez stromatoporoidy (głównie dewońskie organizmy rafotwórcze), wskutek czego nie przekształciły się nigdy w konstrukcje rafowe.

## ASOCJACJE LITOFACJALNE

Po zdefiniowaniu, opisie i wstępnej interpretacji litofacji następnym krokiem w analizie prowadzącej do rekonstrukcji środowiska sedymentacji badanych utworów jest wyróżnienie naturalnych, genetycznie powiązanych zespołów facji, którym można przypisać określoną interpretację środowiskową (por. Collinson 1969). Na podstawie informacji z odsłoneń oraz ciągów obserwacyjnych w zwietrzelinie wyróżniono 5 asocjacji facjalnych różniących się między sobą udziałem poszczególnych facji, ich dominującym następstwem, generalnym typem sekwencji pionowej oraz w części również występowaniem. Interpretację asocjacji facjalnych poprzedzono rozdziałem omawiającym kierunki paleoprądów i położenie obszarów źródłowych.

### ASOCJACJA I

W asocjacji tej (fig. 27) dominują mułowce masywne (facja *A*) oraz mułowce z laminacją soczewkową (*C*) zawierające przewarstwienia laminowanych pyłowców (*B*) i drobnoziarnistych cienkoławicowych odmian piaskowców frakcjonowanych (*D*). Stosunek miąższości piaskowiec/pyłowiec/mułowiec zmienia się między 0,1 a 1, lecz na ogół wynosi poniżej 0,6 (fig. 27, L2/1–3).

Facje mułowcowe tej asocjacji zawierają nieliczną i rozproszoną faunę bentoniczną, wśród której zdecydowanie przeważają przedstawiciele infauny reprezentowani zarówno przez mułojady (*Paleoneilo*, *Paracyclas* oraz bliżej nieoznaczalne płytkie kanały bioturbacyjne), jak i filtratory (*Lingula*, *Lingulipora*, *Schizophoira* i *Pteria*). Wśród epifauny dominują tentakulity; częsty jest, najprawdopodobniej epiplanktoniczny, brachiopod *Buchiola* (por. Thayer 1974); organizmy nektoniczne są reprezentowane przez liczne szczątki ortocerasów oraz rzadkie goniatyty. Elementem podrzędnym i ograniczonym zwykle do pojedynczych odsłoneń asocjacji I są małżoraczki i trylobity. Większość znalezionych okazów ma niewielkie rozmiary; muszle są często niekompletne

i wykazują ślady mechanicznej obróbki. Należy jednak dodać, że fauna jest rozproszona i nigdzie nie koncentruje się w formie zlepów muszlowych. Podrzędnym i stratygraficznie ograniczonym składnikiem litologicznym omawianej asocjacji są soczewki wapienne i zlepieniec onkoidowy (patrz opis facji *I* i *J*).

Asocjacja I wspólnie z fliszopodobnymi utworami asocjacji II tworzy w obrębie formacji z Pogorzały kilkadziesiątmetrowej miąższości przewarstwienia (maksymalnie do około 300 m) pomiędzy litosomami piaskowcowo-zlepieńcowymi oraz występuje w formacji z Pełcznicy, gdzie najprawdopodobniej dominuje w dolnych jej częściach.

### ASOCJACJA II

Asocjacja ta charakteryzuje się naprzemianległymi przewarstwieniami piaskowców frakcjonowanych i laminowanych (facja *D*) z mułowcami laminowanymi soczewkowo (*C*) oraz mułowcami masywnymi (*A*); rzadkie są tutaj gruboziarniste piaskowce frakcjonowane i masywne (*E*), a sporadyczne pojedyncze ławice para- i ortozlepieńców (fig. 28; fig. 32, P3/1; pl. IV, 1). Stosunek miąższości piaskowiec/mułowiec waha się od 0,3 do 7, a średnio wynosi 1–2. Miąższość poszczególnych rytmów piaskowcowo-mułowcowych zmienia się od kilku do 80 cm; rytm taki rozpoczyna się jednym z litotypów facji *D*, zazwyczaj z erozyjną lub pogrzęźniętą powierzchnią spągową, który gradacyjnie lub ostro jest przykryty mułowcem z laminacją falistą i soczewkową przechodzącym stopniowo ku górze w mułowce masywne. Kierunki nachylenia lamin przekątnych w soczewkach riplemarkowych są często odchyłone o kilkadziesiąt stopni od kierunków przebiegu hieroglifów oraz orientacji laminacji przekątnej występującej w przystropowych częściach ławicy podścielającego piaskowca. Interwał pelityczny jest niekiedy silnie zbioturbowany, ale rzadko zawiera nieliczne, słabo zachowane, pojedyncze muszle i ośrodki infauny



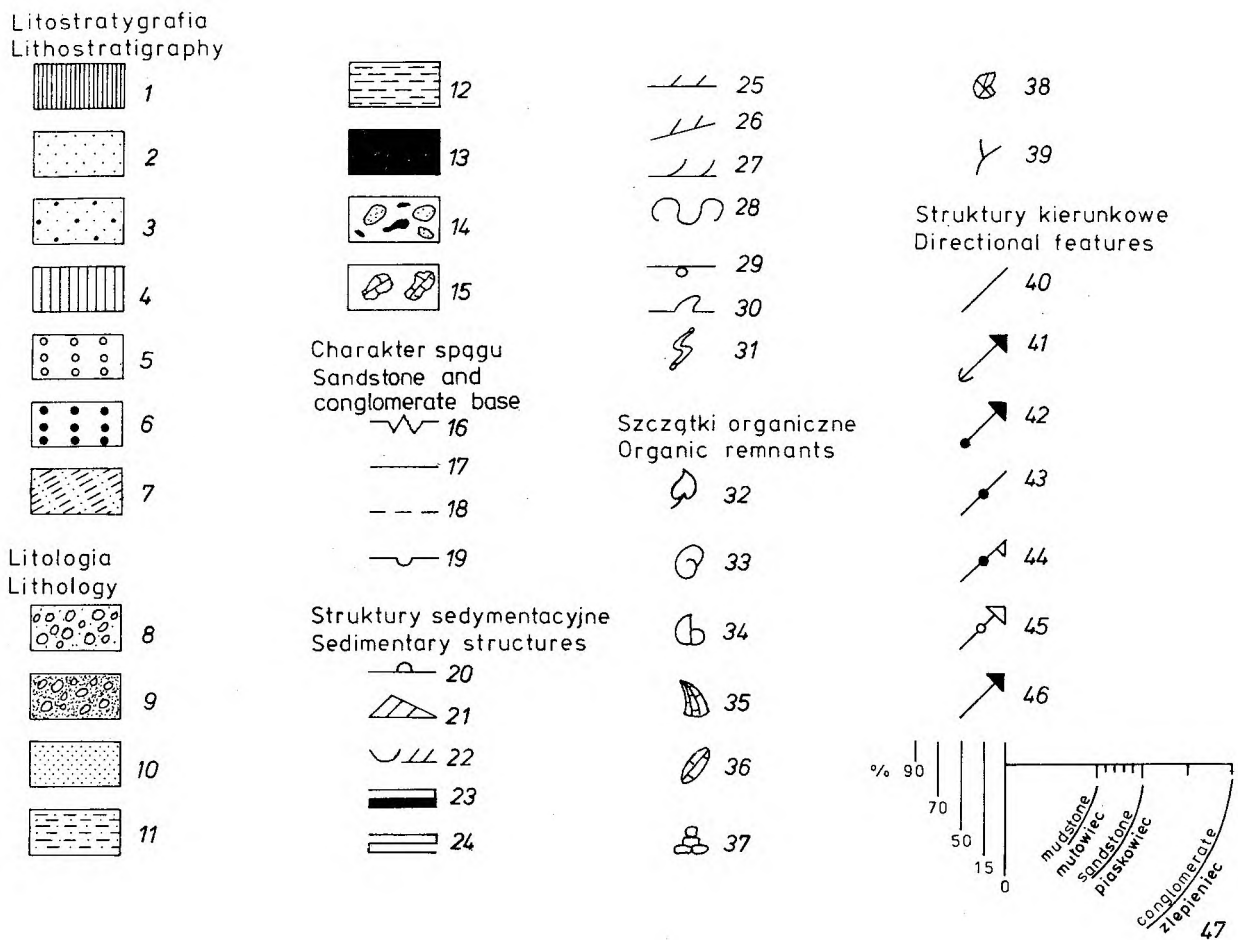


Fig. 25

## Objaśnienia symboli użytych na figurach 26–36

1 – mułowce i piaskowce formacji z Pogorzały; 2 – zlepnieńca polimiktyczne i piaskowce formacji z Pogorzały; 3 – ogniwo zlepnieńca z Lipiny; 4 – formacja z Pelcznicy; 5 – formacja zlepnieńca z Chwaliszowa; 6 – formacja zlepnieńca z Książa; 7 – gnejsy sowiogórskie; 8 – ortozlepnieńca; 9 – parazlepnieńca; 10 – piaskowce; 11 – piaskowce pylaste; 12 – pyłowce; 13 – mułowce; 14 – klasy śródformacyjne; 15 – klasy wapieni; spąg; 16 – erozyjny; 17 – ostry, płaski; 18 – gradacyjny; 19 – pogrzeźnięty; 20 – smugi pyłu; 21 – laminacja soczewkowa; 22 – laminacja falista; 23 – laminacja pozioma w mułowcu; 24 – laminacja pozioma w piaskowcu; 25 – laminacja przekątna o małej skali; 26 – riplemarki wstępujące; 27 – laminacja przekątna o dużej skali; 28 – konwolucje; 29 – pograży; 30 – struktury osuwiskowe; 31 – bioturbacje; 32 – szczątki roślinne; 33 – fauna ogólnie; 34 – ramienionogi; 35 – małże; 36 – tentakulity; 37 – ślimaki; 38 – goniatyty; 39 – koralce; 40 – hieroglify wleczeniowe; 41 – hieroglify uderzeniowe; 42 – jamki wirowe; 43 – linieacja ziarna; 44 – laminacja przekątna o małej skali; 45 – laminacja przekątna o dużej skali; 46 – imbrykacja otoczków; 47 – udział masy wypełniającej w zlepnieńcach

## Key to graphs and ornaments used in figures 26 to 36

1 – mudstones and fine sandstones of Pogorzała Formation; 2 – polymictic conglomerates and coarse sandstones of Pogorzała Formation; 3 – Lipina Conglomerate Member; 4 – Pelcznica Formation; 5 – Chwaliszów Conglomerate Formation; 6 – Książ Conglomerate Formation; 7 – gneisses of the Sowie Góry Block; 8 – orthoconglomerates; 9 – paraconglomerates; 10 – sandstones; 11 – silty sandstones; 12 – siltstones; 13 – mudstones; 14 – mudstone and sandstone intraformational clasts; 15 – limestone clasts; sandstone and conglomerate base; 16 – erosive, 17 – sharp, flat, 18 – gradational, 19 – loaded; 20 – silt streaks; 21 – lenticular bedding; 22 – wavy bedding; 23 – plane parallel lamination in mudstone; 24 – plane parallel lamination in sandstone; 25 – small-scale cross-lamination; 26 – climbing ripples; 27 – large-scale cross-lamination; 28 – convolutions; 29 – load casts; 30 – slumps; 31 – bioturbations; 32 – plant remains; 33 – fauna; 34 – brachiopods; 35 – pelecypods; 36 – tentaculites; 37 – gastropods; 38 – goniatites; 39 – corals; 40 – grooves; 41 – prods; 42 – flutes; 43 – parting lineation; 44 – small-scale cross-lamination; 45 – large-scale cross-lamination; 46 – clast imbrication; 47 – matrix percent in conglomerate; widths of columns denote average grain size

reprezentowanej przez *Lingula* i *Paleoneilo*, a także fragmenty ortocerasów. Sporadycznie w piaskowcach frakcjonowanych występują pojedyncze skorupki redeponowanych małżów i ramienionogów. Zarówno piaskowce, jak i mułowce zawierają liczne szczątki roślinne.

W obrębie formacji z Pogorzały fliszopodobne sekwencje asocjacji II tworzą kilkudziesięciometrowej miąższości pakiety wśród utworów asocjacji I (fig. 28); w sekwencjach takich zaznaczają się niekiedy słabo rozwinięte cykle o miąższości

0,8–2 m, w których miąższości i częstość przeławień piaskowcowych zmniejszają się w górę. Charakter sekwencji o ziarnie wzrastającym w górę mają natomiast te pakiety asocjacji II, które podścielają litosomy piaskowcowo-zlepnieńcowe asocjacji IV. Sekwencje takie o miąższości od kilku do kilkudziesięciu (?) metrów i stosunkowo niewielkim zasięgu lateralnym (rzędu kilkuset metrów) podścielają ogniwo zlepnieńca z Lipiny oraz występują w górnych częściach formacji z Pelcznicy.

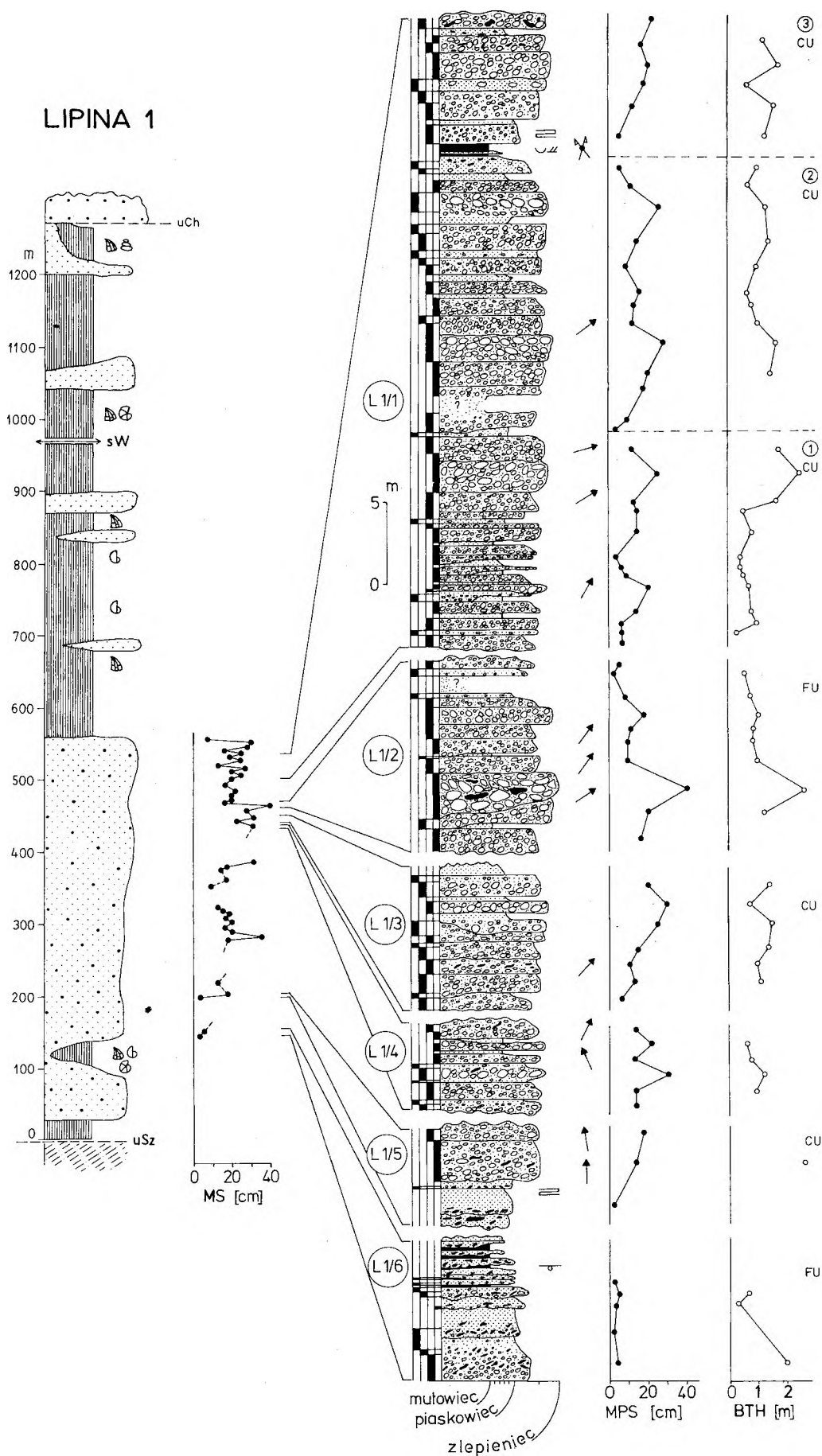


Fig. 26

Profile utworów asocjacji V (L1/1–4) i asocjacji IV (L1/5,6) w południowym skrzydle synkliny Pogorzały (formacja z Pogorzały). MS – średnia z 15 największych otoczków w odsłonięciu; objaśnienia pozostałych symboli na figurze 25, lokalizacja podana na figurze 2

Sections of facies association V (L1/1–4) and association IV (L1/5,6) in southern limb of Pogorzała Syncline (Pogorzała Formation). MS represents mean of 15 largest clasts per outcrop. For key to symbols see figure 25; location of sections shown in figure 2

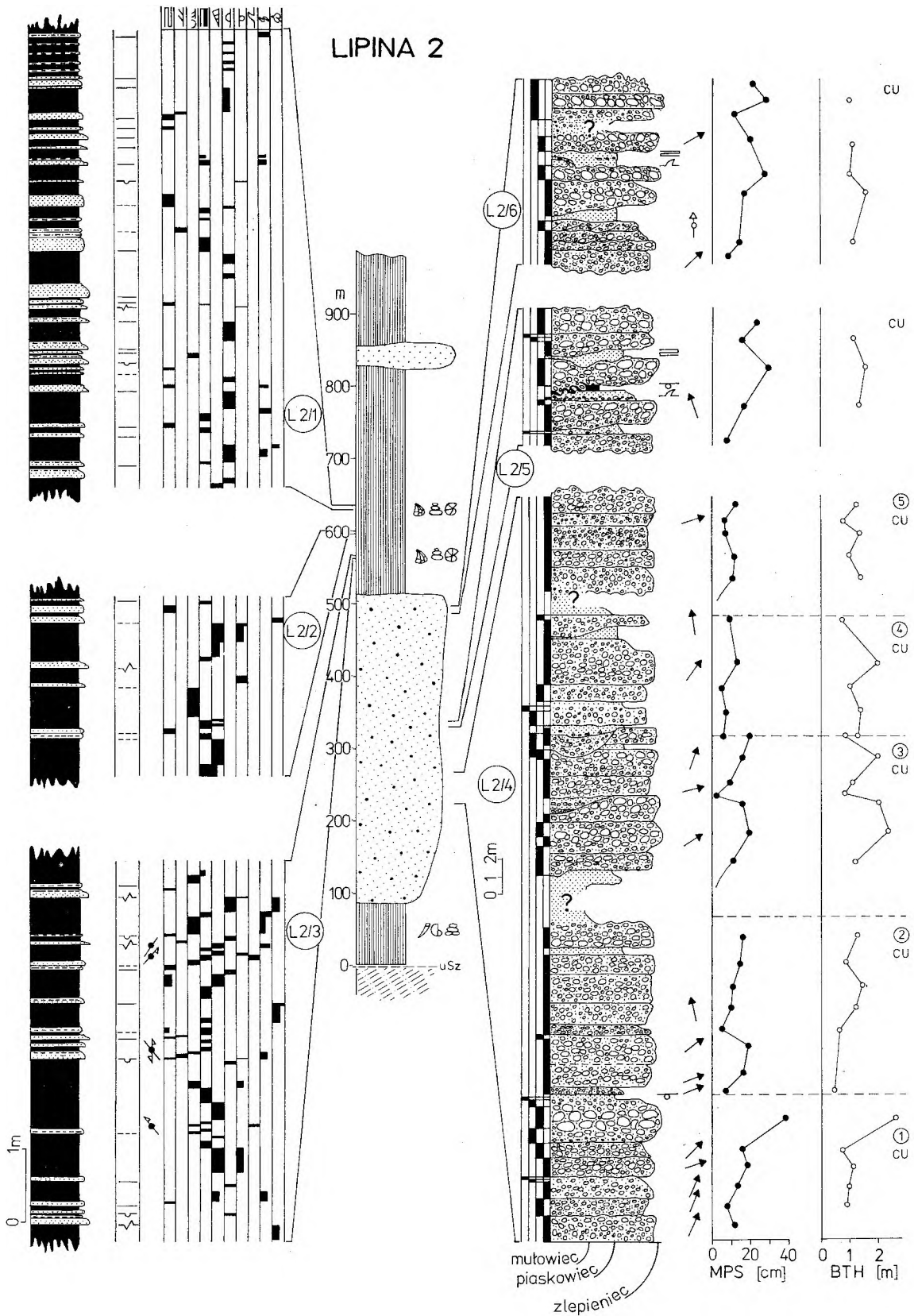


Fig. 27

Profile utworów asocjacji I (L2/1-3) i asocjacji V (L2/4-6 - ogniwo zlepieńca z Lipiny) w południowym skrzydle synkliny Pogorzala (formacja z Pogorzala). Objaśnienia symboli - figura 25; lokalizacja - figura 2

Sections of facies association I (L2/1-3) and association V (L2/4-6) in southern limb of Pogorzala Syncline (Pogorzala Formation). For key to symbols see figure 26; location of sections shown in figure 2

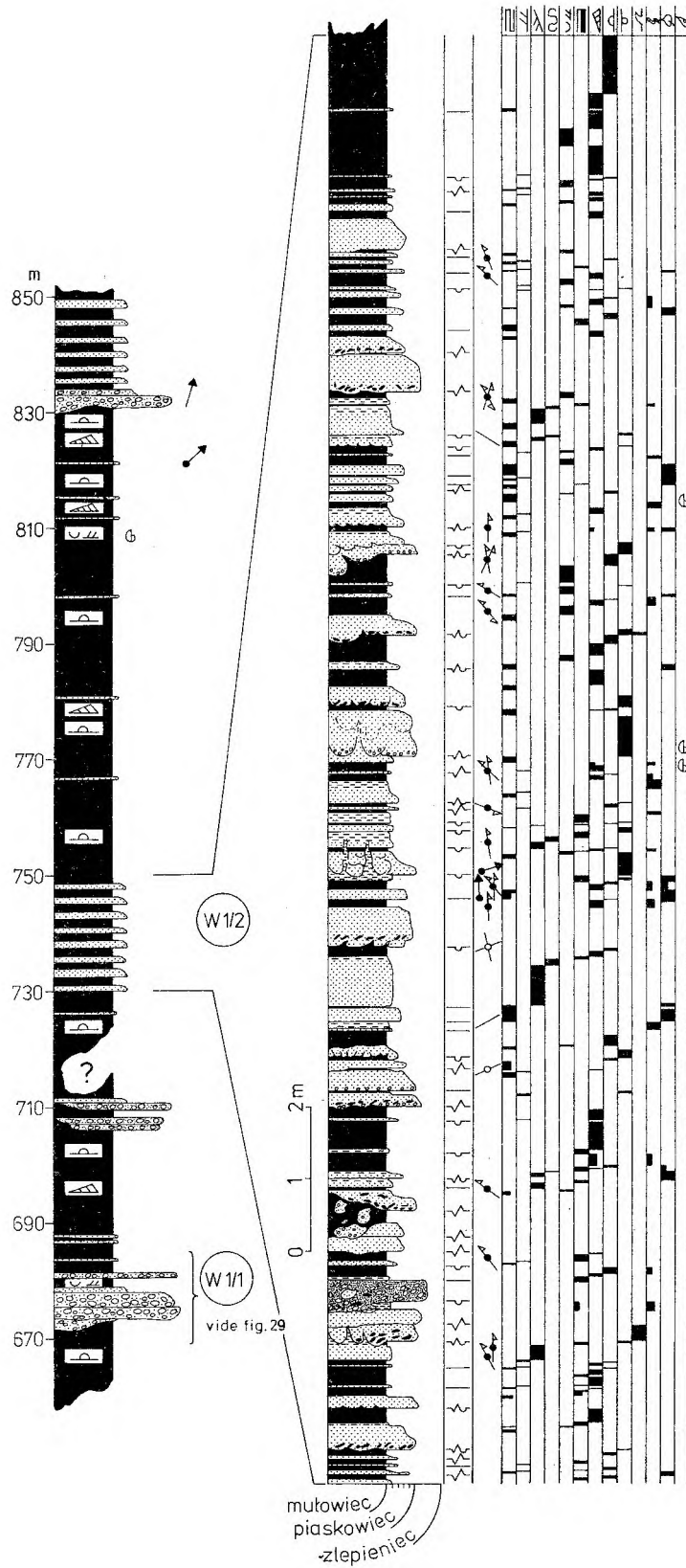


Fig. 28

Profil utworów asocjacji II (W 1/2) w południowym skrzydle synkliny Pogorzała (formacja z Pogorzała). Objaśnienia symboli – figura 25; lokalizacja – figura 2

Sections of facies association II in southern limb of Pogorzała Syncline (Pogorzała Formation). For key to symbols see figure 25; location of section shown in figure 2

## ASOCJACJA III

Typowy profil utworów asocjacji III przedstawia figura 29. Występują tutaj para- i ortozlepieńce (facja *G* i *H*), grubo- i drobnoziarniste piaskowce frakcjonowane (*E*, *D*) oraz mułowce masywne i z laminacją soczewkową (*A*, *C*). Lito-typy te są zorganizowane w cykle o ziarnie zmniejszającym się w górę, których miąższości wahają się od 1,7 do 4 m. Cała sekwencja rozpoczyna się erozyjnym wcięciem (o deniwelacji co najmniej 1 m) w mułowcach asocjacji I, powyżej którego leży masywny ortozlepieniec bogaty w masę wypełniającą z licznymi klastami śródformacyjnymi. Erozyjne lub zdeformowane grzęźnięciem spągi ma także większość pozostałych ławic zlepieńców i piaskowców tworzących dolne części cykli, a ślady amalgamacji są tu bardzo częste. Górne partie cykli tworzą ławice grubo- i średnioziarnistych piaskowców masywnych lub frakcjonowanych z płatkami mułowymi, przedzielone kilkucentymetrowej miąższości warstwami mułowców z laminacją falistą i soczewkową. Górną część cyklu 3 stanowi 2-metrowej miąższości pakiet mułowców i drobnoziarnistych piaskowców frakcjonowanych z riplemarkami prądowymi na powierzchniach stropowych (fig. 29 A; por. pl. IX, 1), który zalega na częściowo zerodowanym gruboziarnistym piaskowcu frakcjonowanym. W mułowcach tych, jak również podścielających całą opisywaną sekwencję występuje nieliczna fauna charakterystyczna dla asocjacji I.

Wspomniane cykle tworzą razem 14-metrowej miąższości sekwencję, w której grubości i częstość przelawień mułowcowych wzrastają w górę. Opisywane utwory tworzą soczewę, która na odcinku około 200 m wyklinowuje się w kierunku wschodnim w obrębie mułowców asocjacji I. Kierunki transportu na podstawie hieroglifów oraz imbrakacji otoczek wskazują na transport ku północy, w przybliżeniu prostopadle do orientacji soczewy, natomiast rozkład kierunków laminacji przekątnej jest unimodalny z rozrzutem około 250° i silnie zaznaczoną modą w kierunku NW (por. fig. 6, W1).

Kompletny profil osadów tej asocjacji znany jest tylko z opisanego powyżej odsłonięcia. Można jednak przypuszczać, że podobnym zespołem facji charakteryzuje się także znaczna część soczew piaskowcowo-zlepieńcowych wykartowanych w obszarze bloku Pogorzały (por. fig. 1).

## ASOCJACJA IV

Typowe profile utworów asocjacji IV przedstawia figura 30 i 31. W asocjacji tej dominują ortozlepieńce (facja *H*), grubo- i drobnoziarniste piaskowce masywne i frakcjonowane (*E*, *D*), rzadkie są natomiast ławice parazlepieńców (*G*) i cienkie przewarstwienia mułowców laminowanych i masywnych (*C*, *A*). W obrębie formacji z Pogorzały utwory asocjacji IV występują najczęściej w formie miąższych (20–110 m) litosomów o rozciągłości wzdłuż warstw 1–2 km i wyklinowujących się w obrębie drobnoziarnistych osadów asocjacji I i II.

Regułą jest gradacyjny charakter dolnej granicy omawianej asocjacji (fig. 30, P2/1). W obrębie mułowców masywnych z wkładkami laminowanych i frakcjonowanych pyłowców (asocjacja I) pojawiają się ławice drobnoziarnistych piaskowców frakcjonowanych (*D*), a częstość i grubości przelawień mułowcowych zmniejszają się w górę; miąższość tej strefy przejściowej (asocjacja II) waha się najczęściej od kilku do kilkunastu metrów. Wyżej pojawiają się cienkie ławice zlepieńcowe, wśród których częste są parazlepieńce złożone przeważnie z otoczek skał ekstraformacyjnych (*G1*) oraz normalnie frakcjonowane ortozlepieńce (*H3*). Wielkość otoczek wzrasta w górę. W środkowych częściach omawianych litosomów dominują ortozlepieńce masywne i z gradacją pensymetryczną (*H5*, *H2*) przewarstwione gruboziarnistymi piaskowcami frakcjonowanymi i masywnymi; rzadkie są natomiast kilkucentymetrowej miąższości wkładki mułowców z laminacją soczewkową i falistą (fig. 30, P2/3; fig. 31, P1/2). W górnych częściach litosomów przeważają drobnotoczakowe odmiany ortozlepieńców z gradacją normalną (*H4*) oraz średnio- i drobnoziarniste piaskowce frakcjonowane (*D*) z licznymi przewarstwieniami mułowców laminowanych (*C*); facje te występują na ogół w formie cykli o małej skali (1,5–6 m miąższości), cieniejących i drobniejących w górę (fig. 31, P1/1,3). W ogólnym zarysie opisywane litosomy tworzą asymetryczne sekwencje, w których grubość ziarna wzrasta w górę do około 2/3 miąższości sekwencji, po czym zmniejsza się, a przejście do przykrywających osadów asocjacji I jest zwykle szybkie (fig. 31, P1/3).

Zespół facji charakterystyczny dla asocjacji IV tworzy również dolne części ogniwa zlepieńca z Lipiny (fig. 26, L1/5,6) oraz najniższe partie formacji zlepieńca z Książa (fig. 33, K1/1), gdzie

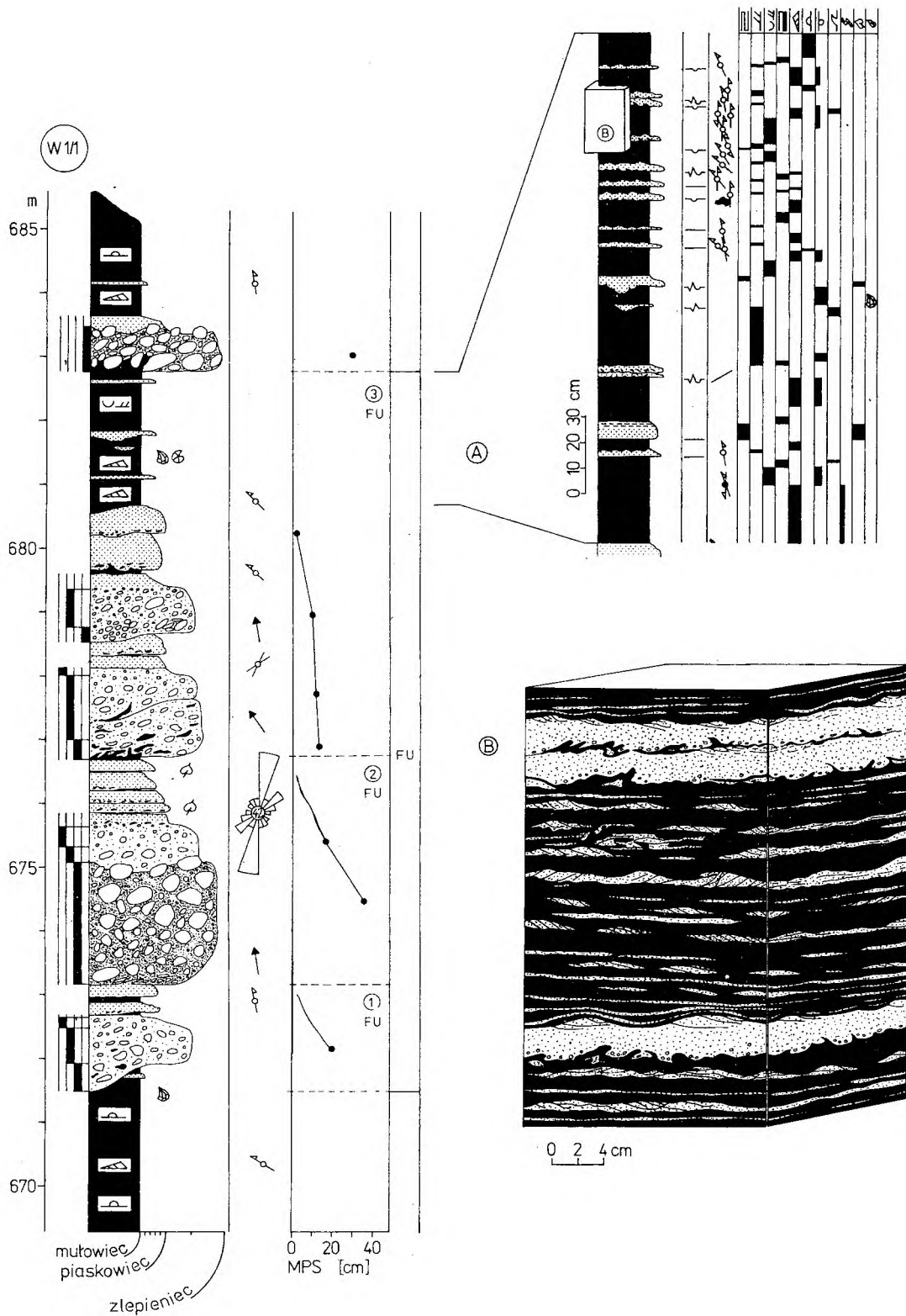


Fig. 29

Profil utworów asocjacji III w południowym skrzydle synkliny Pogorzała (formacja z Pogorzała). Na histogramie kołowym przedstawiono orientację szczątków roślinnych – por. pl. IV, 2; objaśnienia pozostałych symboli – figura 25; lokalizacja – figura 2

Section of facies association III in southern limb of Pogorzała Syncline (Pogorzała Formation). Circular histogram shows orientation of elongated plant fragments present on top of graded sandstone bed – comp. pl. IV, 2; for key to other symbols see figure 25; location of section shown in figure 2

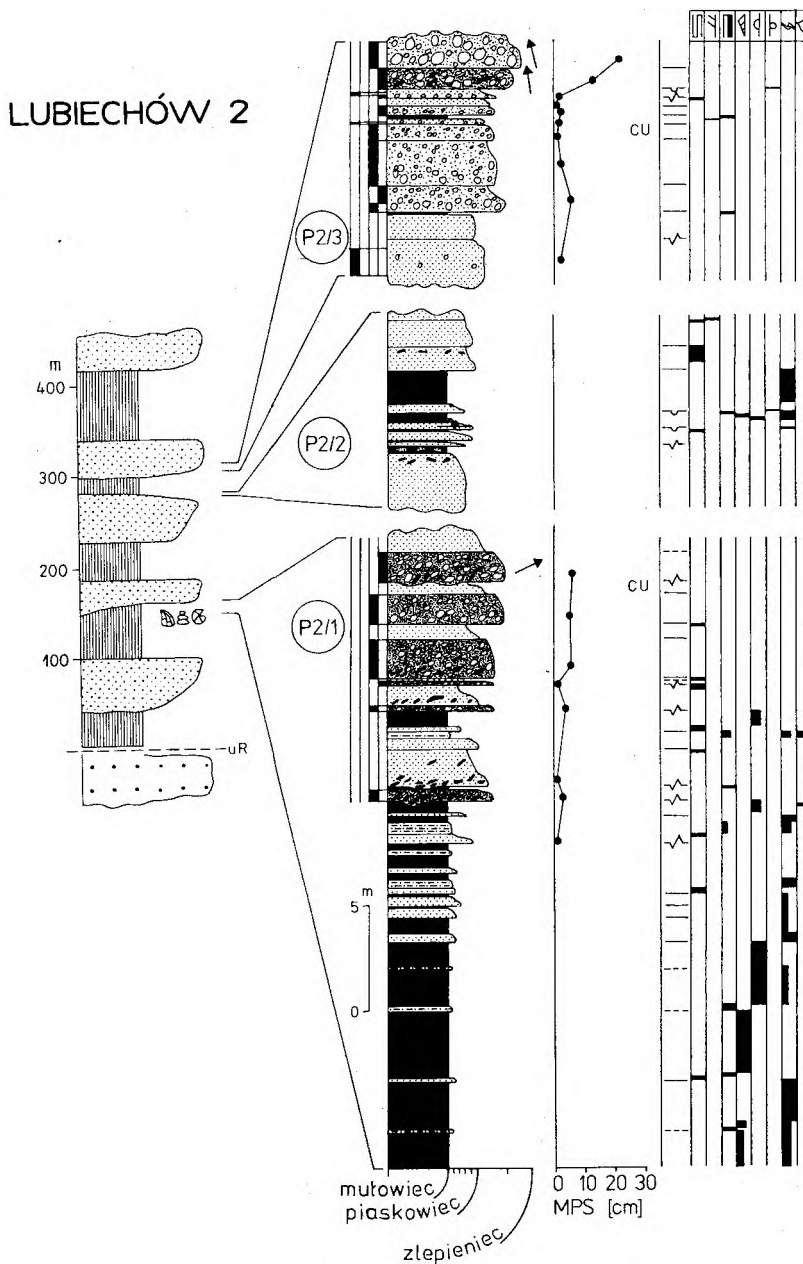


Fig. 30

Profile utworów asocjacji IV w północnym skrzydle synkliny Pogorzały (formacja z Pogorzały). Na odsłonięciu P2/1 widoczne stopniowe przejście w górę od mułowców i pyłowców asocjacji I poprzez 6-metrowej miąższości pakiet piaskowców i mułowców asocjacji II do piaskowcowo-zlepieńcowych utworów asocjacji IV. Objasnienia symboli – figura 25; lokalizacja – figura 2

Sections of facies association IV in northern limb of Pogorzała Syncline (Pogorzała Formation). In section P2/1 a gradual upwards transition from mudstones and siltstones of association I through 6 m thick sequence of sandstone/mudstone alternations of association II to coarse sandstone and conglomerate facies of association IV is visible. For key to symbols see figure 25; location of sections shown in figure 2



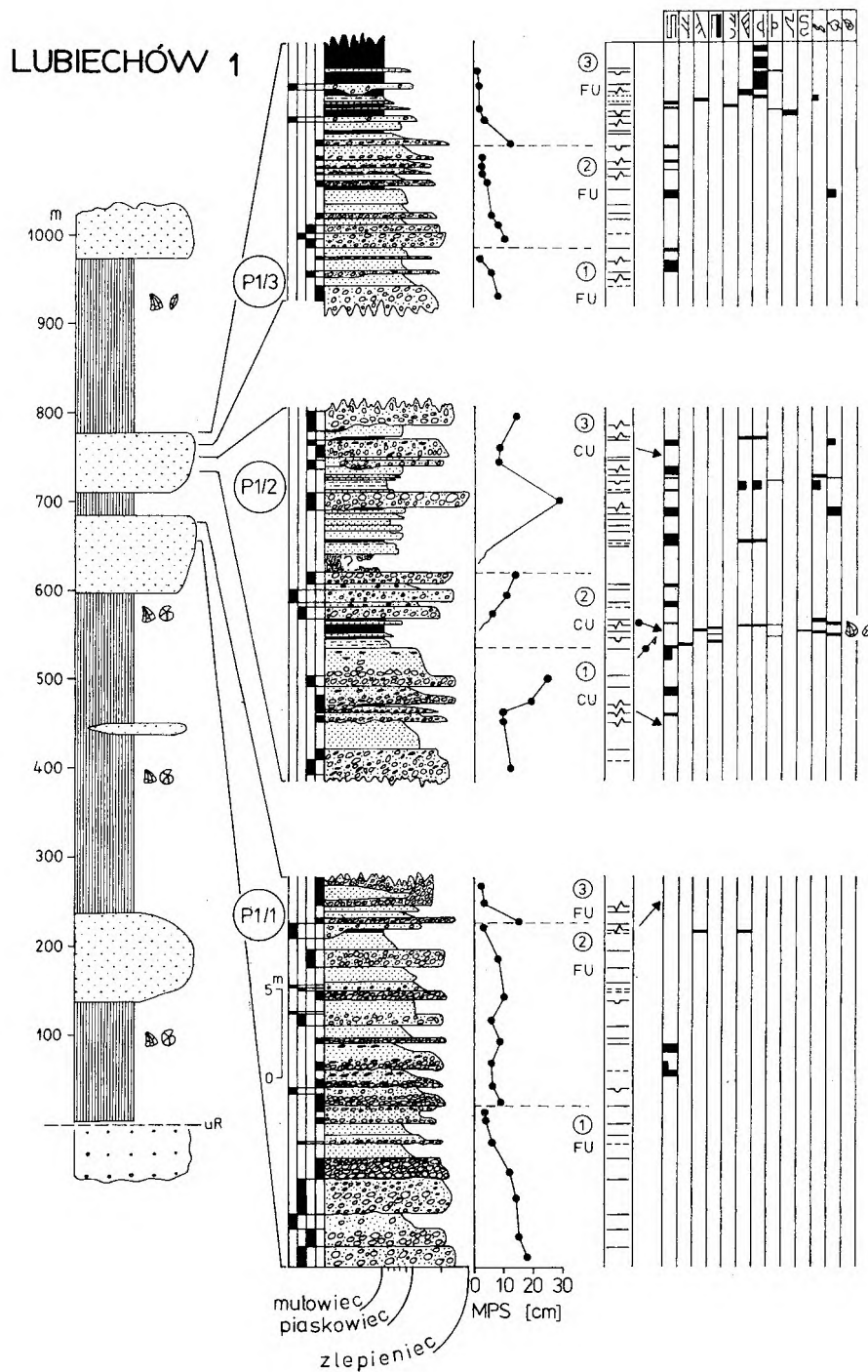


Fig. 31

Profile utworów asocjacji IV w północnym skrzydle synkliny Pogorzały (formacja Pogorzały). Litosomy tej asocjacji występują w obrębie drobnoziarnistych utworów asocjacji I i II zawierających faunę morską. Objaśnienia symboli – figura 25; lokalizacja – figura 2

Sections of facies association IV in northern limb of Pogorzała Syncline (Pogorzała Formation). Lense-shaped bodies of this association occur there within sandstone and mudstone facies of associations I and II containing marine fauna. For key to symbols see figure 25; location of sections shown in figure 2

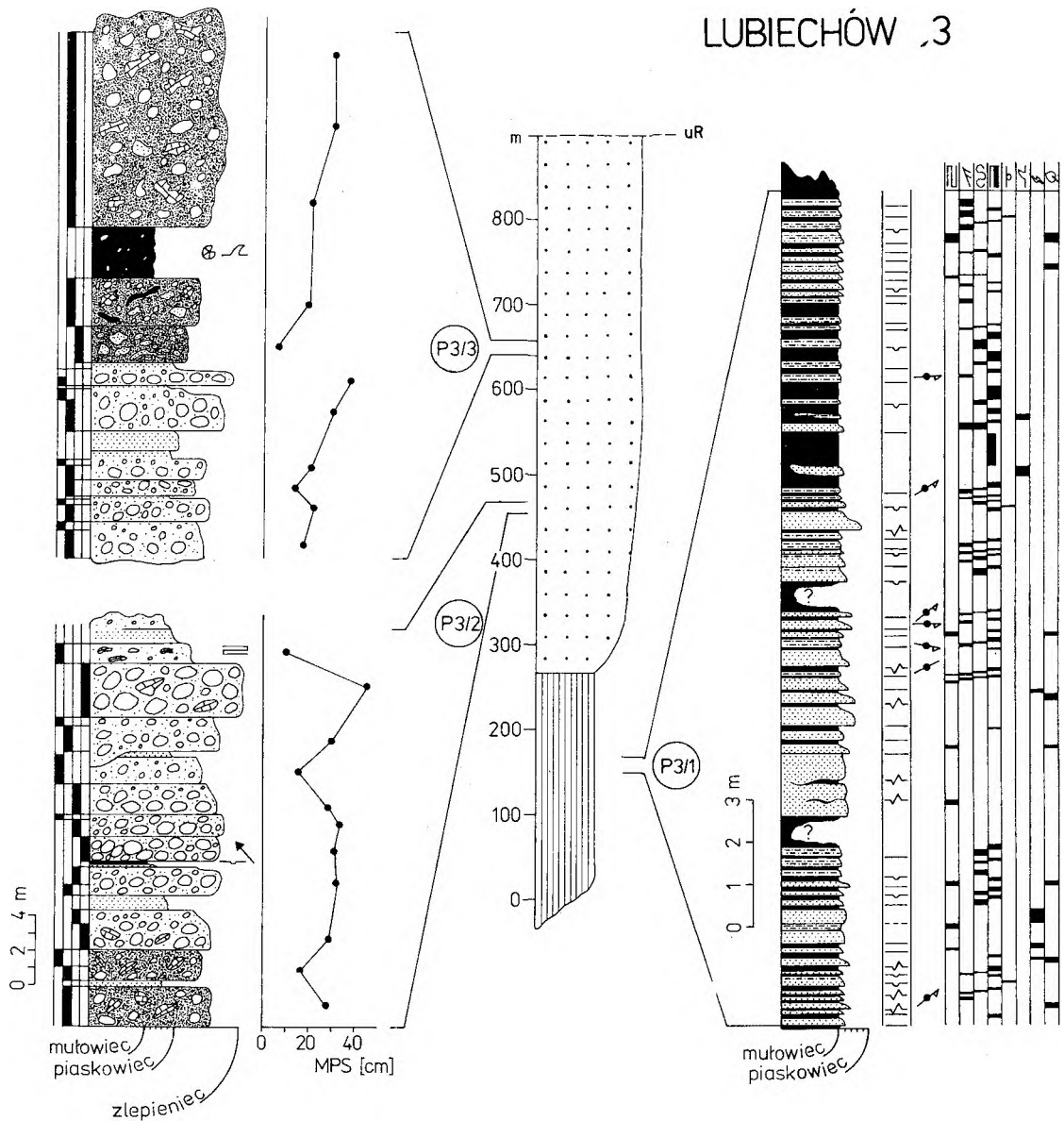


Fig. 32

Profile utworów asocjacji II (P3/1 – formacja z Pełcznicy) asocjacji V (P3/2.3 – formacja zlepieńca z Książa) w północnym skrzydle synkliny Lubiechowa. Objasnienia symboli – figura 25; lokalizacja – figura 2

Sections of facies association II (P3/1 – Pełcznica Formation) and association V (P3/2.3 – Książ Formation) in northern limb of Lubiechów Syncline. For key to symbols see figure 25; location of sections shown in figure 2

w obu przypadkach przechodzi w górę w monotonną sekwencję zlepieńców i piaskowców wyróżnionych dalej w obrębie asocjacji V.

#### ASOCJACJA V

Asocjacja ta składa się z ławic ortozlepieńców (facja *H*) leżących na sobie lub kontaktujących ze sobą za pośrednictwem przewarstwień grubo- i średnioziarnistych piaskowców frakcjonowanych i masywnych *E* (por. pl. XII, 1); rzadkie są przeławienia piaskowców zlepieńcowatych (*F*),

a sporadyczne – centymetrowej miąższości wkładki mułowców laminowanych (*C*). Najbardziej kompletne profile utworów asocjacji V są odsłonięte w przelomie rzeki Pełcznicy w obrębie formacji z Książa i formacji z Chwaliszowa (fig. 33, K1/3). Występują tutaj dwie asymetryczne megasekwencje o ziarnie wzrastającym w górę, każda o miąższości około 130 m, oraz fragmenty dwóch innych megasekwencji, przypuszczalnie o podobnym charakterze. Dolne partie sekwencji (od kilku do około 20 m miąższości) składają się głównie z facji piaskowcowych i drobnotoczako-

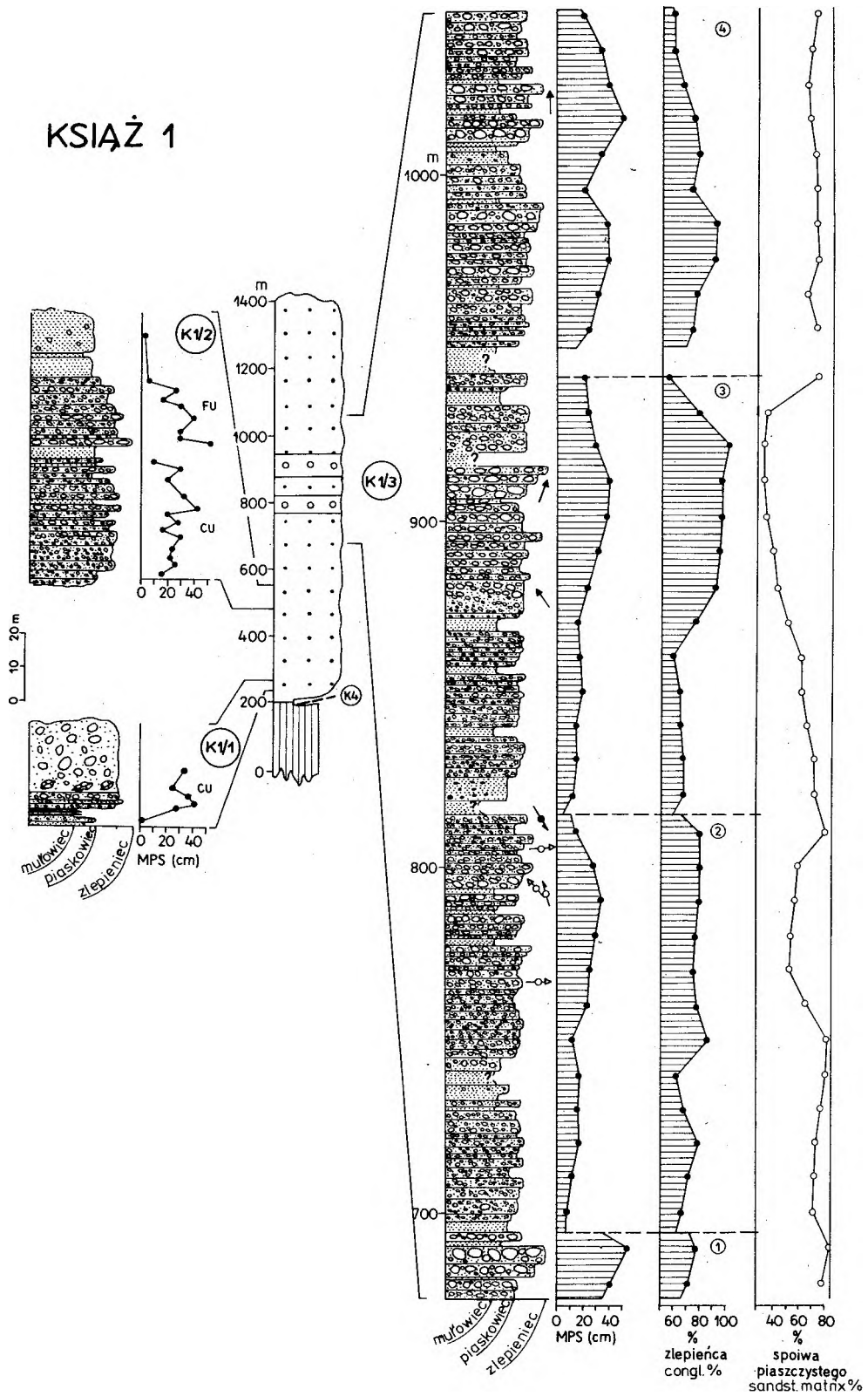


Fig. 33

Profile utworów asociacji V (K1/2,3) i asociacji IV (K1/1) odsłoniętych w przełomie rzeki Pełcznicy (formacja zlepienia z Książa). W środkowej części profilu K1/3 występują dwie wkładki zlepieniów z Chwaliszowa. Objaśnienia – figura 25; lokalizacja – figura 2

Sections of facies association V (K1/2,3) and association IV (K1/1) in lower part of Książ Formation exposed along Pełcznica River gorge. In middle part of generalized profile two wedges of Chwaliszów Conglomerate occur. For key to symbols see figure 25; location of sections shown in figure 2

wych zwirowców piaszczystych. Wyżej zjawiają się ławice ortozlepieńców bogatych w masę wypełniającą, masywnych i frakcjonowanych (*H6*, *H7*), wśród których występują zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym z gradacją pensymetryczną i normalną (*H2*, *H3*). W środkowych i górnych częściach sekwencji przeważają ortozlepieńce masywne i z gradacją odwróconą (*H5*, *H1*). W partiach najwyższych grubość otoczków zmniejsza się w górę, aczkolwiek przejście w piaskowce i drobnotoczkowe zwirowce piaszczyste, tworzące dolną część następnej sekwencji, ~~z~~znacza się na ogół ostro. Wyraźna jest również cykliczność w mniejszej skali (5–30 m). Podobnie jak w przypadku megasekwencji, zdecydowanie dominują cykle o ziarnie wzrastającym w górę (fig. 34); niekiedy są one asymetryczne z drobniejącą partią przystropową (fig. 35). Dość częsta jest tendencja do określonego następstwa (sub)facji w pionie; w dolnej części cyklu przeważają piaskowce frakcjonowane i masywne (*E*) oraz drobnotoczkowe ortozlepieńce z gradacją normalną (*H4*), które w górę przechodzą w grubootoczkowe zlepieńce normalnie frakcjonowane (*H3*) i z gradacją pensymetryczną (*H2*), a te zastępowane są wyżej przez zlepieńce masywne i odwrotnie frakcjonowane (*H5*, *H1*). Jeśli w górnej części cyklu oznacza się zmniejszanie ziarna, tendencja taka może powtórzyć się w odwrotnym następstwie (fig. 35). Niemniej jednak od opisanej sekwencji (sub)facji istnieje wiele odstępstw (fig. 34). Należy też dodać, że dość wyraźnie oznacza się tu zależność pomiędzy średnią wielkością klastów a typem gradacji; drobnotoczkowe zlepieńce są często normalnie frakcjonowane, podczas gdy grubootoczkowe wykazują tendencję do gradacji odwróconej.

W obrębie podobnie wykształconych utworów formacji z Książa odsłoniętych w dolinie Lubiechowskiej Wody zjawiają się rzadkie i stosunkowo cienkie przewarstwienia parazlepieńców i plastycznie zdeformowanych mułowców *G* (fig. 32, P3/2,3). Nieliczne dane wskazują, że podobne wykształcenie mają również dolne partie formacji z Chwaliszowa w rejonie pomiędzy Cieszowem i Starymi Bogaczowicami (fig. 36, S3).

Zespołem facji charakterystycznym dla asocjacji V cechuje się także środkowa i górna część ogniwa z Lipiny (fig. 26, L1/1–4; fig. 27, L2/4–6), aczkolwiek udział ortozlepieńców bogatych w masę wypełniającą (*H6*, *H7*) jest tu znacznie mniejszy niż w profilu Książ 1. W profilach Lipina 1 i 2 wyraźna jest także cykliczność w małej skali; dominują tu asymetryczne cykle

o ziarnie wzrastającym w górę. Cykliczność na skalę większą jest trudna do stwierdzenia ze względu na brak ciągłych profilów; niemniej jednak stropowe 100 m ogniwa tworzy niewątpliwie megasekwencję o ziarnie wzrastającym w górę (fig. 26).

Górne części formacji zlepieńca z Chwaliszowa, odsłonięte w osiowej części synkliny Szczawienka, cechują się również zespołem facji typowym dla asocjacji V (fig. 36, S4, S1). Dominują tutaj masywne ortozlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym (*H5*) ze stosunkowo nielicznymi przewarstwieniami piaskowców, wśród których obok gruboziarnistych piaskowców frakcjonowanych i masywnych (*E*) pojawiają się piaskowce zlepieńcowate z laminacją poziomą i ze śladami rynnowych warstwowań przekątnych (*F*).

#### SEKWENCJE ASOCJACJI LITOFACJALNYCH

Wobec niejednokrotnie wspomnianych trudności korelacyjnych wzajemne relacje przestrzenne między wyróżnionymi asocjacjami facjalnymi można określić po przeanalizowaniu charakteru pionowego następstwa asocjacji i wychwyceniu następstw uprzywilejowanych. Rozkład asocjacji facjalnych w głównych profilach przedstawia figura 37, a stwierdzone typy sekwencji asocjacji ilustruje figura 38. Diagram na figurze 38a składa się z dwóch gałęzi połączonych ze sobą za pośrednictwem asocjacji I. Jedna czteroelementowa wykazuje tendencję do hierarchicznej pionowej organizacji, w której następstwo I → II może stanowić fragment następstwa I → II → IV, a to z kolei – część sekwencji I → II → IV → V. Łatwo zauważyć, że następstwa takie mają charakter sekwencji o ziarnie wzrastającym w górę, w których pionowe przejścia pomiędzy kolejnymi asocjacjami są stopniowe. Sekwencje takie, gdy kończą się zlepieńcowymi utworami asocjacji IV lub V, są przykryte z ostrą granicą drobnoziarnistymi osadami asocjacji I, a rzadziej fliszopodobnymi sekwencjami asocjacji II. Gałąź druga diagramu jest następstwem dwuelementowym, w którym asocjacja II wykazuje połączenie wyłącznie z asocjacją I.

W pełni rozwiniętą megasekwencją o ziarnie wzrastającym w górę i miąższości co najmniej 1000 m reprezentuje formacja z Pełcznicy i formacja zlepieńca z Książa w obszarze pomiędzy Lubiechowem a Pełcznicą (fig. 37, Książ 1, Lubiechów 3), aczkolwiek utwory asocjacji IV są tutaj miąższościowo zredukowane i przypuszczalnie nie tworzą ciągłego horyzontu. Podobną megasekwencję o miąższości około 500–550 m za-

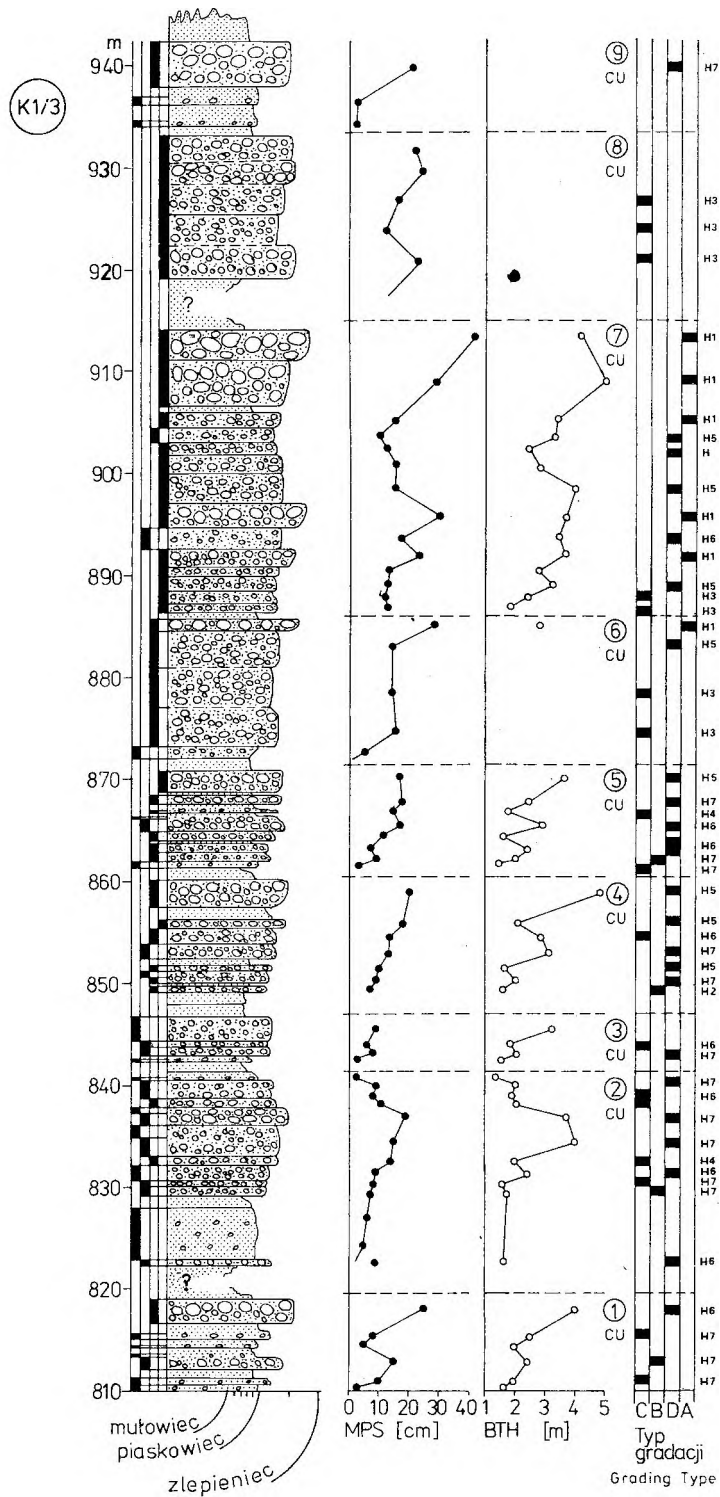


Fig. 34

Megasekwencja o ziarnie wzrastającym, w górę złożona z małej skali cykli o ziarnie wzrastającym w górę (fragment profilu K1/3 – por. fig. 33)

Coarsening upwards megasequence consisting of small-scale cycles which also coarsen upwards (midpart of section K1/3 shown in figure 33). Extreme right column shows vertical succession of orthoconglomerate subfacies

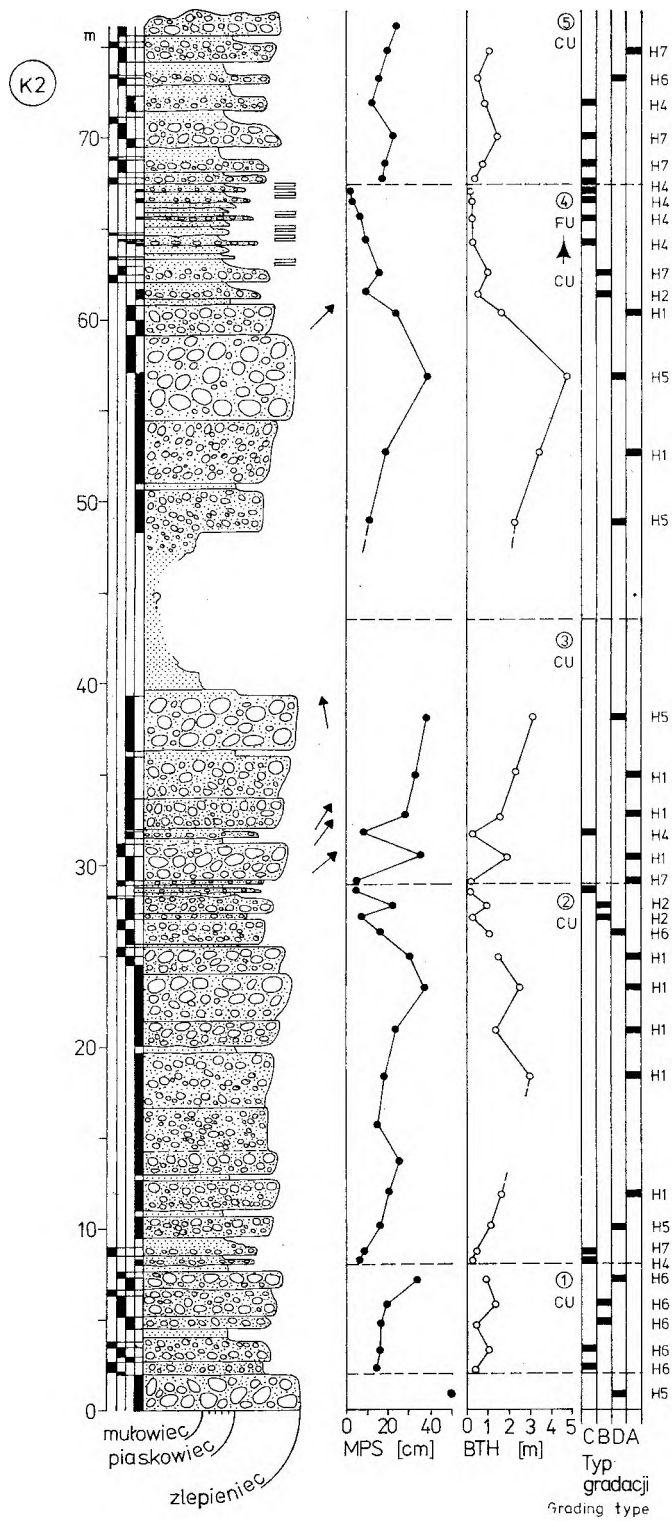


Fig. 35

Profil utworów asocjacji V, w którym widoczne są małej skali cykle o ziarnie wzrastającym w górę (formacja zlepieńca z Książa). Objasnienia symboli – figura 25; lokalizacja – figura 2

Section of facies association V (Książ Formation) in southern part of Pelcznica River gorge. There is tendency for transition from normally to inverse graded orthoconglomerate beds accompanying upwards coarsening in small-scale cycles. For key to symbols see figure 25; location of section shown in figure 2

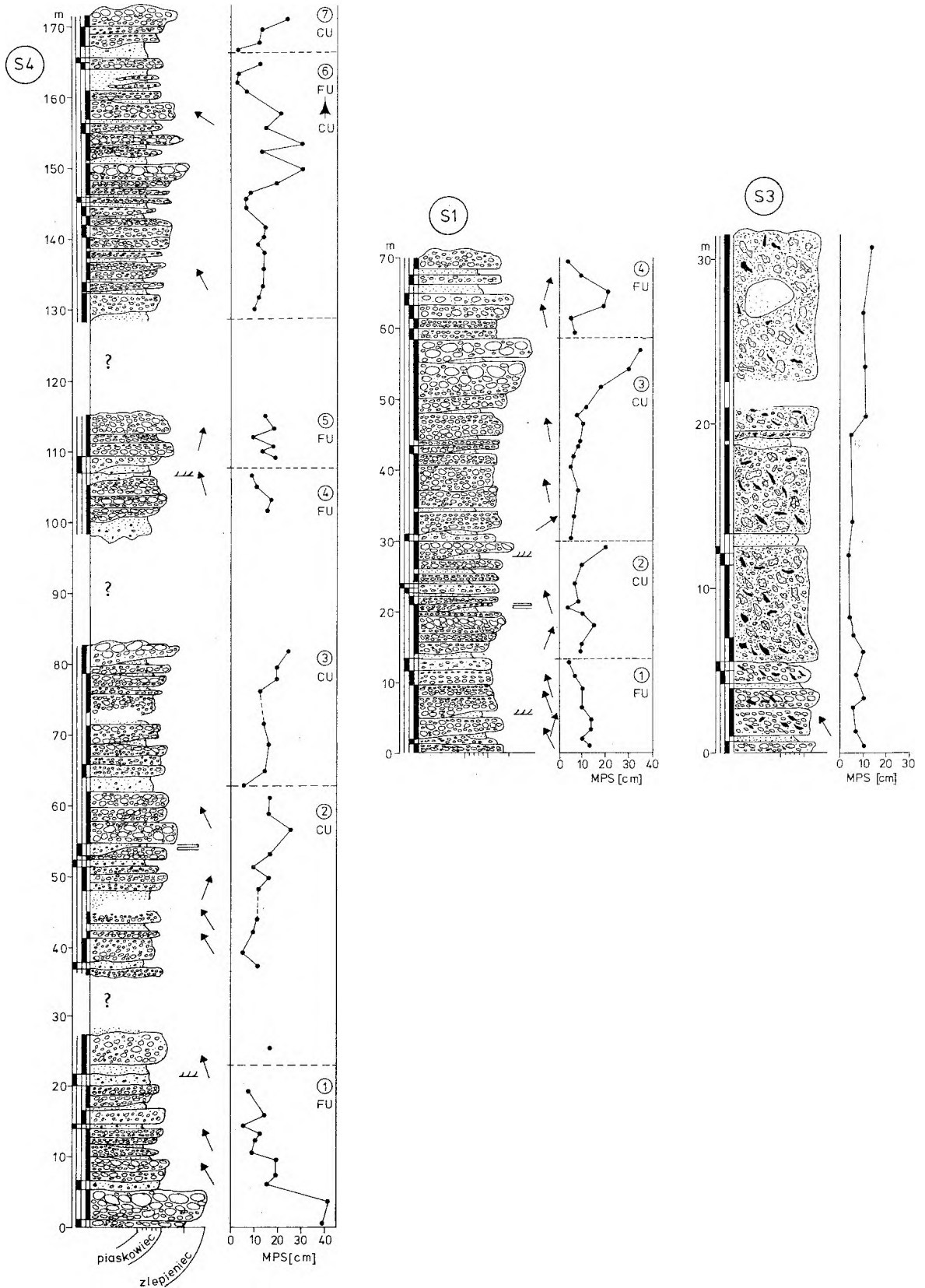


Fig. 36

Profile utworów asocjacji V w południowym (S1, S4) i północnym (S3) skrzydle synkliny Szczawienka (formacja zlepienca z Chwaliszowa). W profilu S3 dominują parazlepienie (facja G). Objaśnienia symboli – figura 26; lokalizacja – figura 2

Sections of facies association V in southern (S1, S4) and northern (S3) limb of Szczawienko Syncline (Chwaliszów Formation). In section S3 paraconglomerates (facies G) dominate. For key to symbols see figure 25; location of sections shown in figure 2



kończoną ostrym przejściem do utworów asocjacji I wzdłuż stropu ogniwa zlepieńca z Lipiny tworzy również dolna część formacji z Pogorzały pomiędzy Potokiem Witoszowskim a brzeżnym uskokiem sudeckim (fig. 37, Lipina 1, 2). Sekwencje trój-elementowe (I → II → IV) pozbawione utworów asocjacji V i przykryte z ostrą granicą osadami

asocjacji I są częste w północnej części bloku Pogorzały (fig. 37, Lubiechów 1, 2).

Występowanie czterech z wyróżnionych asocjacji facjalnych w formie bardziej lub mniej rozwiniętych sekwencji o ziarnie wzrastającym w górę, które można interpretować jako następstwa „regresywne”, pozwala asocjacje te traktować jako

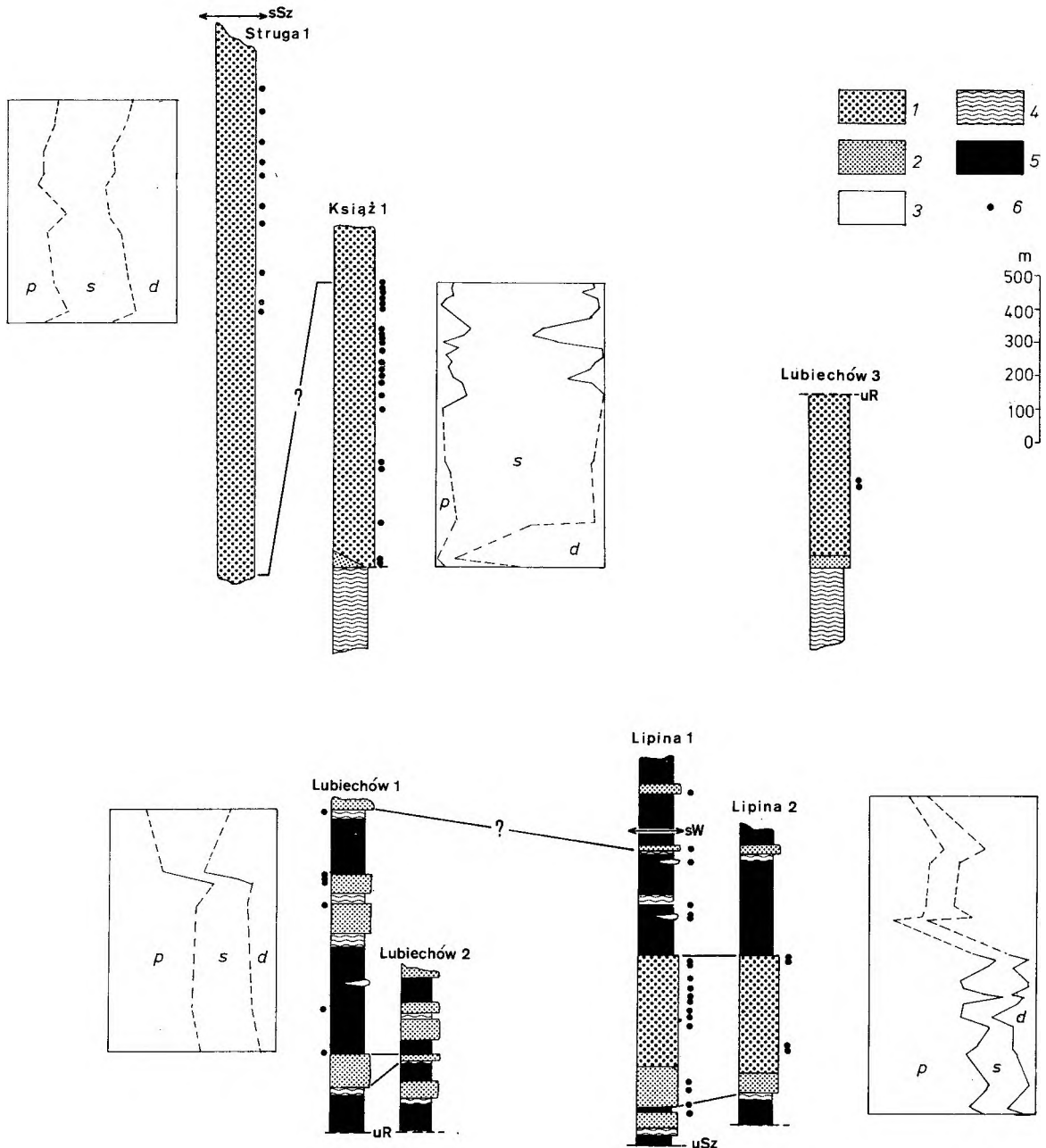


Fig. 37

Rozkład asocjacji facjalnych w głównych profilach oraz pionowa zmienność składu petrograficznego zlepieńców

1 – asocjacja V; 2 – asocjacja IV; 3 – asocjacja III; 4 – asocjacja II; 5 – asocjacja I; 6 – położenie prób do badań składu petrograficznego; p – kwarcyty, wulkanity, łupki metamorficzne, litydy (hipotetyczny obszar źródłowy – masyw południowy); s – gnejsy, jasnoszare granity, pegmatyty, apłity (materiał pochodzący z kry sówiogórskiej); d – piaskowce, mulowce, zlepieńce, wapień (skały osadowe górnego dewonu)

Distribution of facies associations in main sections and generalized vertical variability in conglomerate clast composition

1 – association V; 2 – association IV; 3 – association III; 4 – association II; 5 – association I; 6 – location of sampled intervals; p – quartzites, volcanics, schists, lydites (hypothetical source area – Southern Massif); a – gneisses, light-gray granites, pegmatites, aplites (clast types derived from Sowie Góry Gneissic Block); d – sandstones, mudstones, conglomerates, limestones (rocks supplied from local Upper Devonian substratum). Location of sections shown in figure 2

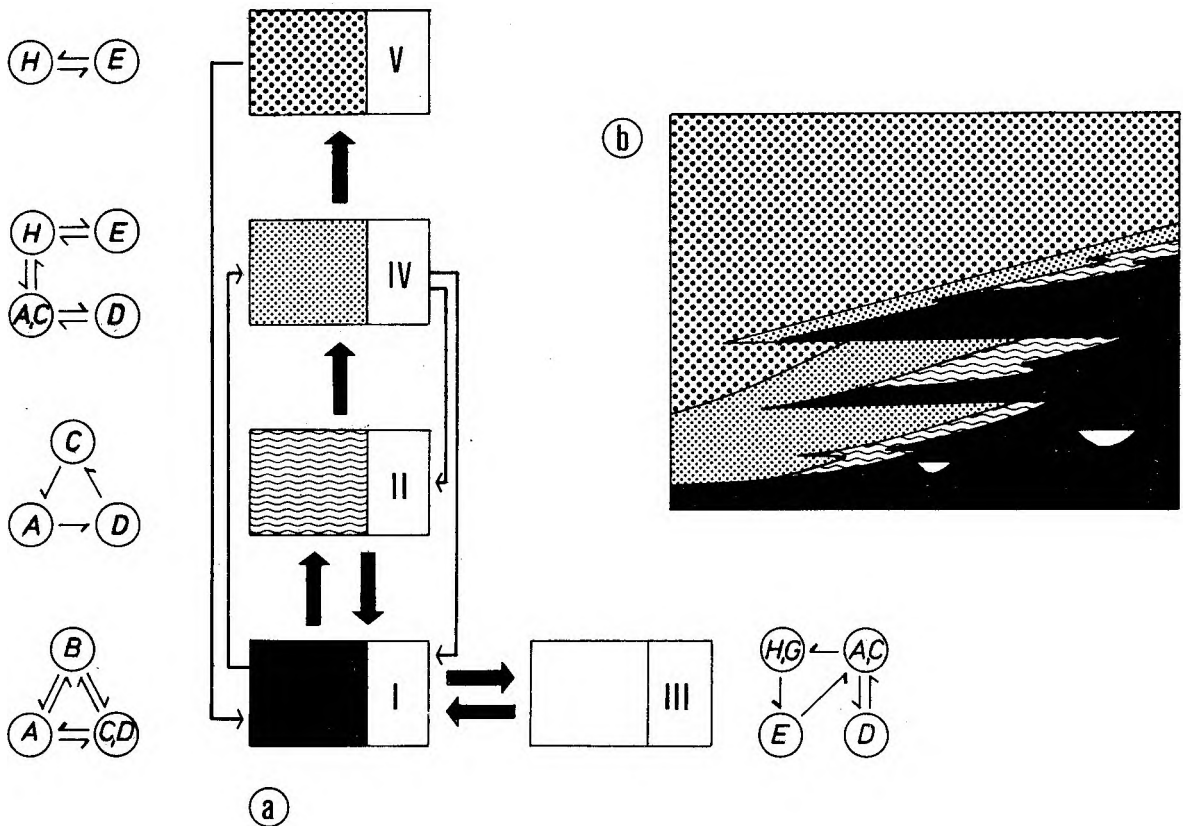


Fig. 38

Diagram dominujących pionowych przejść pomiędzy asocjacjami facjalnymi (a) i interpretacyjny schemat ich wzajemnych relacji przestrzennych (b). Przy poszczególnych asocjacjach podano preferowane następstwa pionowe pomiędzy wyróżnionymi facjami

(a) Flow diagram showing dominant vertical transitions of facies associations; the prevailing vertical facies transitions are given for each association. (b) Scheme of suggested spatial relationships between associations

generalnie równowiekowe wytwory określonych subsródownisk systemu depozycyjnego. W systemie tym gruboklastyczne utwory asocjacji V powstawały w subsródownisku najbardziej proksymalnym, natomiast osady asocjacji IV, II i I tworzyły się

w subsródowniskach położonych kolejno coraz dalej w kierunku dna basenu. Interpretacja taka (fig. 38b) znajduje potwierdzenie w przedstawionych dalej wynikach analizy kierunków paleotransportu.

## PALEOPRĄDY I OBSZAR ŹRÓDŁOWY

### KIERUNKI PALEOPRĄDÓW

Wyniki i interpretację pomiarów struktur kierunkowych przedstawia figura 39. W ogólnym obrazie dominuje kierunek transportu ku północy; regionalny rozkład paleoprądów jest wachlarzowaty z rozrzutem 90°, a wartości modalne i średnie kierunków paleoprądów, określonych na podstawie imbrykacji otoczków, zmieniają się w kierunku zachodnim od NE (formacja z Pogorzały) do NNW (formacja zlepieńca z Chwaliżowa, fig. 39 B).

Wachlarzowaty rozkład kierunków transportu

zdaje się wskazywać, że materiał klastyczny był rozprowadzany na powierzchni formy akumulacyjnej o kształcie stożka, rozrastającej się generalnie w kierunku NNE. Zwarty system paleoprądów kontrastuje ostro z brakiem wyraźnych tendencji lateralnej zmienności maksymalnego rozmiaru otoczków (fig. 39 A). Brak takich tendencji jest najprawdopodobniej wynikiem silnej kompresyjnej tektoniki utworów depresji (na znacznym jej obszarze przeważa subpionowe ułożenie warstw – por. fig. 2), co przy równoleżnikowej orientacji struktur tektonicznych – prostopadle do dominującego kierunku paleotransportu – oraz

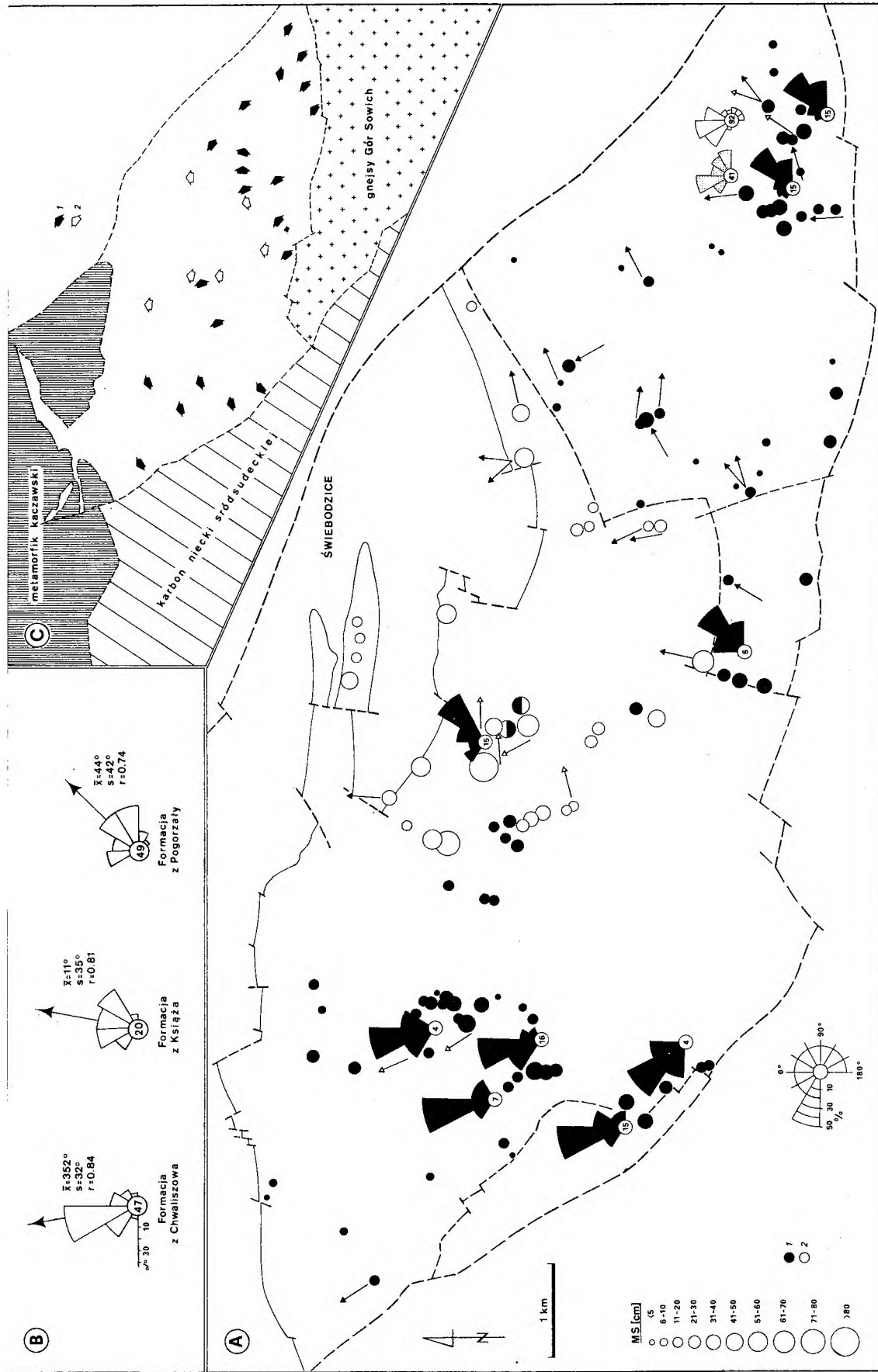


Fig. 39

Mapa kierunków paleoprądów

A. Histogramy zaczerpnięte reprezentują kierunki paleoprądów wyznaczone na podstawie imbrykacji otoczków; histogram biały – kierunki imbrykacji przekątnej o małej skali; histogram zakropkowany – orientacja hieroglifów i linii wzniesienia; w kółkach podano liczbę pomiarów. MS – średnia z 15 największych otoczków w odłomencie; 1 – zlepniec polimiktyczne, 2 – zlepniec gnejsowe; pozostałe objaśnienia jak na figurze 25 B. Zbiorec rozkłady kierunków paleoprądów określone na podstawie imbrykacji otoczków dla poszczególnych formacji. C. Interpretacja systemu paleoprądów, 1 – paleoprądy w zlepniach polimiktycznych; 2 – paleoprądy w zlepniach gnejsowych

A. Solid histograms represent palaeocurrent orientation based on clast imbrication data, open histogram – orientation of small-scale cross-lamination; dotted histogram – orientations of sole markings and parting lamination; number of readings for particular stations is given in circles. MS – mean of 15 largest clasts per outcrop. 1 – pol. ym. c. conglomerates, 2 – gneiss-bearing conglomerates, for key to other symbols see figure 25 B. Summary histograms of palaeocurrents based on clast imbrication data for Chwałiszowa Formation (middle) and Pogorzała Formation (right) C. Interpretation of palaeocurrent system; 1 – palaeocurrents in polyimbricate conglomerates, 2 – palaeocurrents in gneiss-bearing conglomerates; crosses – Sowie Góry Gneissic Block; diagonal lines – Lower Carbo. niferous of Intraudetic Basin

niewielkich odległościach między skrajnymi odsłonięciami w poszczególnych formacjach (4–5 km) uniemożliwia prześledzenie gradientu grubości ziarna w poziomach izochronicznych, w kierunku zgodnym z nachyleniem paleoskłonu. Należy też dodać, że obecny obszar występowania formacji z Książa i formacji z Chwaliszowa przypuszczalnie jest ograniczony do środkowej części pierwotnej formy akumulacyjnej; jej proksymalna i dystalna część uległy erozji po tektonicznym podniesieniu obszarów otaczających dziś depresję.

Obecne komplikacje tektoniczne nie pozwalają na określenie obocznych zmian w miąższości litosomów piaskowcowo-zlepieńcowych. O geometrii tych litosomów można jedynie wnioskować na podstawie charakteru relacji między maksymalną wielkością klastów a miąższością ławic zlepieńcowych. Wysoka dodatnia korelacja pomiędzy tymi parametrami, jaką wykazują zlepieńce sukcesji Świebodzic (por. fig. 14), implikuje klinowaty w przekroju kształt ciał gruboklastycznych, których miąższość i grubość ziarna wzrastają w kierunku brzegu basenu (Bluck 1967). Bezpośrednie obserwacje kartograficzne sugerują, że kształt taki mają niektóre litosomy piaskowcowo-zlepieńcowe wykartowane w obszarze bloku Pogorzały.

#### OBZAR ŹRÓDŁOWY

Wyniki analiz petrograficznych otoczków (86 analiz połowych, tab. 1) wskazują, że w szkielecie ziarnowym zlepieńców sukcesji Świebodzic, we frakcji 16–256 mm, dominują trzy grupy różnowiekowych skał sudeckich:

1. Kwarcyty, zieleńce, spility, nie zmetamorfizowane wulkanity (trachity, ryodacyty, dacyty, porfiroidy), różne łupki epimetamorficzne, hornfelsy, skały krzemionkowe i różowe granity. W większości skały te są typowe dla epizoidalnie zmetamorfizowanych serii starszego paleozoiku Sudetów (H. Teisseyre 1956b, 1968).

2. Różne gnejsy (biotytowe, mylonityczne, migmatyty), granitognejsy, jasnoszare granity, pegmatyty i aplity. Uważa się, że źródłem tych skał była prekambryjska kra gnejsowa Gór Sowich (Bederke 1929; H. Teisseyre 1956a, 1957).

3. Piaskowce, mułowce, zlepieńce i wapienie. Są to skały typu sukcesji Świebodzic. Znalaziono w nich faunę franu (Bederke 1929; Pawlik 1939; Gunia 1962, 1966, 1968).

Wymienione składniki oraz kwarc (10%) tworzą 98% szkieletu ziarnowego badanych zlepieńców, a proporcje poszczególnych typów skalnych, jak i wyróżnionych grup zmieniają się znacznie w obrę-

bie i pomiędzy poszczególnymi formacjami (tab. 1, fig. 40 B).

W skrajnie polimiktycznych zlepieńcach formacji z Pogorzały udział składników grupy pierwszej sięga 46% (fig. 40 B); uważa się, że skały te zostały dostarczone z południowego zachodu, z hipotetycznego masywu południowego, którego resztki przypuszczalnie są dzisiaj ukryte pod miąższą pokrywą górnego paleozoiku i mezozoiku niecki śródsudeckiej (Bederke 1929; Pawlik 1939; H. Teisseyre 1956b; Gunia 1962, 1968; Łydka 1963). Kierunki paleoprądów pomierzone w utworach formacji z Pogorzały potwierdzają ten pogląd (por. fig. 39 A).

W zlepieńcach formacji z Książa przeważają zdecydowanie składniki grupy drugiej (66%; fig. 40 B), które – jak się uważa – zostały przyniesione ze wschodu z przedsudeckiego wycinka kry sowiogórskiej (H. Teisseyre 1957, s. 103). Z formacji tej uzyskano tylko 24 pomiary struktur kierunkowych (głównie w obszarze typowym), które jednak pozwalają przypuszczać, że materiał gnejsowy dostarczany był z południa (fig. 39 A).

W zlepieńcach formacji z Chwaliszowa proporcje udziału wyróżnionych grup skalnych w składzie otoczków wyrównują się i wynoszą odpowiednio: 22,7; 36,3; 32,5% (fig. 40 B). Według H. Teisseyre'a (1957) znaczna część składników grupy pierwszej (głównie zieleńce, spility i łupki epimetamorficzne) oraz otoczków skał osadowych obecnych w zlepieńcach tej formacji została dostarczona z północy, z metamorficznego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich oraz z jego górnodewońskiej pokrywy osadowej (por. też J. Teisseyre 1962, s. 409). Zwarty system paleoprądów wskazujący na dominujący kierunek paleotransportu ku NNW (fig. 39 A) pozwala wykluczyć strukturę kaczawską jako obszar źródłowy dla utworów formacji z Chwaliszowa. Należy też dodać, że udział składników grupy pierwszej w zlepieńcach północnej części obszaru występowania formacji nie przekracza średnio kilku procent i rośnie w kierunku południowym osiągając w okolicy Strugi średnią wartość około 30%. Zlepieńce formacji z Chwaliszowa są bardzo podobne do zlepieńców formacji z Pogorzały zarówno pod względem składu petrograficznego (tab. 1; fig. 40 A), jak i wykształcenia teksturalnego (przewaga zlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym – por. fig. 12). Wymienione fakty wskazują, że materiał klastyczny typu „kaczawskiego” w formacji zlepieńca z Chwaliszowa pochodził z południa, zapewne z erozji masywu

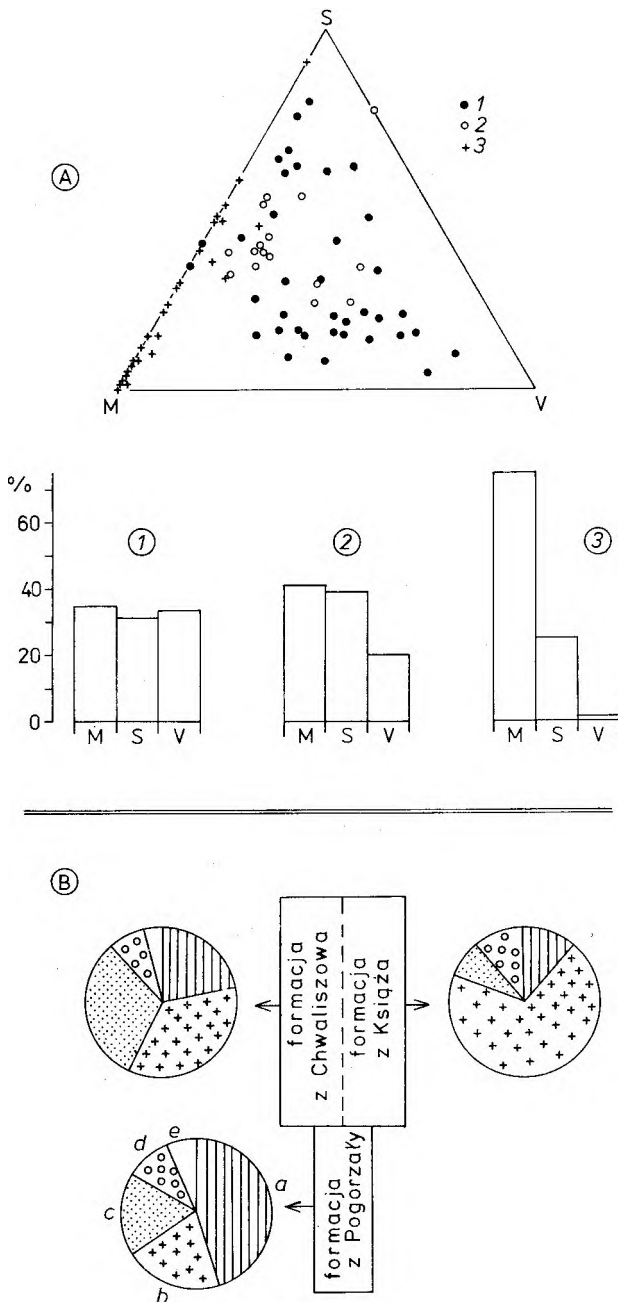


Fig. 40

Zgeneralizowany skład petrograficzny zlepieńców sukcesji Świebodzic

A. Stosunek ilościowy wulkanitów (V) do skał osadowych (S) i metamorficznych (M); 1 – formacja z Pogorzały, 2 – formacja zlepienia z Chwaliszowa, 3 – formacja zlepienia z Książa

B. Proporcje udziału poszczególnych grup skalnych w składzie petrograficznym zlepieńców; a – grupa 1 (kwarcyty, zieleńce, spility, niezmetamorfizowane wulkany, łupki epimetamorficzne, hornfelsy, skały krzemionkowe, różowe granity), b – grupa 2 (gnejsy, granitognejsy, jasnoszare granity, pegmatyty, apłity), c – grupa 3 (piaskowce, mułowce, zlepienie, wapienie), d – kwarc, e – inne i nieoznaczone

Summary diagrams of clast composition for conglomerates of Świebodzice succession

A. Ternary plot of volcanic (V), sedimentary (S), and metamorphic constituents;

1 – Pogorzała Formation, 2 – Chwaliszów Formation, 3 – Książ Formation  
 B. Proportions of main clast types in conglomerates of Pogorzała Formation (lower circle), Chwaliszów Formation (upper left), and Książ Formation (upper right); a – group 1: quartzites, greenschists, spilites, unmetamorphosed volcanics, epimetamorphic schists, hornfels, siliceous rocks, pink granites; b – group 2: gneisses, light-gray granites, pegmatites, apłites; c – group 3: sandstones, mudstones, conglomerates, limestones; d – quartz; e – others and undetermined

południowego (M. Lorenc, S. J. Porębski, praca w przygotowaniu).

Można sądzić, że w skład obszaru źródłowego sukcesji Świebodzic wchodził północno-zachodni fragment (przypuszczalnie dziś nie odsłonięty) kry sowiogórskiej oraz przylegający(?) doń masyw południowy, o którego budowie A. K. Teisseyre (1975, s. 71–72) pisze: „[...] zarysowuje się wyraźnie dwudzielna budowa masywu południowego z pokrywą skał osadowych, silnie zdiagenezowanych, zalegających niewątpliwie sfałdowane i zmetamorfizowane podłoże, przetkane żyłami i dajkami skał wylewnych i hipabisalnych oraz intruzjami skał głębinowych (różowych granitów i gabr) [...] Pokrywa osadowa składałaby się przede wszystkim z szarogłazów i subszarogłazów, wak i arkoz, zlepieńców oraz – na mniejszą skalę – także wapieni”. Pokrywa ta, wieku górnodewońskiego (fauna franu w otoczkach skał osadowych), rozciągała się zapewne częściowo i na obszar kry sowiogórskiej (Gunia 1968). W budowie dolnej części masywu południowego znaczną rolę odgrywały zieleńce, spility, różne łupki epimetamorficzne i kwarcyty.

W czasie depozycji sukcesji Świebodzic poszczególne elementy składowe obszaru źródłowego były erodowane ze zmiennym natężeniem. W pierwszym etapie dominowała dostawa materiału polimiktycznego z masywu południowego; udział tego materiału (średnio 46%) zmniejsza się w profilu pionowym dolnej części sukcesji głównie na korzyść otoczek skał osadowych, podczas gdy ilość materiału gnejsowego (średnio 21%) nie ulega istotnym wahaniom (fig. 38; Lipina 1, 2). Depozycja górnej części sukcesji miała natomiast miejsce w warunkach wzmoczonej erozji kry sowiogórskiej i pokrywy osadowej, a dostawa materiału polimiktycznego uległa znacznemu zmniejszeniu (średnio 16% w zlepieńcach formacji z Chwaliszowa i w formacji z Książa).

STOSUNEK ZLEPIEŃCÓW POLIMIKTYCZNYCH DO ZLEPIEŃCÓW GNEJSOWYCH

Zlepienie polimiktyczne występują w południowo-wschodniej i zachodniej części depresji; w rejonie Szczawienka strefa ich występowania zżęza się do około 800 m i tutaj hipotetyczny uskok Szczawienko-Świebodzice przyjęto za umowną granicę pomiędzy formacją z Pogorzały i formacją zlepienia z Chwaliszowa (por. fig. 1). Zlepienie gnejsowe występują w środkowej części depresji i najprawdopodobniej wzdłuż całej swej zachodniej granicy zalegają się z polimiktycznymi zlepień-

camy formacji z Chwaliszowa; strefy zazębienia się są odsłonięte w profilu Książ 1 (fig. 33).

Według H. Teisseyre'a (1960) i Guni (1968) sedymentacja zlepieńców gnejsowych rozpoczęła się już w późnym franie, a więc równocześnie z depozycją najstarszych paleontologicznie udokumentowanych utworów formacji z Pogorzały. Datując to wydarzenie na późny fran trudno jest jednak wytłumaczyć brak zlepieńców gnejsowych zarówno w utworach górnego franu i famenu południowego skrzydła synkliny Pogorzały (por. fig. 37, Lipina 1, 2), jak i w przypuszczalnie równo-wiekowych utworach formacji z Pogorzały na wschód od Szczawienka – zakładając na podstawie kierunków paleoprądów, że materiał gnejsowy był dostarczany z południa.

Argumenty za późnofrańskim początkiem sedymentacji formacji z Książa są następujące (Gunia 1968, s. 197–198; por. też H. Teisseyre 1960, s. 420):

a) obecność małej soczewki wapiennej z *Stachyodes costulata* Lecompte i *Septalaria ascendens* (Steininger) w obrębie wkładki mułowcowej w zlepieńcach formacji z Książa (odsłonięcie P3/3 w Lubiechowie, fig. 2);

b) występowanie soczewy zlepieńców gnejsowych w obrębie mułowców górnego franu w północno-zachodniej części bloku Pogorzały (fig. 1 i 2).

Ad. a. W odsłonięciu tym nie udało się odnaleźć wzmiankowanej soczewki, natomiast częste są tutaj ostrokrawędziste bloki wapienne dochodzące do 60 cm średnicy. Biorąc pod uwagę sedymentologiczny charakter odsłoniętych tu utworów (fig. 32, P3/3; pl. IX, 3 i X, 1; por. interpretację facji G) można z dużym prawdopodobieństwem sądzić, że są to utwory resedymentowane, w związku z czym opisana przez Gunię soczewka wapienia z fauną późnego franu mogła stanowić element allochtoniczny. Za wnioskiem takim przemawiają również wcześniejsze doniesienia Guni (1966) o występowaniu fauny późnego franu w klastach wapiennych w dolnych częściach formacji zlepieńca z Książa. Należy też dodać, że w dolinie potoku Lubiechowska Woda, gdzie znajduje się wspomniane odsłonięcie, utwory formacji z Książa leżą zgodnie na mułowcach i piaskowcach formacji z Pełcznicy, w której faunistycznie udokumentowano osady górnego famenu.

Ad. b. Soczewa zlepieńców gnejsowych znajduje się u zbiegu dwóch znacznych stref uskoku (uskok Radonia i uskok Lubiechów–Poniatów), wzdłuż których została wydzwignięta północno-zachodnia część bloku Pogorzały (fig. 2). Prawdopodobnie soczewa ta stanowi oderwany

i tektonicznie zaklinowany element zlepieńców gnejsowych w obrębie mułowców górnego franu formacji z Pogorzały; jednak wniosek ten, wobec braku odsłonień w tej strefie, nie jest poparty danymi polowymi.

Z powyższego wynika, że nie ma przekonujących argumentów przemawiających za przyjęciem początku sedymentacji formacji zlepieńca z Książa w późnym franie. Oczywiście w tym czasie, a także przez cały famen, znaczne ilości gnejsów, granitognejsów i jasnoszarych granitów były dostarczane do basenu, niemniej jednak – jak wskazuje skład petrograficzny zlepieńców formacji z Pogorzały – składniki te były rozpraszane w masie materiału polimiktycznego i najprawdopodobniej nie tworzyły większych litosomów zlepieńcowych o cechach typowych dla formacji z Książa.

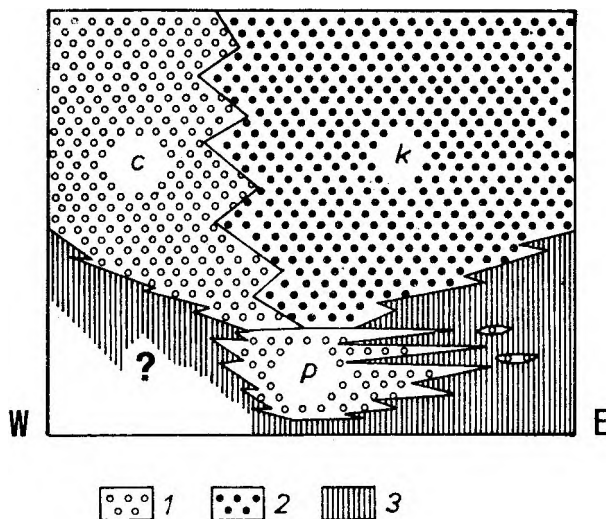


Fig. 14

Sugerowany stosunek przestrzenno-czasowy zlepieńców polimiktycznych do zlepieńców gnejsowych

1 – zlepieńce polimiktyczne, 2 – zlepieńce gnejsowe, 3 – drobnoziarniste utwory formacji z Pogorzały i formacja z Pełcznicy; p – zlepieńce formacji z Pogorzały, k – formacja z Książa, c – formacja z Chwaliszowa

Diagrammatic cross-section showing suggested temporal relationship between polymictic and gneiss-bearing conglomerates  
1 – polymictic conglomerates, 2 – gneiss-bearing conglomerates, 3 – Pelcznica Formation and sandstone/mudstone alternations of Pogorzala Formation; p – conglomerates and coarse sandstone of Pogorzala Formation, k – Książ Formation, c – Chwaliszów Formation

Podsumowując można zatem stwierdzić, że w przeciwieństwie do zlepieńców polimiktycznych, których depozycja trwała przez cały czas sedymentacji sukcesji Świebodziec, zlepieńce gnejsowe formacji z Książa zaczęły się tworzyć przypuszczalnie dopiero po sedymentacji wyższych części formacji z Pogorzały (fig. 41).

## ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Przystępując do rekonstrukcji środowiska sedymentacji utworów sukcesji Świebodzic należy podkreślić jej następujące główne cechy:

1. Dominacja utworów gruboklastycznych o niskiej dojrzałości petrograficznej i teksturalnej.

2. Dwudzielna budowa; w dolnej części sukcesji (1200–1500 m) soczewowate litosomy piaskowcowo-zlepieńcowe (miąższość od kilkunastu do około 500 m) występują w obrębie drobnoziarnistych utworów z fauną morską i powszechnie wykazują tendencję do wzrostu grubości ziarna w górę; część górna (2000–3000 m) składa się głównie z ortozlepieńców i gruboziarnistych piaskowców, które są zorganizowane w megacykle (100–130 m miąższości) o ziarnie wzrastającym w górę.

3. Wynikający z powyższego „regresywny” charakter całej sukcesji przejawiający się wzrostem udziału zlepieńców w jej profilu pionowym.

4. Przewaga grawitacyjnych spływów masowych nad innymi rodzajami transportu.

5. Wachlarzowaty system paleoprądów.

Wymienione cechy skłaniają do wniosku, że badane utwory gromadziły się w środowisku pogranicza lądu i morza, w basenie o wysokim tempie subsydencji dna i w warunkach silnego bezpośredniego wpływu procesów erozji i transportu w obszarze źródłowym na sedymentację w basenie. Można zatem przypuszczać, że sukcesja Świebodzic powstała w efekcie wkraczania stożków aluwialnych do zbiornika morskiego (por. H. Teisseyre 1956b, 1957).

Dla takiej sytuacji fizjograficznej Holmes (1965) wprowadził termin delta stożkowa (fan delta). Współczesne delty stożkowe, zarówno morskie jak i jeziorne, w większości są zasilane przez krótkie potoki o wysokim spadku i niewielkim obszarze drenazowym. W czasie wysokich przepływów związanych z katastroficznymi powodziami potoki te transportują grubokruchoy żwir, który jest dostarczany na równię deltową. Przepływy na powierzchni delty są na ogół nieskanalizowane i przybierają formę zalewów strumieniowych i warstwowych (por. też „short headed stream delta model” – Flores 1975, s. 2297). Osady podwodnych części delt stożkowych, jak i procesy tam zachodzące są stosunkowo słabo rozpoznane (por. np. Sturm 1975; McGowen 1970; Friedman, Sanders 1978, s. 302–303).

Oryginalny model delty stożkowej opiera się na przykładach niewielkich delt położonych w obsza-

rach tektonicznie stabilnych (Holmes 1965; McGowen 1970). Jednakże, jak podkreślają Sykes i Brand (1976, s. 202), model ten jest szczególnie przydatny do interpretacji miąższych gruboklastycznych sekwencji kopalnych powstałych w warunkach, gdzie wysokie tempo podnoszenia obszaru lądowego i związanej z tym silnej erozji zapewniało dostawę dużych ilości materiału klastycznego do basenu, w którym szybka kontrolowana uskokami subsydencja umożliwia utrzymywanie się morskich warunków przez długi czas, a wreszcie transport w finalne środowisko depozycji zachodził głównie poprzez grawitacyjne spływy masowe (por. Surlyk 1975; Carter, Norris 1977; Howell, Link 1979). Do sekwencji takich niewątpliwie należy sukcesja Świebodzic.

Krytycznym punktem w rekonstrukcji środowiska sedymentacji badanych utworów jest zagadnienie warunków depozycji (subaeralne lub podmorskie) ortozlepieńców, które objętościowo dominują w osadach asocjacji IV i V. Brak fauny morskiej nie jest jednakże w tym przypadku argumentem wystarczającym dla przyjęcia subaeralnych warunków depozycji ortozlepieńców. Środowisko sedymentacji tak gruboklastycznych utworów nie sprzyja bowiem zarówno życiu organizmów, jak i ewentualnie późniejszemu zachowaniu się ich szczątków w osadzie. Znane są ponadto miąższe sekwencje zlepieńców niewątpliwie morskich, które nie zawierają fauny bądź występuje w nich ona sporadycznie (np. Scott 1966; Fisher, Mattinson 1968; Hubert *et al.* 1970; Piper 1970).

W dolnej części sukcesji Świebodzic (formacja z Pogorzały) pojedyncze ławice ortozlepieńców, jak również zbudowane z nich w przewodzie piaskowcowo-zlepieńcowe litosomy asocjacji V, IV i III są przewarstwione drobnoziarnistymi utworami asocjacji I i II z fauną morską (fig. 26, 27, 30, 31). W dotychczasowych interpretacjach środowiskowych tej sekwencji (np. H. Teisseyre 1956b), a także innych podobnych do niej, zaznacza się tendencja do tłumaczenia owych pionowych zmian litologicznych wahaniem poziomu morza i migracją lokalnych centrów depozycyjnych w nawiązaniu do procesów tworzenia się litosomów piaszczystych na deltach współczesnych. Ogólnie mówiąc, depozycję facji gruboziarnistych wiąże się z fazami spływania zbiornika oraz intensyfikacją procesów rzecznych na równi deltowej (faza „konstrukcyjna”), podczas gdy facje drobnoziar-



niste z fauną morską odpowiadają okresom powrotu do morskich warunków depozycji (faza „destrukcyjna”).

Ta generalna reguła dość dobrze tłumaczy cykliczność w osadach deltowych rzek typu Mississippi, São Francisco czy Nigru (słowem rzek, skąd pochodzą klasyczne modele sedymentacji deltowej), które nie niosą materiału grubszego niż piasek, a ich równie deltowe są płaskie i rozwinięte niemal w poziomie morza. W przypadku morskich delt stożkowych, zbudowanych w przewadze z materiału gruboklastycznego i mających niewielką część nadwodną, skłon depozycyjny jest stromy (np.  $16^\circ$  dla delty Yallahs – Burke 1967), w związku z czym ewentualne oscylacje poziomu morza odbijając się mogą tylko w stosunkowo nieznacznych poziomych przesunięciach linii brzegowej. Dlatego też istnieje duże prawdopodobieństwo, że w kopalnych sekwencjach mułowcowo-zlepieńcowych zdeponowanych w takich właśnie warunkach zarówno facje drobno-, jak i gruboziarniste są efektem sedymentacji podmorskiej.

Dominacja grubooczakowych zlepieńców w profilu pionowym sukcesji Świebodzie wskazuje na istnienie stromego, tektonicznie odmładzanego przez cały czas akumulacji tych utworów skłonu depozycyjnego. W związku z tym przewarstwianie się drobnoziarnistych utworów z fauną z litosomami zlepieńcowymi można wytłumaczyć periodyczną resedymentacją materiału gruboklastycznego w głębsze partie basenu morskiego, w których dominowała spokojna depozycja drobnoziarnistego osadu z zawiesziny.

W górnej części sukcesji przewarstwienia osadów pylasto-mułowcowych w obrębie facji piaskowcowo-zlepieńcowych są rzadsze; stwierdzono je przede wszystkim w dolnych częściach formacji zlepieńca z Książa (fig. 33, K1/1). Pojawiają się natomiast wśród ortozlepieńców wkładki parazlepieńców i plastycznie zdeformowanych mułowców (fig. 32, P3/2, 3), które niewątpliwie reprezentują utwory podmorskich osuwisk. Fakt ten w połączeniu z omówionymi wcześniej cechami teksturalno-strukturalnymi ortozlepieńców (por. interpretacja facji *H*) wydaje się wskazywać, że i ta część sukcesji tworzyła się w warunkach podmorskich, a jej gruboklastyczny charakter odzwierciedla jedynie etap kolejnej wzmożonej dostawy materiału klastycznego do basenu i progradacji stożka.

Należy wszakże dodać, że najwyższa część sukcesji odsłonięta fragmentarycznie w osiowej partii synkliny Szczawienka (formacja zlepieńca z Chwaliszowa) różni się nieco od pozostałych

części (fig. 36, S4). Występują tu głównie gruboławicowe ortozlepieńce masywne o zwartej teksturze ziarnowej ze stosunkowo rzadkimi przeławieniami soczewowatych piaskowców, wśród których występują piaskowce zlepieńcowate ze śladami przekątnych warstwowań rynnowych (facja *F*). Przeławienia zlepieńców bogatych w masę wypełniającą są rzadkie. Cechy takie są typowe przede wszystkim dla osadów żwironośnych rzek roztokowych (por. Miall 1977), aczkolwiek podobne utwory opisywano również z kopalnych stożków głębokomorskich (Winn, Dott 1977).

Podsumowując można stwierdzić, że sukcesja Świebodzie w przeważającej swej części reprezentuje utwory podwodnych partii delty stożkowej, być może z wyjątkiem najwyższej części formacji zlepieńca z Chwaliszowa, które mogą stanowić osady rzek roztokowych rozwiniętych na nadwodnej partii delty.

Prawdopodobnie najlepszym współczesnym analogiem sukcesji Świebodzie jest opisana przez Burke'a (1967) delta stożkowa Yallahs wkraczająca do basenu o tej samej nazwie, który stanowi strukturalną depresję w obrębie szelfu Jamajki. Delta Yallahs ma niewielką część subaeralną, natomiast jej część podwodna schodzi do głębokości około 1200 m. Stożek deltowy jest zbudowany głównie z materiału piaszczysto-żwirowego, który jest dostarczany na nadwodną część delty przez rzeki spływające z pobliskich gór, a następnie grawitacyjnie resedymentowany w głębszych partiach basenu (por. model stożka Varu i Pailon – Stanley 1969). Należy zaznaczyć, że Burke (1967) rozciąga oryginalną definicję delty stożkowej Holmesa także na podwodną część stożka (por. też Erxleben 1975). Taka definicja pozwala uniknąć terminologicznych nieporozumień dotyczących rozróżnienia między stożkami podwodnymi a deltami typu stożkowego. Niektórzy autorzy wyróżniają bowiem jako osobną kategorię stożków turbiditowych podwodną część delty stożkowej zasilaną prądami zawieszinowymi generowanymi przez przeciążone materiałem klastycznym wody rzeczne wpływające do zbiornika (short headed delta-front fan – Rupke, patrz Reading 1978, s. 400; Surlyk 1975).

Collinson, Elliot i Reading (1976, s. 416–420) podkreślają, że wskutek rozbudowywania się stożka aluwialnego do zbiornika morskiego – tak, jak to ma miejsce w przypadku delty Yallahs – może powstać pojedyncza piaskowcowo-zlepieńcowa formacja, w której rozróżnienie pomiędzy częścią nadwodną i podwodną może okazać się trudne.

INTERPRETACJA ASOCJACJI  
LITOFACJALNYCH

Jak wcześniej wspomniano, procesy sedymentacji i morfologia współczesnych delt stożkowych, a szczególnie ich podwodnych części są słabo rozpoznane. Z konieczności zatem poniższa interpretacja opiera się głównie na porównaniu badanych utworów z klasycznymi modelami stożków aluwialnych i głębokomorskich (np. McGowen, Groat 1971; Walker 1978) oraz nielicznymi, opisanymi do tej pory utworami kopalnych delt stożkowych (Surlyk 1975; Howell, Link 1979).

W obrębie sukcesji Świebodzic nie udało się z całą pewnością zidentyfikować utworów subaeralnej części delty. Utwory takie mogą występować w najwyższej części formacji z Chwaliszowa albo też, co jest bardzo prawdopodobne, nie zachowały się w wyniku podniesienia i zerodowania brzeżnych południowych partii basenu.

Dominacja grubooczakowych ortozlepieńców i gruboziarnistych piaskowców w obrębie asocjacji V wskazuje, że utwory te były akumulowane w najbardziej proksymalnych częściach podwodnego stoku delty. W morfologii stożka podmorskiego strefa ta odpowiadałaby stożkowi środkowemu, a w niektórych klasyfikacjach także stożkowi wewnętrznemu (por. Ingersoll 1978, fig. 2). Główną cechą utworów asocjacji V jest ich pionowa organizacja w formie sekwencji o ziarnie wzrastającym w górę (CU) zarówno w dużej (100–130 m), jak i małej skali (5–30 m). Fakt ten oraz niewielkie ślady erozji w spągach ławic zlepieńcowych sugerują, że depozycja tych utworów zachodziła na wyrównanych topograficznie powierzchniach. Istnienie kanałów rozprowadzających powinno się bowiem zaznaczyć w osadzie powstaniem dobrze wykształconych sekwencji o ziarnie zmniejszającym się w górę (por. Ricci Lucchi 1975). Brak takich sekwencji nie wyklucza całkowicie obecności kanałów w proksymalnej części podwodnego stoku delty, lecz z drugiej strony wydaje się wskazywać na dominującą rolę spływów pokrywowych (warstwowych) w procesach sedymentacji w tej części systemu depozycyjnego.

Na współczesnych stożkach aluwialnych i podmorskich grubość ziarna zmniejsza się w dół stożka (np. Bluck 1964; Bull 1972; Nelson, Kulm 1973; Normark 1978) i najprawdopodobniej trend taki występuje również na podwodnym stoku delty stożkowej. Można zatem przypuszczać, że sekwencja o ziarnie wzrastającym w górę jest odbiciem tendencji do przykrywania osadów dystalnych

(drobnoziarnistych) przez bardziej proksymalne (gruboziarniste) w miarę wzrostu promienia stożka. Cienkie sekwencje CU w obrębie utworów asocjacji V mogą być efektem progradacji indywidualnych proksymalnych lobów depozycyjnych, podczas gdy grube mogą stanowić wynik rozrastania się aktywnych segmentów stożka lub nawet całego stożka (por. Steel *et al.* 1977). Powtarzanie się takich sekwencji w profilu pionowym litosomów asocjacji V mogło być rezultatem autocyklicznego mechanizmu rozbudowywania coraz to innych segmentów stożka, jednak znaczne miąższości najgrubszych sekwencji CU sugerują, że większe fazy progradacyjne były natury tektonicznej (wzrost tempa erozji i dostawy materiału klastycznego do basenu wskutek podniesienia obszaru źródłowego – por. Deegan 1973; Steel, Wilson 1975; Heward 1978a, b).

Typowe cechy litosomów asocjacji IV: częste wyklinowywanie się w obrębie utworów drobnoziarnistych asocjacji I, dominacja drobnooczakowych zlepieńców, znaczny udział gruboziarnistych, jak i drobnoziarnistych piaskowców frakcjonowanych oraz częste przewarstwienia mułowców, wskazują, że litosomy te tworzyły się w nieco dalszych częściach systemu depozycyjnego. Gradacyjny charakter dolnej granicy oraz pionowa organizacja w formie sekwencji o ziarnie wzrastającym w górę upodabniają litosomy asocjacji IV do utworów dystalnych lobów depozycyjnych stożka podmorskiego (por. Nelson, Kulm 1973; Ricci Lucchi 1975). Utwory omawianej asocjacji reprezentują zapewne wysunięte w kierunku dna basenu partie aktywnych części stożka. Z progradacją tych dystalnych, piaszczysto-żwirowych lobów depozycyjnych na mułowe osady dna było związane powstawanie sekwencji CU typowych dla asocjacji IV. W górnych częściach omawianych litosomów zaznacza się często zmniejszanie się grubości ziarna oraz cykle o ziarnie drobniejącym w górę (FU) i miąższościach od 1,5 do 6 m. Geneza tych cykli była zapewne związana ze zwalnianiem dostawy materiału klastycznego i stopniowym zamieraniem aktywności dystalnego lobu depozycyjnego bądź to na skutek lokalnych zmian w kierunkach transportu i bocznej migracji lobu, bądź w wyniku przerzucenia zasilania i uaktywnienia innego segmentu stożka. Fli szopodobne, cienkie sekwencje asocjacji II stanowiły najprawdopodobniej końcowe, wysunięte daleko w kierunku dna basenu partie dystalnych lobów depozycyjnych.

Obszary położone pomiędzy aktywnymi lobami depozycyjnymi i dno zbiornika na zewnątrz od

nich były miejscem spokojnej sedymentacji mułu z zawiesiny, sporadycznie przerywanej epizodami depozycji drobnego piasku i pyłu. W tych częściach systemu depozycyjnego tworzyły się utwory asocjacji I. W obrębie tych utworów występują litosomy asocjacji III. Cechy tych litosomów, jak: w przekroju pionowym kształty soczewowate o rozciągłości prostopadłej do kierunku paleo-transportu, erozyjna dolna granica oraz liczne ślady śródlawicowej erozji i amalgamacji, współwystępowanie grubootczakowych para- i ortozlepieńców z mułowcami laminowanymi i drobnoziarnistymi piaskowcami frakcjonowanymi, a także obecność cykli FU nasuwają wniosek, że utwory asocjacji III stanowiły wypełnienia kanałów. Ze spływów skanalizowanych były deponowane para- i ortozlepieńce oraz gruboziarniste piaskowce frakcjonowane, natomiast w warunkach wysokich przepływów, gdy niesiony materiał wylewał się poza obręb kanału, były nadbudowywane wały przykanałowe i obszary międzykanałowe, gdzie osadzały się mułowce z laminacją soczewkową oraz drobnoziarniste piaskowce frakcjonowane (por. Nelson, Kulm 1973; Normark 1978). Boczna migracja kanałów oraz ich stopniowe opuszczanie były przyczyną powstawania cykli ziarna drobniejszego w górę (por. Ricci Lucchi 1975). Brak dostatecznej ilości danych nie pozwala na określenie pozycji tych kanałów w obrębie systemu depozycyjnego delty stożkowej. Przypuszczalnie kanały te rozwijały się w partiach przejściowych między proksymalnymi i dystalnymi lobami depozycyjnymi, a ich powstawanie było związane z uruchomieniem dostawy materiału klastycznego na uprzednio nieaktywne, pokryte drobnoziarnistymi utworami asocjacji I, zewnętrzne partie skłonu stożka deltowego. Być może część z tych kanałów stanowiła drogi zasilania dystalnych lobów depozycyjnych.

W świetle powyższej interpretacji rysuje się wyraźnie dwudzielna budowa podwodnej partii delty stożkowej; część wewnętrzną stanowiły połączone bocznie proksymalne loby depozycyjne, natomiast na część zewnętrzną składały się dystalne loby depozycyjne oraz obszary międzylobowe. W kierunku dna basenu granicę stożka deltowego wyznaczał zasięg turbiditowych osłon rozwiniętych w marginalnych partiach dystalnych lobów depozycyjnych, które stopniowo przechodziły w mułowe osady dna zbiornika.

Stwierdzone dwu-, trój- i czteroelementowe sekwencje asocjacji facjalnych, w których to sekwencjach zaznacza się stopniowy wzrost grubości ziarna w górę, stanowią następstwa „regresywne”

powstałe wskutek periodycznego rozrastania (progradacji) stożków deltowych (por. fig. 38b); stopień asymetrii tych sekwencji jest odbiciem stopniowego lub ostrego charakteru zamierania aktywności poszczególnych lobów depozycyjnych (por. Heward 1978b). Tempo progradacji było kontrolowane przez zmiany we wzajemnych relacjach między średnim tempem subsydencji dna basenu i ilością dostarczanego materiału (por. Miall 1978, tab. 3). Okresowy wzrost dostawy materiału klastycznego do basenu, którego dno charakteryzowało się wysokim, lecz stałym tempem subsydencji, powodował przesuwanie się granic pomiędzy poszczególnymi subsrodowiskami w kierunku centrum zbiornika i tym samym powstawanie „regresywnych” sekwencji asocjacji facjalnych (por. Ricci Lucchi 1975). Okresy progradacji były przerywane przypuszczalnie krótkotrwałymi fazami retrogradacyjnymi wskutek zwolnienia dostawy materiału klastycznego lub podniesienia poziomu morza; w czasie tych faz obszar depozycji facji mułowcowych rozpościerał się szeroko na proksymalne partie podwodnych stożków deltowych. Niektóre mniejsze fazy progradacyjne i retrogradacyjne mogły być odzwierciedleniem procesów rozbudowywania i zamierania poszczególnych segmentów stożka wskutek lokalnych zmian przebiegu dróg zasilania (np. migracja, stopniowe opuszczanie bądź zatamowanie podwodnych kanałów lub nadwodnych koryt rozprowadzających).

Materiał żwirowo-piaszczysty był dostarczany na podwodną część stożka deltowego głównie za pośrednictwem grawitacyjnych spływów masowych. Prawdopodobnie w czasie katastrofalnych powodzi przeciążone materiałem klastycznym wody rzeczne, które osiągały skłon delty, przekształcały się w grawitacyjne spływy o wysokiej koncentracji. Ze spływów tych w dolnej części skłonu były deponowane gruboklastyczne jęczory żwirowe, pomiędzy nimi i na ich przedpolu osadzały się z niedojrzałych prądów zawieszinowych gruboziarniste, masywne i frakcjonowane piaski. Z bardziej dojrzałych spływów, które osiągały przedpole skłonu były nadbudowywane dystalne loby depozycyjne. Grawitacyjne spływy o wysokiej koncentracji niesionego materiału podążając w dół skłonu ulegały rozcieńczaniu w otaczającej wodzie, generując w ten sposób prądy zawieszinowe, z których były deponowane ławice pyłowców i drobnoziarnistych piaskowców frakcjonowanych stanowiących obok mułowców masywnych i laminowanych główny element litofacjalny marginalnych partii dystalnych lobów depozycyjnych.

Jest również prawdopodobne, że w czasie

okresowych powodzi w zbiorniku mogły rozwijać się prądy gęstościowe w wyniku napływu wód lądowych obciążonych zawiesiną mułowo-piaszczystą. Prądy takie, zapewne o znacznie dłuższym okresie trwania niż klasyczne prądy zawiesinowe generowane przez osuwiska i o zmiennej sile transportowej, mogły zdeponować część ławic frakcjonowanych pyłowców i drobnoziarnistych piaszczowców przechodzących obocznie w izolowane soczewki riplemarkowe (por. McCabe 1978; Sneh 1979). Na możliwość taką wskazuje obfitość szczątków roślinnych w piaszczowcach przy równoczesnej rzadkości fauny oraz spotykana niekiedy pionowa sekwencja struktur sedymentacyjnych wskazująca na depozycję piasku w warunkach wzrastającej energii prądu. Współcześnie procesy przekształcania się zalewów powodziowych w prądy zawiesinowe znane są z delt stożkowych jezior alpejskich (Sturm, Matter 1978), gdzie w czasie katastroficznych powodzi, zdarzających się tutaj raz na 50–100 lat, deponowana jest gruba warstwa piasku o cechach proksymalnego turbiditu; natomiast w czasie powodzi sezonowych generowane są prądy zawiesinowe o niskiej gęstości, z których powstają cienkie ławice frakcjonowanych piaszczowców i pyłowców (por. też Heezen *et al.* 1964).

Nie ulega wątpliwości, że inicjację gruboklastycznych spływów masowych mogło także powodować naruszenie stabilności subaeralnych nasypów żwirowych wskutek ich zestromienia, trzęsień ziemi lub akcji fal sztormowych. Procesy osuwiskowe w dolnej części skłonu delty mogły być również wyzwalane przez nagłe wtargnięcie materiału żwirowego na uprzednio nieaktywne partie stożka deltowego, gdzie był akumulowany z zawiesiny materiał drobnoziarnisty.

W okresie poprzedzającym pierwszy etap progradacji nasypów deltowych (późny fran) dno zbiornika znajdowało się poniżej normalnej podstawy falowania i było miejscem gromadzenia się mułu z nieznaczną domieszką drobnoziarnistych piaszczowców, których depozycja była zapewne związana z akcją prądów generowanych przez fale sztormowe. W głębszych partiach zbiornika o względnie małej dostawie materiału klastycznego lokalnie tworzyły się niewielkie „ławice” koralowe złożone z drobnogałzkowych tabulatów i kolonijnych tetrakoralii przystosowanych do życia na miękkim podłożu i w stosunkowo mętnej wodzie. Koralom towarzyszyła liczna fauna bentoniczna reprezentowana głównie przez ramienionogi zawiasowe, małże i ślimaki. Z „ławic” tych powstały zanieczyszczone materiałem terygenicznym biomikrudy-

ty i biomikryty koralowo-ramienionogowe. Równocześnie w płytkich partiach zbiornika, charakteryzujących się minimalną dostawą materiału terygenicznego i niezbyt dużą turbulencją, powstawały lokalnie biomiksparty koralowo-stromatoporooidowe oraz liczne onkoidy, które to utwory były grawitacyjnie resedymentowane w głębszych partiach basenu (por. interpretację facji I).

Wzrost tempa progradacji gruboklastycznych nasypów deltowych (przełom fran/famen?) doprowadził między innymi do wzrostu grubości ziarna i stopy akumulacji osadu oraz do wzrostu mętności i obniżenia zasolenia wody (por. Thayer 1974, s. 174). Zmiany te wyraźnie odbiły się w zespole faunistycznym obecnym w drobnoziarnistych utworach asocjacji I. Słaby stopień zachowania szczątków fauny oraz obecność struktur prądowych (mułowce z laminacją riplemarkową) wskazują, że organizmy te były redeponowane przez prądy denne; rzadkość występowania fauny była przypuszczalnie powodem tego, że nigdzie nie uległa ona koncentracji w formie zlepów muszlowych. Fakt, że szczątki fauny są rozproszone w mułowcach masywnych i z laminacją riplemarkową, natomiast są praktycznie nieobecne w towarzyszących piaszczowcach frakcjonowanych sugeruje, iż fauna ta była w ogólności autochtoniczna dla facji mułowcowych i pośmiertnie nie ulegała zbyt dalekiemu transportowi (por. Duff 1975).

Wspomniane wyżej zmiany środowiskowe wywołane progradacją nasypów deltowych doprowadziły do wymarcia koralów oraz do rodzajowego zubożenia fauny bentonicznej, w której miejsce ramienionogów zawiasowych zajęły eurytopowe małże (*Paleoneilo*, *Paracyclas*, *Schizophoria* i *Ontaria* – por. McGhee 1976), ramienionogi bezzawiasowe (*Lingula* i *Lingulipora*) oraz nieliczne tektakulity i ślimaki (głównie *Pleurotomaria*). Dominacja mułojadów w strukturze troficznej zespołu wskazuje na miękkie, łatwe do rycia i bogate w substancję organiczną podłoże. Słabo skonsolidowane i łatwo ulegające resuspensji mułowe osady dna ograniczały rozwój osiadłych filtratorów (Thayer 1974), jak i mobilnego epibentosu. Najprawdopodobniej duże partie dna nie mogły być zasiedlone przez faunę bentoniczną wskutek panujących tu warunków beztlenowych, wywołanych gniciem szczątków roślinnych miejscami obficie przepajających muł. Wskazują na to: ciemnostalowe barwy mułowców, zwęglony detrytus roślinny, liczne konkrety pirytowe oraz brak bioturbacji w miąższych pakietach mułowców laminowanych i masywnych przy równoczesnej obecności szczątków organizmów nektonicznych i epiplank-

tonicznych (*Buchiola*). Małe rozmiary kanałów bioturbacyjnych, jak i w ogólności niski stopień homogenizacji osadu wskutek działalności życiowej organizmów sugerują, że w znacznych obszarach akumulacji mułu powierzchnia zerowego potencjału redox przebiegała tuż pod powierzchnią dna; również małe rozmiary bentosu wskazują, że fauna była przystosowana do niskiego poziomu zawartości tlenu w strefie przydennej (por. Raff, Raff 1970). Okresowe napływy obciążonych materiałem klastycznym i silnie natlenionych wód lądowych, z których rozwijały się prądy gęstościowe zasilające osadem podwodne loby depozycyjne, prowadziły do wzbogacania w tlen przydennej kolumny wody. Z drugiej strony obecność szczątków fauny nektonicznej (ortocerysy i goniatyty) świadczy o mieszaniu się normalnie zasolonej wody otwartego morza z wodami zbiornika, co zapobiegało ich wystodzeniu.

Z powyższej interpretacji wynika, że omawiany zespół małżowo-ramienionogowy z nieznaczną domieszką tentakulitów i ślimaków zasiedlał środowisko charakteryzujące się wysokim tempem sedymentacji mułu bogatego w substancję organiczną, zmiennym stopniem zasolenia i natlenienia oraz znaczną mętnością wody. Te, generalnie nie sprzyjające masowemu rozwojowi fauny, warunki panowały przypuszczalnie na dnie zbiornika oraz w obszarach położonych między dystalnymi lobami depozycyjnymi. W górnopaleozoicznych komplek-

sach deltowych wspomniany zespół fauny był charakterystyczny przede wszystkim dla niskoenergetycznych środowisk przybrzeżnych (Wagner *et al.* 1973), odciętych lobami piaszczystymi proksymalnych partii skłonów deltowych oraz prodelt (Thayer 1974).

W przypadku sukcesji Świebodziec płytkie strefy przybrzeżne były miejscem intensywnej akumulacji materiału gruboklastycznego, a obszary sedymentacji mułu znajdowały się najprawdopodobniej w głębszych partiach systemu depozycyjnego. Jest wysoce prawdopodobne, że dno zbiornika, do którego rozbudowywały się nasypy żwirowe, schodziło do głębokości rzędu kilkuset metrów. Przypuszczenie to opiera się na nieobecności w profilu utworów sukcesji osadów o cechach wskazujących na depozycję powyżej normalnej podstawy falowania oraz na istnieniu stromego skłonu depozycyjnego. Jeśli interpretacja odwrotnie frakcjonowanych ortozlepieńców (subfacja *H1*) jako utworów zdeponowanych z gęstościowo zmodyfikowanych spływów kolizyjnych jest słuszna, to dla spływu, który zdeponował ławicę o średnich cechach subfacji *H1* (tab. 2) minimalne nachylenie skłonu wymagane dla utrzymania się efektywnego ciśnienia dyspersyjnego wynosi  $9^\circ$  (por. Lowe 1976). Przy takim skłonie głębokość dna 200 m mogła być już osiągnięta w odległości około 1200 m od brzegu basenu.

#### LATERALNA ZMIENNOŚĆ W TYPACH GRADACJI W OBRĘBIE LITOSOMU ZLEPIEŃCÓW RESEDYMENTOWANYCH

Jednym z szeroko dyskutowanych ostatnio aspektów analizy sedimentologicznej zlepieńców resedymentowanych jest określenie prawidłowości pomiędzy teksturą oraz typem gradacji w obrębie ławic zlepieńcowych a ich względnym położeniem w obrębie systemu depozycyjnego (np. Walker 1975, 1978; Surlyk 1978; Kelling, Holroyd 1978). Znalezienie takich prawidłowości ma między innymi podstawowe znaczenie dla poprawnej interpretacji mechanizmów transportu materiału żwirowego, a także może okazać się pomocne w rekonstrukcjach paleogeograficznych w obszarach słabo odsłoniętych.

Middleton (1967, 1970) wykazał eksperymentalnie, że w spływach o wysokiej koncentracji stopniowo rozwija się gradacja normalna kosztem odwróconej, zgodnie z kierunkiem transportu. Walker (1975, 1977, 1978) na podstawie wyników eksperymentów Middletona i przesłanek teoretycznych przypuszcza, że w litosomie zlepieńców

resedymentowanych zlepieńce niefrakcjonowane zajmują najbardziej proksymalną pozycję, a dalej kolejno występują: ławice zlepieńców z gradacją pensymetryczną, z gradacją normalną i wreszcie normalnie frakcjonowane z piaskowcą, warstwowaną górną częścią.

Jak się wydaje, model Walkera można sprawdzić opierając się na relacjach BTH/MPS. Poniższe rozumowanie opiera się na dwóch założeniach:

1) stwierdzone zależności pomiędzy miąższością ławic zlepieńcowych a maksymalnym rozmiarem klastów są względnie wiernym odbiciem rzeczywistych relacji pomiędzy nośnością a kompetencją spływów;

2) ze zmniejszaniem kompetencji spływu o wysokiej koncentracji niesionego materiału zachodzi depozycja frakcji coraz to drobniejszych.

Wysoka dodatnia korelacja pomiędzy BTH i MPS dla wszystkich subfacji ortozlepieńców

o zwartym szkielecie ziarnowym (por. fig. 14) sugeruje, że w przypadku depozycji tych zlepieńców założenie pierwsze było spełnione oraz że większość ławic stanowiła efekt pojedynczych epizodów depozycyjnych (por. Bluck 1967 i Walker 1977). W większości współczesnych osadów subaeralnych, żwirowych spływów kohezyjnych stwierdzono zmniejszanie się grubości ziarna w dół prądu (np. Bull 1964; Bluck 1964; Lustig 1965; por. też Heward 1978b, tab. 3). W podwodnych spływach o wysokiej koncentracji taki trend powinien być nawet wyraźniejszy wskutek stopniowego zmniejszania się gęstości grawitacyjnie spływającej mieszaniny żwirowo-piaszczystej w wyniku jej rozcieńczania w otaczającej wodzie (por. Walker 1975).

Jeśli powyższe założenia są rzeczywiście prawdziwe, to szeregując subfacje ortozlepieńców zgodnie ze zmniejszającą się średnią wartością MPS można otrzymać prawdopodobne zgeneralizowane następstwo ich występowania w dół skłonu i tym samym sprawdzić hipotezę Walkera.

Analizę ograniczono do ortozlepieńców o zwartym szkielecie ziarnowym, chociaż nie ulega wątpliwości, że stanowi to znaczne uproszczenie problemu. Najprawdopodobniej bowiem możliwe jest powstanie w jednym akcie depozycyjnym ławicy zlepieńca o zmieniającej się w dół prądu teksturze od zwartej do rozproszonej (Nemec *et al.* 1980). Jednak w teksturalnym zróżnicowaniu ortozlepieńców sukcesji Świebodziec na odmiany bogate i ubogie w masę wypełniającą pierwszoplanową rolę odegrały pierwotne różnice w stosunku żwir/piasek w materiale klastycznym podlegającym resedymentacji, który pochodził z masywu południowego (mały udział piasku) i kry sowiogórskiej (duży udział piasku – por. Nemec *et al.* 1980). Fakt ten, a także stosunkowo mała ilość danych ze zlepieńców bogatych w masę wypełniającą spowodowały, że – podobnie jak zrobił to Walker (1975, s. 739) – w niniejszej analizie wzięto pod uwagę tylko ortozlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym.

Figura 42B przedstawia uszeregowanie subfacji pod względem zmniejszającej się średniej wartości MPS dokonane na podstawie danych z całej populacji ortozlepieńców. Najbardziej gruboziarniste są zlepieńce odwrotnie frakcjonowane, nieco drobniejsze są zlepieńce masywne, które z kolei są grubsze niż pensymetrycznie frakcjonowane, a te są grubiej ziarniste niż normalnie frakcjonowane. Natomiast najniższą średnią MPS wykazują zlepieńce normalnie frakcjonowane z piaszczowcą górną częścią ławicy. Takie samo uszeregowanie subfacji otrzymano porównując wartości średnich

miąższości ławic (fig. 42B). W podanym wyżej porządku wzrasta także częstość pojawiania się ławic piaszczowcowych nad poszczególnymi subfacjami ortozlepieńców (fig. 42D), chociaż miąższość piaszczowca nie ulega istotnym wahaniom i średnio wynosi około 30 cm. Analogiczne wyniki otrzymano analizując ortozlepieńce kolejno w obrębie poszczególnych jednostek litostratygraficznych sukcesji Świebodziec (fig. 43).

Generalizując można zatem wnioskować, że ławice odwrotnie frakcjonowane i masywne są efektem depozycji względnie bliskiej od miejsca inicjacji spływu; ławice z gradacją normalną reprezentują osady zdeponowane względnie daleko, natomiast ławice z gradacją pensymetryczną zajmują miejsce pośrednie.

W uzyskanym obrazie zastanawiająca jest pozycja zlepieńców masywnych w stosunku do odwrotnie frakcjonowanych. Jeżeli rozwój gradacji w wielkości klastów jest funkcją dojrzałości spływu (im dłuższy transport, tym lepsza segregacja ziarna w zdeponowanej ławicy), to należałoby się spodziewać, że zlepieńce masywne będą generalnie bardziej gruboziarniste niż zlepieńce odwrotnie frakcjonowane (por. Walker 1975a, 1977). Uzyskane wyniki zdają się wskazywać, że możliwa jest także depozycja zlepieńców niefrakcjonowanych ze spływów o nieco większej dojrzałości niż zakłada Walker. Stosunkowo słaba korelacja BTH/MPS dla ławic tej subfacji (por. fig. 21) sugeruje, że ich depozycja odbywała się w warunkach silnie zaburzonej równowagi między kompetencją a nośnością spływów. Takie warunki depozycji w przypadku prądów zawieszinowych i spływów o wysokiej koncentracji są przypuszczalnie związane najczęściej ze zjawiskiem odskoku hydraulicznego na krawędzi załamania stoku (por. Menard 1964; Middleton 1970, s. 259, 266). Odskok hydrauliczny wywołuje znaczne i gwałtowne domieszczenie wody do spływu, co prowadzi do zmniejszenia jego gęstości i wzrostu turbulencji przepływu. W konsekwencji następuje szybkie rozpraszanie energii kinetycznej układu prowadzące do gwałtownej depozycji transportowanego materiału.

Można przypuszczać, że jeśli w spływie żwirowym rozwinęła się obocznie segregacja klastów pod względem wielkości jeszcze przed osiągnięciem strefy załamania stoku, to procesy związane z odskokiem hydraulicznym mogły prowadzić do znacznego pogorszenia stopnia rozsortowania zdeponowanego osadu. Domieszka wody zmniejszała koncentrację fazy rozproszonej oraz gęstość i lepkość fazy ciągłej, dzięki czemu większe klasty opadały szybko w dół, a towarzyszący temu gwałtowny wzrost ciśnienia porowego mógł powstrzymać opa-

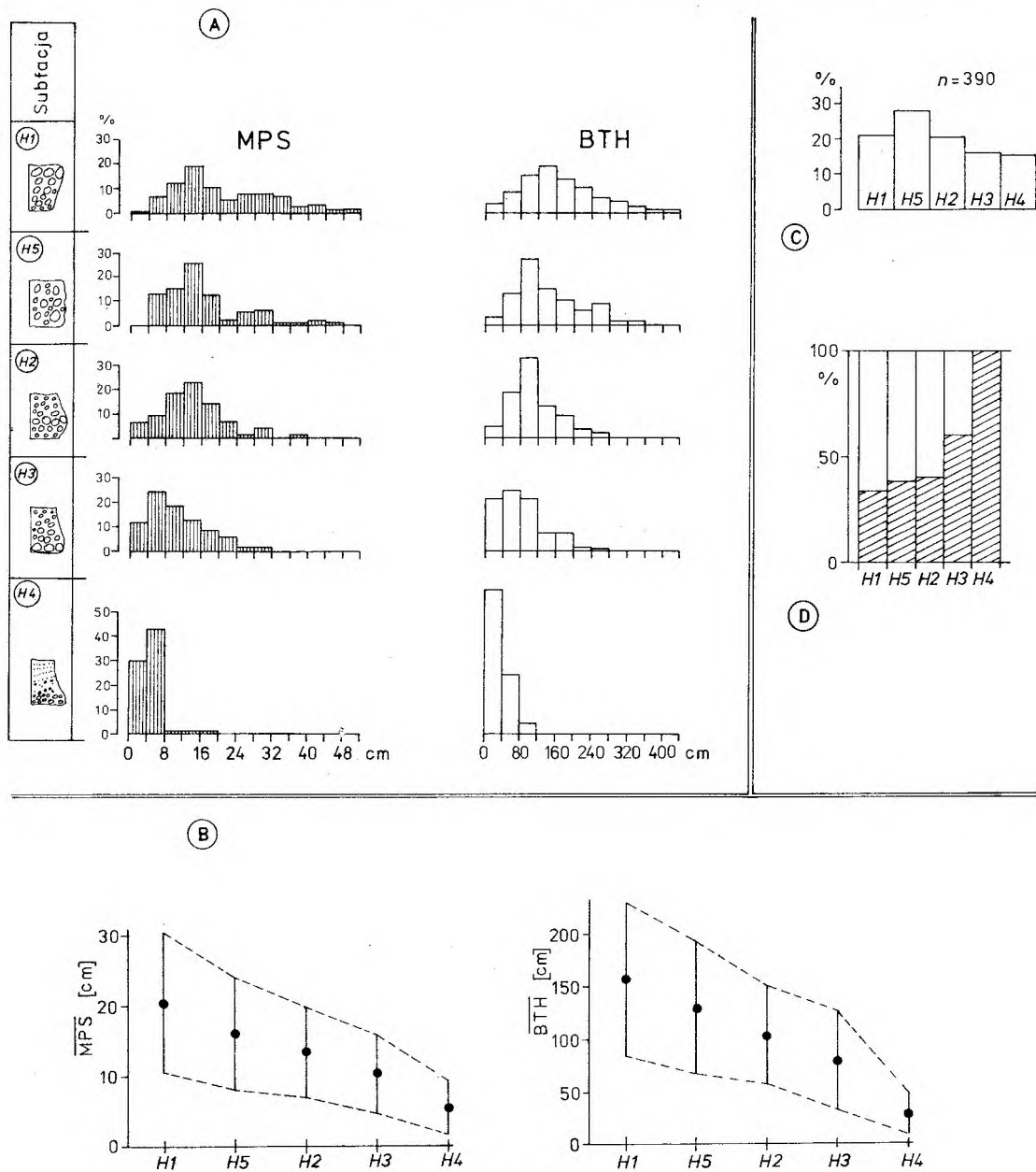


Fig. 42

Zmienność miąższości ławic i maksymalnej wielkości klastów w obrębie ortozlepieńców o zwartym szkieletcie ziarnowym

A. Rozkłady miąższości ławic (BTH) i maksymalnego rozmiaru klastów (MPS) dla poszczególnych subfacji

B. Uszeregowanie subfacji na podstawie zmniejszających się średnich wartości MPS i BTH wraz ze zmiennymi standardowymi odchyleni

C. Procentowy udział poszczególnych subfacji w analizowanym zespole danych

D. Częstość pojawiania się piaskowca nad ławicami poszczególnych subfacji

Summary diagram of bed thickness (BTH) and maximum clast size (MPS) characteristics for 390 clast-supported orthoconglomerate beds

A. Distribution of bed thickness and maximum clast size for particular orthoconglomerate subfacies

B. Sequence of subfacies arranged according to decreasing mean values of maximum clast size and bed thickness together with standard deviations of these parameters

C. Proportions of particular subfacies in data set D. Frequency of appearance of sandstone layers above beds of particular orthoconglomerate subfacies. Note similar trend of subfacies arrangement to that in diagram B

danie klastów drobniejszych, wskutek czego zdeponowana ławica jest niefrakcjonowana. Depozycja w warunkach odskoku hydraulicznego mogła prowadzić z jednej strony do powstawania cienkich ławic złożonych z grubego żwiru wskutek nagłego obniżenia kompetencji spływu, a z drugiej strony szybkie wyhamowywanie prędkości czoła

spływu prowadzące do zwiększenia jego grubości (Komar 1971; Kelling, Stanley 1976) mogło być przyczyną depozycji ławic o wysokim stosunku BTH/MPS, które dominują wśród utworów subfacji H5 (por. fig. 21). Istnieją zatem przesłanki do stwierdzenia, że co najmniej część ławic zlepieńców masywnych powstała w strefach załamania



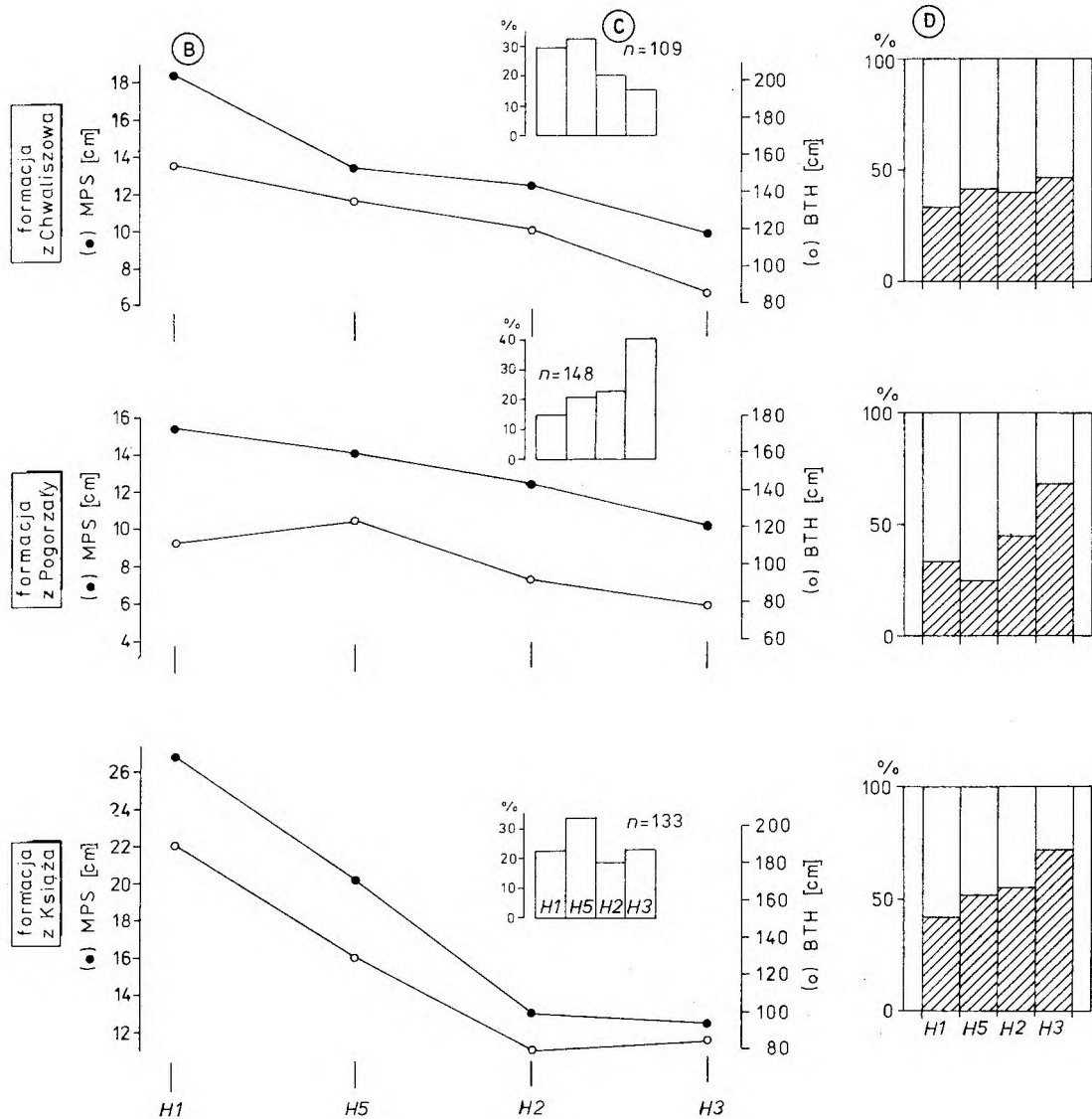


Fig. 43

Zmienność średnich wartości maksymalnej wielkości klastów (MPS) i miąższości ławic (BTH) w ortozlepieńcach o zwartym szkieletie ziarnowym w obrębie poszczególnych jednostek litostratygraficznych. Objasnienia jak na figurze 42

Sequences of clast-supported orthoconglomerate subfacies arranged according to decreasing mean value of maximum clast size in particular lithostratigraphic units of Świebodzice succession. For explanation of symbols see figure 42

skłonu bądź ewentualnie u wylotu kanałów rozprzewodających, gdzie warunki depozycji mogły być podobne do opisanych powyżej.

Jeśli wniosek ten jest prawdziwy, to otrzymane tutaj relacje (fig. 42B) można zinterpretować w następujący sposób: W obrębie podwodnego splywu o wysokiej koncentracji materiału żwirowego istnieją dwie strefy (fig. 44A): dolna, o wyższej koncentracji, gdzie turbulencja jest wytłumiona (inertia flow – sensu Sanders 1963), oraz górna, turbulentna, o niskiej koncentracji fazy rozproszonej (por. Hampton 1972, fig. 7, 9; Price 1977). Oddziaływanie obu tych części splywu na zdeponowany osad zmienia się i zależy głównie od długości drogi transportu (fig. 44A).

Depozycja zlepieńców odwrotnie frakcjonowanych w związku z wysokim stresem ścinającym wymaganym dla rozwinięcia się efektywnego ciśnienia dyspersyjnego zapewne miała miejsce na stoku stromym. Przy przechodzeniu splywu przez strefę załamania stoku gwałtowna zmiana warunków przepływu prowadziła do pogorszenia stopnia segregacji teksturalnej niesionego materiału i jego gwałtownej depozycji w formie zlepieńca niefrakcjonowanego. W mieszaninie piaszczysto-żwirowej, która osiągnęła dalsze partie systemu depozycyjnego, naprężenie ścinające i koncentracja fazy rozproszonej były jeszcze dostatecznie wysokie, aby wywołać efekt Bagnolda, ale wobec wzrostu turbulencji odwrotna segregacja klastów

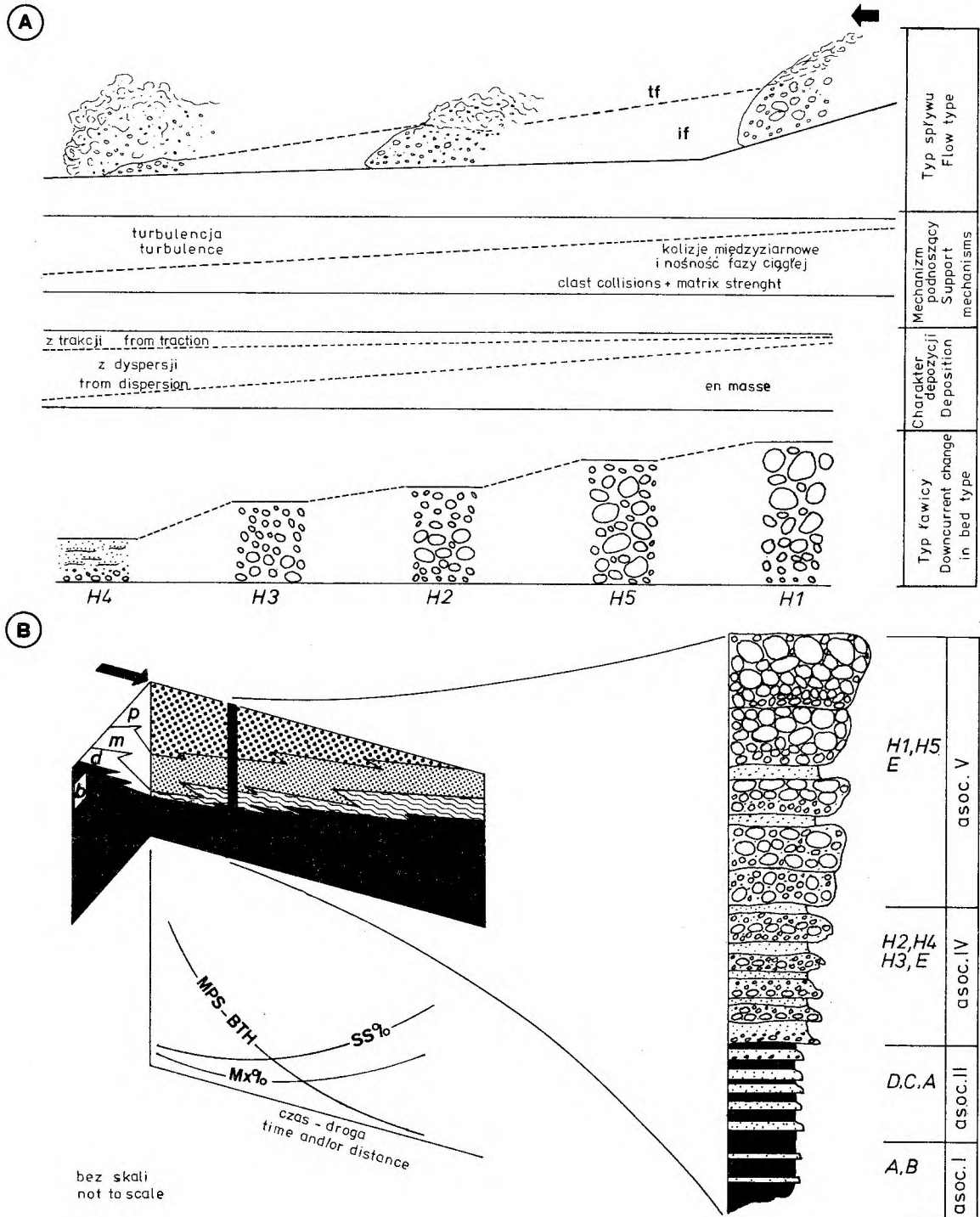


Fig. 44

A. Hipotetyczna zależność pomiędzy stopniem dojrzałości podwodnego spływu żwirowego a typem gradacji w zdeponowanej ławicy

if – spływ inercyjny (*sensu* Sanders 1965); tf – spływ turbulentny

B. Zmienność litofacjalna w obrębie progradującego łobu depozycyjnego złożonego z gruboklastycznych utworów resedymentowanych

p – część proksymalna łobu; m – część środkowa; d – część dystalna; b – osady dna basenu

A. Conceptual diagram showing supposed relationships between flow maturity and type of clast size grading in resedimented conglomerate bed

if – inertia flow (*sensu* Sanders 1965); tf – turbulent flow

B. Proximal/distal textural changes as expected to occur in subaqueous depositional lobe consisting of coarse-grained resedimented deposits and hypothetical vertical sequence formed due to its progradation

p – proximal part of depositional lobe; m – medial part; d – distal part; b – basin plain facies

ograniczała się tylko do dolnej części spływu. W takich warunkach dochodziło zapewne do depozycji zlepieńców z gradacją pensymetryczną. W spływach o wyższej dojrzałości wskutek niskiego naprężenia ścinającego (redukcja nachylenia skłonu) gradacja odwrócona nie mogła się już rozwinąć, a ilość materiału deponowanego w turbulentnej dyspersji była jeszcze zbyt duża, aby mogły się wytworzyć struktury trakcyjne. W takich warunkach były deponowane zlepieńce normalnie frakcjonowane. Z kolei depozycja zlepieńców z normalną gradacją i piaskowcowym, często warstwowanym stropem zachodziła w jeszcze bardziej zaawansowanych stadiach spływów, gdzie wobec znacznego rozcieńczenia transport trakcyjny uzyskiwał coraz większe znaczenia. W czasie grawitacyjnego transportu mieszaniny piaszczysto-żwirowej materiał piaszczysty ulegał koncentracji w górnej części spływu (Kelling, Stanley 1976, s. 414; Nemeč *et al.* 1980) i był deponowany w dalszych partiach systemu depozycyjnego. Brak różnic w średnich miąższościach piaskowców przykrywających omawiane subfacje ortozlepieńców przy równoczesnym wzroście częstości pojawiania się piaskowca nad coraz bardziej „dystalnymi” typami ławic zlepieńców (fig. 42C) sugeruje wzrost turbulencji i tym samym wzrost tendencji do erozji dna w coraz to bardziej dojrzałych spływach.

Należy zaznaczyć, że powyższe wnioski mają charakter statystyczny; podkreślają bowiem raczej tendencje, a nie ścisłe związki przyczynowe między typem gradacji w ławicy a jej względnym położeniem w obrębie systemu depozycyjnego.

Ponieważ działanie określonego mechanizmu podtrzymującego fazę rozproszoną (z definicji określającego typ spływu) zmienia się w czasie (Middleton, Hampton 1976, fig. 10), a kompetencja spływu na skutek postępującego rozcieńczenia maleje, narzuca się wniosek, że w obrębie pojedynczej ławicy zlepieńca resedimentowanego następstwo typów gradacji zgodnie z kierunkiem transportu może być takie same, jak przypuszczalne względne relacje odległościowe poszczególnych subfacji w obrębie systemu depozycyjnego (fig. 44A). Z teoretycznego punktu widzenia powstanie

takiej ławicy byłoby związane z ewolucją spływu polegającą na zmniejszaniu się w trakcie transportu roli kolizji międzyziarnowych i „nośności” fazy ciągłej, jako głównych mechanizmów utrzymujących klasty w dyspersji, na korzyść turbulencji. Natomiast w procesie depozycji wypadanie z dyspersji i trakcja zastępowałyby gwałtowne „zamrażanie” spływu. Taka ewolucja spływu byłaby związana ze stopniowym zmniejszaniem się koncentracji transportowanego materiału wskutek mieszania się go z otaczającą wodą. Sprawdzenie tej hipotezy wymaga badań eksperymentalnych oraz prześledzenia zmian w typach gradacji w dół prądu w obrębie pojedynczych ławic zlepieńców resedimentowanych.

Uzyskane wyniki stanowią w znacznym stopniu niezależne potwierdzenie oraz częściowe rozwinięcie koncepcji Walkera dotyczącej zmienności facjalnej w obrębie gruboklastycznych utworów stożka podmorskiego i fakt ten jest dodatkowym argumentem przemawiającym na korzyść podwodnej genezy ortozlepieńców sukcesji Świebodzic.

W podsumowaniu można stwierdzić, że w obrębie pojedynczego lobu depozycyjnego złożonego z grawitacyjnie resedimentowanych utworów piaszczysto-żwirowych, charakteryzujących się wysokim stosunkiem frakcji żwir/piasek, zgodnie z kierunkiem transportu następuje: zmniejszanie się grubości ziarna i miąższości ławic zlepieńcowych, wzrost udziału piaskowców, wzrost udziału masy wypełniającej w zlepieńcach (Nemeč *et al.* 1980) oraz zastępowanie ławic odwrotnie frakcjonowanych i masywnych kolejno przez ławice z gradacją pensymetryczną, z gradacją normalną oraz z gradacją normalną i piaskowcową, warstwowaną górną częścią. W wyniku wkraczania lobu depozycyjnego na drobnoziarniste osady dna basenu wymienione wyżej trendy powinny zaznaczyć się w odwrotnej kolejności w profilu pionowym utworów (fig. 44 B). Niektóre ze zmierzonych sekwencji CU cechują się pionową zmiennością (sub)facji zbliżoną do następstwa przewidywanego dla idealnej sekwencji progradacyjnej (por. ng. 35).

## PALEOGEOGRAFIA I ZWIĄZEK SEDYMENTACJI Z TEKTONIKĄ

Depresja Świebodzic stanowi fragment pierwotnie większego morskiego basenu sedymentacyjnego, który w kierunku równoleżnikowym rozciągał się częściowo na blok przedsudecki oraz na obszar północnej części niecki śródsudeckiej

(H. Teisseyre 1956a). W kierunku północnym basen ten łączył się przypuszczalnie ze zbiornikiem kaczawskim, w którym w okresie późnego dewonu miała miejsce sedymentacja głębokowodnych osadów pelagicznych (Baranowski 1977). Zasięg

basenu Świebodziec w kierunku południowym jest trudny do uchwycenia, jednak niewątpliwie morze późnego franu pokrywało tu znaczne partie niecki śródsudeckiej i kry sowiogórskiej (Gunia 1962, 1968).

Gruboziarnistość materiału klastycznego i wzrost udziału zlepieńców w profilu pionowym sukcesji Świebodziec świadczy o stałej wysokiej kompetencji mediów transportowych i tym samym wskazuje na istnienie stromego skłonu depozycyjnego przez cały czas akumulacji utworów sukcesji. Fakt ten w połączeniu ze znaczną miąższością sukcesji (minimum 4000 m osadu zgromadzonego w czasie przypuszczalnie nie dłuższym niż 12 mln lat) świadczy z kolei o występowaniu znacznych, synsedymencyjnych, pionowych ruchów dyferencjalnych obejmujących układ basen – obszar źródłowy.

Niewątpliwie aktywna strefa uskokowa ograniczała basen Świebodziec. Wachlarzowaty układ kierunków transportu z modą w kierunku północno-wschodnim wskazuje, że strefa ta miała w ogólności przebieg NW – SE i leżała na południowy zachód od dzisiejszych granic depresji. Niski stopień dojrzałości teksturalnej materiału klastycznego oraz jego słaba selekcja mineralogiczna wskazują na względnie krótki transport w warunkach dominacji wietrzenia fizycznego. Przez analogię do rozmiarów współczesnych stożków aluwialnych oraz biorąc pod uwagę wartość maksymalnej wielkości klastów można przypuszczać, że utwory sukcesji Świebodziec gromadziły się w odległości nie większej niż kilka – kilkanaście kilometrów od skarpy uskokowej (por. Schultheis, Mountjoy 1978, fig. 19); chociaż, jeśli materiał gruboklastyczny był dostarczany do basenu głównie w czasie katastrofalnych powodzi, odległość ta mogła być znacznie większa.

Rozwinięte wzdłuż skarpy uskokowej stożki aluwialne stopniowo rozbudowywały się do zbiornika morskiego o względnie niskim potencjale energetycznym (brak lub niewielkie pływy). W czasie sedymentacji dolnej części sukcesji dno morza obniżało się w kierunku północno-wschodnim, a dystalne partie nasypów deltowych schodziły do głębokości znacznie przekraczającej poziom normalnej podstawy falowania.

Pierwsze znaczne podniesienie obszaru źródłowego miało miejsce w późnym franie lub na przelomie franu i famenu i poprzedziło sedymentację ogniwa zlepieńca z Lipiny. Dno basenu pokrywały wówczas muły (lokalnie osadzone w warunkach zbliżonych do euksynicznych), niewielkie

ilości burzowych osadów piaszczystych oraz rozwinięte na nieznaczną skalę organogeniczne „ławice” węglanowe. W wyniku wzrostu tempa erozji w obszarze źródłowym (głównie masyw południowy) nastąpiło zwiększenie dostawy materiału gruboklastycznego i rozbudowanie się dystalnych lobów deltowych na osady dna basenu oraz stopniowe przykrywanie jednych i drugich przez utwory proksymalnych lobów depozycyjnych wewnętrznych części skłonów deltowych. Górna część formacji z Pogorzały oraz znaczna część formacji z Pełcznicy tworzyły się w warunkach ogólnej retrogradacji centrów depozycyjnych w wyniku podniesienia poziomu morza lub wskutek długotrwałych zmian geomorficznych w obszarze drenażowym. Zapewne te ostatnie polegały na wyrównywaniu reliefu obszaru źródłowego bądź recesji skarpy uskokowej, co prowadziło do stopniowego zmniejszania ilości dostarczanego materiału. W tym czasie żwirowe loby depozycyjne obejmowały swym zasięgiem południową część depresji, podczas gdy na północy osadzały się mułowe osady dna basenu i fliszopodobne sekwencje formacji z Pełcznicy.

Drugi okres silnego wzrostu aktywności tektonicznej obszaru źródłowego przypada na czas depozycji górnej części sukcesji. Wypiętrzeniu uległa wówczas północno-zachodnia część kry sowiogórskiej, a obszar drenażowy powiększył się. Znaczny wzrost dostawy materiału klastycznego wskutek odmłodzenia rzeźby obszaru źródłowego nie był odpowiednio kompensowany przez wzrost tempa subsydencji dna, co doprowadziło do względnie szybkiej, powtórnej progradacji stożków deltowych. W tym czasie obszar depresji znajdował się dalej w zasięgu zbiornika morskiego, którego dno było nachylone w kierunku północnym. Dystalne części stożków deltowych znajdowały się wówczas przypuszczalnie na północ od dzisiejszej strefy kontaktowej depresji Świebodziec z metamorfikiem kaczawskim.

Wzdłuż skarpy uskokowej ograniczającej basen graniczyły ze sobą masyw południowy i kra sowiogórska. W czasie depozycji górnej części sukcesji materiał klastyczny pochodzący z tych dwóch obszarów gromadził się w obrębie dwóch stożków lub dwóch systemów stożków, które rozbudowywały się do zachodniej i wschodniej partii zbiornika zazębiając się bocznie na linii Szczawno Zdrój – Cieszów.

O charakterze strefy uskokowej ograniczającej basen można wnioskować na podstawie pionowych trendów w składzie petrograficznym zlepieńców

i maksymalnej wielkości ziarna. Najprawdopodobniej nie był to pojedynczy odmłodzony uskok normalny, w profilu sukcesji nie ma bowiem dobrze wykształconych megasekwencji o ziarnie malejącym w górę (por. Bluck 1967; Surlyk 1978). Wypiętrzanie obszaru źródłowego wzdłuż uskoku normalnego powinno się również zaznaczyć w stratygraficznie odwróconym następstwie składu petrograficznego zlepieńców z otoczkami skał najmłodszych w dolnej części profilu, a skał najstarszych w górnej części. Tendencja taka po części zaznacza się wzrostem udziału otoczek skał krystalicznych w profilu pionowym sukcesji Świebodziu, lecz z drugiej strony towarzyszy temu wzrost udziału śródformacyjnych skał dewońskich. Takie następstwo stratygraficzne składu petrograficznego zlepieńców sugeruje depozycję w warunkach podnoszenia się obszaru źródłowego wzdłuż uskoku odwróconego, taki bowiem typ deformacji umożliwia równoczesną erozję skał z różnych poziomów stratygraficznych (Schultheis, Mountjoy 1978, s. 337). Występowanie megasekwencji o ziarnie wzrastającym w górę w obrębie sukcesji Świebodziu wskazuje na periodyczne zmiany tempa

erozji w obszarze źródłowym i tym samym na pulsacyjny charakter ruchów podnoszących (por. Deegan 1973; Steel 1974; Heward 1978b).

Niniejsza praca jest skróconą wersją rozprawy doktorskiej, wykonanej w latach 1975–1978 pod kierownictwem doc. dr hab. A. Radomskiego, w czasie gdy autor był uczestnikiem studium doktoranckiego prowadzonego przez Zakład Nauk Geologicznych PAN i Instytut Nauk Geologicznych UJ. Temat pracy zaproponował doc. dr hab. T. Jerzykiewicz. Prof. dr hab. T. Gunia wprowadził autora w problematykę geologiczną depresji Świebodziu oraz udostępnił ze swej kolekcji szlify ze skał węglanowych. Dr W. Nemeč i dr R. J. Steel współpracowali przy zebraniu danych polowych z przełomu rzeki Pelcznicy. Dr M. Lorenc służył pomocą przy analizach składu petrograficznego zlepieńców oraz opisał wiele szlifów ze skał wulkanicznych i krystalicznych. Dr K. Malik oznaczyła faunę w skałach węglanowych. Doc. dr hab. A. K. Teisseyre udostępnił mapy i nie opublikowane materiały prof. dr H. Teisseyre'a. Znaczną część dokumentacji fotograficznej wykonali K. Fedorowicz i P. Szewczyk. W czasie pisania pracy cennych rad udzielali: prof. dr inż. K. Birkenmajer, prof. dr St. Dżułyński, prof. dr hab. R. Gradziński, dr G. Haczewski, dr A. Haydukiewicz, dr St. Leszczyński, doc. dr hab. A. K. Teisseyre, prof. dr hab. inż. R. Unrug i dr B. Wajsprych.

Wszystkim wymienionym osobom autor składa serdeczne podziękowania.

#### LITERATURA

- AARIO R., 1972: Associations of Bed Forms and Paleocurrent Patterns in an Esker Delta, Haapajarvi, Finland. *Ann. Acad. Sc. Fennicae*, A III, 111, s. 1–55.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P., 1970: Olistostromes and Olistoliths. *Sedim. Geol.*, 4, s. 521–557.
- ALLEN J. R. L., 1964: Primary Current Lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, 3, s. 89–108.
- 1973: A. Classification of Climbing-Ripple Cross-Lamination. *J. Geol. Soc. Lond.*, 129, s. 537–541.
- ANDERTON R., 1976: Tidal-shelf Sedimentation: an Example from the Scottish Dalradian. *Sedimentology*, 23, s. 429–458.
- ANKETELL J. M., CEGŁA J., DŻUŁYŃSKI S., 1970: On the Deformational Structures in Systems with Reversed Density Gradients. Zaburzenia w układach o niestatecznym warstwowaniu gęstościowym. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, s. 3–30.
- ANKETELL J. M., DŻUŁYŃSKI S., 1969: Patterns of Density Controlled Convolutions Involving Statistically Homogeneous and Heterogeneous Layers. O wzorach przestrzennych zaburzeń konwolucyjnych w warstwach statystycznie jednorodnych i niejednorodnych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, s. 401–409.
- BAGNOLD R. A., 1954: Experiments on a Gravity-Free Dispersion of Large Solid Spheres in a Newtonian Fluid during Shear. *Proc. R. Soc. Lond.*, A225, s. 49–63.
- BARANOWSKI Z., 1977: Stan badań sedymentologicznych serii metamorficznych pochodzenia osadowego wschodniej części Gór Kaczawskich, [w:] Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentacji i tektoniki metamorfizmu kaczawskiego. Mat. Konferencji Terenowej, Złotyryja, 3–4 września 1977, s. 17–21.
- BEDERKE E., 1924: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. Pal.*, 2, s. 1–50.
- 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. Geol. Pal.*, 7, s. 429–532.
- BLUCK B. J., 1964: Sedimentation of an Alluvial Fan in Southern Nevada. *J. Sedim. Petrol.*, 34, s. 395–400.
- 1967: Deposition of some Upper Red Sandstone Conglomerates in the Clyde Area; a Study in the Significance of Bedding. *Scott. J. Geol.*, 3, s. 139–167.
- BOUMA A. H., 1962: Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, s. 168.
- BRENCHLEY P. J., NEWALL G., 1977: The Significance of Contorted Bedding in Upper Ordovician Sediments of the Oslo Region, Norway. *J. Sedim. Petrol.*, 47, s. 819–833.
- BRENCHLEY P. J., NEWALL G., STANISTREET I. G., 1979: A Storm Surge Origin for Sandstone Beds in an Epicontinental Platform Sequence, Ordovician, Norway. *Sedim. Geol.*, 22, s. 185–217.
- BULL W. B., 1964: Alluvial Fans and Near-surface Subsidence in Western Fresno County, California. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 437-A, s. 1–70.
- 1972: Recognition of Alluvial-Fan Deposits in the Stratigraphic Record, [w:] Recognition of Ancient Sedimentary Environments, red. J. K. Rigby, W. K. Hamblin, *SEPM Spec. Publ.*, 16, s. 63–83.

- BURKE K., 1967: The Yallahs Basin: a Sedimentary Basin Southwest of Kingston, Jamaica. *Marine Geol.*, 5, s. 45–60.
- CANT D. J., WALKER R. G., 1976: Development of a Braided-Fluvial Facies Model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. *Can. Earth Sc.*, 13, s. 102–119.
- CARTER R. M., 1975: A Discussion and Classification of Subaqueous Mass-transport with Particular Application to Grain-Flow, Slurry Flow, and Fluxoturbidites. *Earth Sc. Rev.*, 11, s. 145–177.
- CARTER R. M., NORRIS R. J., 1977: Redeposited Conglomerates in a Miocene Flysch Sequence at Blackmount, Western Southland, New Zealand. *Sedim. Geol.*, 18, s. 289–319.
- CEGŁA J., DŻUŁYŃSKI S., 1970: Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacialnym. Systems with Reversed Density Gradient and their Occurrence in Periglacial Zones. *Acta Univ. Wratisl., Stud. Geogr.*, 13, s. 17–42.
- CHOROWSKA M., 1978: Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). Visean Limestones in the Metamorphic Complex of the Kaczawa Mts (Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48, s. 245–261.
- CLIFTON H. E., 1973: Pebble Segregation and Bed Lenticularity in Wave-Worked versus Alluvial Gravel. *Sedimentology*, 20, s. 173–187.
- COLEMAN J. M., GAGLIANO S. M., 1965: Sedimentary Structures: Mississippi River Deltaic Plain, [w:] Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation, red. G. V. Middleton, *SEPM Spec. Publ.*, 12, s. 133–148.
- COOK H. E., McDANIEL P. N., MOUNTJOY E. W., PRAY L. C., 1972: Allochthonous Carbonate Debris Flows at Devonian Bank ("Reef") Margins, Alberta, Canada. *Can. Petrol. Geol. Bull.*, 20, s. 439–497.
- COLLINSON J. D., 1969: The Sedimentology of the Grinslow Shales and the Kinderscout Grit: a Deltaic Complex in the Namurian of Northern England. *J. Sedim. Petrol.*, 39, s. 194–221.
- COLLINSON J. D., ELLIOT T., READING H. G., 1976: Facies Models of Fluvial, Deltaic, and Submarine Fan Environments. Course book for professional geologists, Sedimentary Research Associates.
- CRAMER R., FINCKH L., ZIMMERMANN E., 1924: Blatt Schweidnitz und Erläuterungen. Berlin, 3–51.
- CROWELL J. C., 1957: Origin of Pebbly Mudstones. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68, s. 993–1010.
- CURRAY J. R., 1956: The Analysis of Two-Dimensional Orientation Data. *J. Geol.*, 64, s. 117–131.
- CURRY R. R., 1966: Observations of Alpine Mudflows in the Tenmile Range, Central Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, s. 771–776.
- DAMES W., 1868: Über die in der Umgebung Freiburgs auftretenden devonischen Ablagerungen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 20, s. 469–508.
- DATHE E., 1892: Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. *Abh. Preuss. Geol. L.-A. N. F.*, 13, s. 1–157.
- DATHE E., ZIMMERMANN E., 1912: Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Freiburg. *Preuss. Geol. L.-A.*, 145; 1–35.
- DAVIES J. C., WALKER R. G., 1974: Transport and Deposition of Resedimented Conglomerates: the Cap Enrage Formation, Cambro-Ordovician, Gaspé, Quebec. *J. Sedim. Petrol.*, 44, s. 1200–1216.
- DEEGAN C. E., 1973: Tectonic Control of Sedimentation at the Margin of a Carboniferous Depositional Basin in Kircudbrightshire. *Scott. J. Geol.*, 9, s. 1–28.
- DOTT R. H., Jr., 1963: Dynamics of Subaqueous Gravity Depositional Processes. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 47, s. 104–127.
- DUFF K., 1975: Palaeoecology of Bituminous Shale – the Lower Oxford Clay of Central England. *Palaeontology*, 18, s. 443–482.
- DUFF P. McL. D., HALLAM A., WALTON E. K., 1967: Cyclic Sedimentation. Elsevier, Amsterdam, s. 280.
- DŻUŁYŃSKI S., 1963: Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych. Directional Structures in Flysch. *Stud. Geol. Pol.*, 12, s. 9–136.
- DŻUŁYŃSKI S., RADOMSKI A., 1966: Experiments on Bedding Disturbances Produced by the Impact of Heavy Suspensions upon Horizontal Sedimentary Layers. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. géogr.*, 14, s. 227–230.
- DŻUŁYŃSKI S., ŻAK C., 1960: Środowisko sedymentacyjne piaskowców kambryjskich z Wiśniówki i ich stosunek do facji fliszowej. Sedimentary Environment of the Cambrian Quartzites in the Holy Cross Mts, Central Poland, and their Relationship to the Flysch Facies. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 30, s. 213–241.
- ELLENOR D. W., 1975: Sedimentology of the Middle Devonian Timor Limestone, Northwestern New South Wales, Australia. *Sedim. Geol.*, 13, s. 125–152.
- ERXLEBEN A. W., 1975: Depositional Systems in Canyon Group (Pennsylvanian System), North-Central Texas. *Rep. Invest. Bur. Econ. Geol.*, 82, s. 2–75.
- FISHER R. V., 1971: Features of Coarse-Grained, High Concentration Fluids and their Deposits. *J. Sedim. Petrol.*, 41, s. 916–927.
- FISHER R. V., MATTINSON J. M., 1968: Wheeler-Gorge Turbidite-Conglomerate Series, California; Inverse Grading. *J. Sedim. Petrol.*, 38, s. 1013–1023.
- FLORES R. M., 1975: Short-Headed Stream Delta: Model for Pennsylvanian Haymond Formation, West Texas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59, s. 2288–2301.
- FOLK R. L., ANDREWS P. B., LEWIS D. W., 1970: Detrital Sedimentary Rock Classification and Nomenclature for Use in New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 13, s. 937–968.
- FRIEDMAN G. M., SANDERS J. E., 1978: Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons, New-York, s. 792.
- GOLDRING R., BRIDGES P., 1973: Sublittoral Sheet Sandstones. *J. Sedim. Petrol.*, 43, s. 736–747.
- GONZALEZ-BONORINO G., MIDDLETON G. V., 1976: A Devonian Submarine Fan in Western Argentina. *J. Sedim. Petrol.*, 46, s. 56–69.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1976: Sedymentologia. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, s. 614.
- GUNIA T., 1962: Fauna otoczków wapieni a zagadnienie wieku zlepieńców Witoszowa (Dolny Śląsk). The Fauna of Limestone Pebbles and the Problem of Age of the Witoszów Conglomerates (Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34, s. 493–522.
- 1966: Fauna i wiek otoczków z kulmu Książa. Fauna and Age of Limestone Pebbles from the Culm of Książ. *Geologia Sudetica*, 2, s. 297–321.
- 1968: Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego

- dewonu depresji Świebodzić. On the Fauna, Stratigraphy and Conditions of Sedimentation of the Upper Devonian in the Świebodzić Depression (Middle Sudetes). *Geologia Sudetica*, 4, s. 115–220.
- GÜRICH G., 1909. Clymenienkalk von der Conradmühle in Polnitz bei Freiburg in Schlesien. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, 30, s. 341–344.
- HAMPTON M. A., 1972: The Role of Subaqueous Debris Flow in Generating Turbidity Currents. *J. Sedim. Petrol.*, 42, s. 775–793.
- 1975: Competence of Fine-Grained Debris-Flows. *J. Sedim. Petrol.*, 45, s. 834–844.
- 1979: Buoyancy in Debris Flows. *J. Sedim. Petrol.*, 49, s. 753–758.
- HARMS J. C., SOUTHARD J. B., SPEARING D. B., WALKER R. G., 1975: Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. *SEPM Short Course*, 2, s. 161.
- HEEZEN B. C., MENZIES R. J., SCHEIDER E. D., EWING W. M., GRANELLI N. C. L., 1964: Congo Submarine Canyon. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 48, s. 1126–1146.
- HENDRY H. E., 1973: Sedimentation of Deep Water Conglomerates in Lower Ordovician Rocks of Quebec – A Composite Bedding Produced by Progressive Liquefaction of Sediment? *J. Sedim. Petrol.*, 43, s. 125–136.
- HEWARD A. P., 1978a: Alluvial Fan and Lacustrine Sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cínera-Matallana and Sabero) Coalfields, Northern Spain. *Sedimentology*, 25, s. 451–488.
- 1978b: Alluvial Fan Sequence and Megasequence Models: with Examples from Westphalian D–Stephanian B Coalfields, Northern Spain, [w:] Fluvial Sedimentology, red. A. D. Miall, *Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, s. 669–702.
- HOEDEMAKER P. J., 1973. Olistostromes and other Delapsional Deposits, and their Occurrence in the Region of Moratalla (Prov. Murcia, Spain). *Scripta Geol.*, 19, s. 3–207.
- HOLMES A., 1965: Principles of Physical Geology. Nelson and Sons, London, s. 1288.
- HOWELL D. G., LINK M. H., 1979. Eocene Conglomerate Sedimentology and Basin Analysis, San Diego and the Southern California Borderland. *J. Sedim. Petrol.*, 49, s. 517–540.
- HUBERT C., LAJOIE J., LEONARD M. A., 1970: Deep Sea Sediments in the Lower Paleozoic Quebec Supergroup, [w:] Flysch Sedimentology in North America, red. J. Lajoie, *Can. Assoc. Geol., Spec. Paper*, 7, s. 103–125.
- INGERSOLL R. V., 1978: Submarine Fan Facies of the Upper Cretaceous Great Valley Sequence, Northern and Central California. *Sedim. Geol.*, 21, s. 205–230.
- JOHNSON A. M., 1970: Physical Processes in Geology. Freeman, San Francisco, s. 571.
- JOPLING A. V., WALKER R. G., 1968: Morphology and Origin of Ripple-Drift Cross-Lamination, with Examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. Sedim. Petrol.*, 38, s. 971–984.
- KELLING G., HOLROYD J., 1978: Clast Size, Shape, and Composition in some Ancient and Modern Fan Gravels, [w:] Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches, red. D. J. Stanley, G. Kelling, Dowden, Hutchison & Ross, Stroudsburg, s. 138–159.
- KELLING G., STANLEY D. J., 1976: Sedimentation in Canyon, Slope, and Base-of-Slope Environments, [w:] Marine Sediment Transport and Environmental Management, red. D. J. Stanley, D. J. Swift, Wiley and Sons, New York, s. 379–435.
- KLEIN DE VRIES G., 1971: A Sedimentary Model for Determining Paleotidal Range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, s. 2585–2592.
- KOMAR P. D., 1971. Hydraulic Jumps in Turbidity Currents. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, s. 1477–1488.
- KREBS W., 1974: Devonian Carbonate Complexes of Central Europe, [w:] Reefs in Time and Space, Selected Examples from the Recent and Ancient, red. L. F. Laporte. *SEPM Spec. Publ.*, 18, s. 155–208.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1958: Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim. Submarine Slumping in the Carpathian Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28, s. 123–150.
- KUENEN P. H., 1953: Graded Bedding with Observations on Lower Palaeozoic Rocks of Britain. *Verh. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Afd. Nat.*, 20, s. 1–47.
- 1958: Experiments in Geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 23, s. 1–28.
- 1966: Experimental Turbidite Lamination in a Circular Flume. *J. Geol.*, 74, s. 523–545.
- LARSEN V., STEEL R. J., 1978: The Sedimentary History of a Debris-Flow Dominated, Devonian Alluvial Fan – a Study of Textural Inversion. *Sedimentology*, 25, s. 37–59.
- LECOMPTE M., 1960: Compte rendu de la session extraordinaire de la Societe Geologique de Belgique et de la Societe Belge de Geologie, de Paleontologie et d'Hydrologie du 25 au 28 Septembre 1959. *Ann. Geol. Soc. Belg.*, 83, s. 134–145.
- LEWIS D. W., 1976: Subaqueous Debris Flows of Early Pleistocene Age at Moutunau, North Canterbury, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 19, s. 535–567.
- LINK M. H., 1975: Matilija Sandstone: a Transition from Deep-Water Turbidite to Shallow-Marine Deposition in the Eocene of California. *J. Sedim. Petrol.*, 45, s. 63–78.
- LOGAN B. W., REZAK R., GINSBURG R. N., 1964: Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. *J. Geol.*, 72, s. 68–83.
- LONG D. G. F., 1977: Resedimented Conglomerates of Huronian (Lower Aphebian) Age, from the North Shore of Lake Huron, Ontario, Canada. *Can. J. Earth Sc.*, 14, s. 2495–2509.
- LOWE D. R., 1975: Water Escape Structures in Coarse-Grained Sediments. *Sedimentology*, 22, s. 157–204.
- 1976: Grain Flow and Grain Flow Deposits. *J. Sedim. Petrol.*, 46, s. 188–199.
- 1979: Sediment Gravity Flows: their Classification and some Problems of Application to Natural Flows and Deposits. *SEPM Spec. Publ.*, 27, s. 75–82.
- LUSTIG L. K., 1965: Clastic Sedimentation in Deep Springs Valley California. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 352F, s. 131–192.
- ŁYDKA K., 1963: Petrografia i paleografia górnego dewonu synkliny Pogorzały (Sudety Środkowe). Petrography and Paleogeography of the Upper Devonian of the Pogorzała Syncline (Middle Sudetes). *Arch. Miner.*, 34, s. 141–223.
- MARSCHALKO R., 1973: Boulder Beds in Flysch and Reconstruction of their Transport Mechanism on the Basis of Sedimentary Structures (Inner Carpathian Paleogene Flysch of the Kamienica Structural Zone). Proceedings



- of the X<sup>th</sup> Congress CBGA, Section II – Sedimentology, 8, s. 113–122.
- MCCABE P., 1978: The Kinderscoutian Delta (Carboniferous) of Northern England: a Slope Influenced by Density Currents, [w:] Sedimentation in Submarine Canyons, Frans, and Trenches, red. D. J. Stanley, G. Kelling. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, s. 116–126.
- MCGHEE JR G. R., 1976: Late Devonian Benthic Marine Communities of the Central Appalachian Allegheny Front. *Lethaia*, 2, s. 11–136.
- MCGOWEN J. H., 1970: Gum Hollow Fan-Delta, Nueces Bay, Texas. *Rep. Inv. Bur. Econ. Geol.*, 69, s. 1–91.
- MCGOWEN J. H., GROAT C. G., 1971: Van Horn Sandstone, West Texas: an Alluvial Fan Model for Mineral Exploration. *Rep. Inv. Bur. Geol. Univ. Texas*, 72, s. 1–57.
- MENARD H. W., 1964: Marine Geology. McGraw-Hill, New York, ss. 271.
- MIALL A. D., 1977: A Review of the Braided-River Depositional Environments. *Earth Sc. Rev.*, 13, s. 1–62.
- 1978: Tectonic Setting and Syndepositional Deformation of Molasse and other Nonmarine-paralic Sedimentary Basins. *Can. Earth Sc.*, 15, s. 1613–1632.
- MIDDLETON G. V., 1967: Experiments on Density and Turbidity Currents. III. Deposition of Sediment. *Can. Earth Sc.*, 4, s. 475–505.
- 1970: Experimental Studies Related to Problems of Flysch Sedimentation, [w:] Flysch Sedimentology in North America, red. J. Lajoie. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 7, s. 253–272.
- MIDDLETON G. V., HAMPTON M. A., 1976: Subaqueous Sediment Transport and Deposition by Sediment Gravity Flows, [w:] Marine Sediment Transport and Environmental Management, red. D. J. Stanley, D. J. P. Swift. John Wiley & Sons. New York, s. 197–218.
- MORRIS R. C., 1971: Classification and Interpretation of Disturbed Bedding Types in Jackfork Flysch Rocks (Upper Mississippian) Ouachita Mountains, Arkansas. *J. Sedim. Petrol.*, 41, s. 410–424.
- NELSON C. H., KULM L. D., 1973: Submarine Fans and Deep-Sea Channels, [w:] Turbidites and Deep-Water Sedimentation. SEPM (Pacific Section), Short Course Lecture Notes, s. 39–70.
- NEMEC W., PORĘBSKI S. J., STEEL R. J., 1980: Texture and Structure of Resedimented Conglomerates: Examples from Książ Formation (Famennian-Tournaisian), South-western Poland. *Sedimentology*, 27, s. 519–538.
- NEWTON R. S., 1968: Internal Structures of Wave-Formed Ripple-Marks in the Nearshore Zone. *Sedimentology*, 11, s. 275–292.
- NORMARK W. R., 1978: Fan Valleys, Channels, and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans; Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. *Am. Assoc. Petrol. Bull.*, 62, s. 912–931.
- PAWLIK D., 1939: Zur Stratigraphie des südlichen Freiburger Oberdevongebietes (Schlesien). *Neues Jb. Miner. Beil.*, 81, s. 23–60.
- PEROŃ J., NEMEC W., 1977: Statystyczne zestawianie pomiarów struktur geologicznych – program komputerowy dla wykonywania diagramu konturowego. Statistical Computation of Geological Orientation Data – a Computer Program for Density Data. *Kwart. Geol.*, 21, s. 633–647.
- PETTIJOHN F. J., 1975: Sedimentary Rocks. Third edition. Harper and Row, New York, s. 628.
- PIPER D. J. W., 1970: A Silurian Deep Sea Fan Deposits in Western Ireland and its Bearing on the Nature of Turbidity Currents. *J. Geol.*, 78, s. 509–522.
- 1972: Turbidite Origin of some Laminated Mudstones. *Geol. Mag.*, 109, s. 115–126.
- 1978: Turbidite Muds and Silts on Deep Sea Fans and Abyssal Plains, [w:] Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches, red. D. J. Stanley, G. Kelling. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, s. 163–176.
- PLAYFORD P. E., COCKBAIN A. E., DRUCE E. C., WRAY J. L., 1976: Devonian Stromatolites from the Canning Basin, Western Australia, [w:] Stromatolites, red. M. Walter. Elsevier, Amsterdam, s. 543–563.
- PRICE I., 1977: Deposition and Derivation of Clastic Carbonates on a Mesozoic Continental Margin, Othris, Greece. *Sedimentology*, 24, s. 529–546.
- RAAF J. F. M. De, BOERSMA J. R., GELDER A. Van, 1977: Wave-generated Structures and Sequences from a Shallow Marine Succession. *Sedimentology*, 24, s. 451–483.
- RAAF J. F. M. De, READING H. G., WALKER R. G., 1965: Cyclic Sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon, England. *Sedimentology*, 4, s. 1–52.
- RAFF R. A., RAFF E. C., 1970: Respiratory Mechanisms and the Metazoan Fossil Record. *Nature*, 228, s. 1003–1005.
- READING H. G. (ed), 1978: Sedimentary Environments and Facies. Blackwell, Oxford, s. 557.
- REES A. I., 1966: Some Flume Experiments with a Fine Silt. *Sedimentology*, 6, s. 209–240.
- REINECK H. E., SINGH I. B., 1973: Depositional Sedimentary Environments. Springer Verlag, Berlin, s. 439.
- REINECK H. E., WUNDERLICH F., 1968: Classification and Origin of Flaser and Lenticular Bedding. *Sedimentology*, 11, s. 99–104.
- RICCI LUCCHI F., 1975: Depositional Cycles in Two Turbidite Formations of the Northern Apennines (Italy). *J. Sedim. Petrol.*, 45, s. 3–43.
- ROCHELEAU M., LAJOIE J., 1974: Sedimentary Structures in Resedimented Conglomerate of the Cambrian Flysch, L'Islet, Quebec Appalachians. *J. Sedim. Petrol.*, 44, s. 826–836.
- RÓŻKOWSKA M., 1962: Dewońskie wapienie koralowe nad jeziorem Daisy k/Mokrzyszowa. *Biul. Inf. PTMNoZ, Kolo w Walbrzychu*, s. 3–5.
- RUST B., 1975: Fabric and Structure in Glaciofluvial Gravels, [w:] Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, red. A. V. Jopling, B. C. McDonald. *SEPM Spec. Publ.*, 23, s. 238–248.
- SANDERS J. E., 1956: Primary Sedimentary Structures Formed by Turbidity Currents and Related Resedimentation Mechanisms, [w:] Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation, red. G. V. Middleton. *SEPM Spec. Publ.*, 12, s. 192–219.
- 1963: Concepts of Fluid Mechanics Provided by Primary Sedimentary Structures: *J. Sedim. Petrol.*, 33, s. 173–179.
- SCHINDEWOLF O. H., 1921: Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 73, s. 137–223.
- 1926: Einige Bemerkungen über das Sphaerocodienkonglomerat von Alt-Liebichau bei Freiburg in Niederschlesien. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 77, s. 84–95.
- SCHULTHEIS N. H., MOUNTJOY E. W., 1978: Cadomin

- Conglomerate of Western Alberta – a Result of Early Cretaceous Uplift of the Main Ranges. *Can. Petrol. Geol. Bull.*, 26, s. 297–342.
- SCOTT K. M., 1966: Sedimentology and Dispersal Pattern of a Cretaceous Flysch Sequence, Patagonian Andes, Southern Chile. *Am. Assoc. Petrol. Bull.*, 50, s. 72–107.
- SHANMUGAM G., WALKER K. R., 1978: Tectonic Significance of Distal Turbidites in the Middle Ordovician Blockhouse and Lower Sevier Formations in East Tennessee. *Am. J. Sc.*, 278, s. 551–578.
- SNEH A., 1979: Late Pleistocene Fan-Deltas along the Dead Sea Rift. *J. Sedim. Petrol.*, 49, s. 541–552.
- STEEL R. J., 1974: New Red Sandstone Floodplain and Piedmont Sedimentation in the Hebridean Province, Scotland. *J. Sedim. Petrol.*, 44, s. 336–357.
- STEEL R. J., AASHEIM S. M., 1978: Alluvial Sand Deposition in a Rapidly Subsiding Basin (Devonian, Norway), [w:] *Fluvial Sedimentology*, red. A. D. Miall. *Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, s. 385–412.
- STEEL R. J., MEAHLE S., NILSEN H., RØF S. L., SPINNANGR A., 1977: Coarsening-upward Cycles in the Alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway: Sedimentary Response to Tectonic Events. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, s. 1124–1134.
- STEEL R. J., WILSON A. C., 1975: Sedimentation and Tectonism (?Permo-Triassic) on the Margin of the North Minch Basin, Lewis. *J. Geol. Soc. Lond.*, 131, s. 183–202.
- STANLEY D. J., 1969: Sedimentation in Slope and Base-of-slope Environments, [w:] *The New Concepts of Continental Margin Sedimentation; Application to the Geological Record*, red. D. J. Stanley. AGI Short Course Lecture Notes; DJS-81 – DJS-8-25.
- STURM M., MATTER A., 1978: Turbidites and Varves in Lake Brienz (Switzerland): Deposition of Clastic Detritus by Density Currents, [w:] *Modern and Ancient Lake Sediments*, red. A. Matter, M. E. Tucker. *Int. Assoc. Sedim., Spec. Publ.*, 2, s. 147–168.
- SURLYK F., 1975: Fault Controlled Marine Fan-delta Sedimentation at the Jurassic-Cretaceous Boundary, East Greenland. *IX<sup>th</sup> Int. Cong. Sedim.*, 4, 2, s. 305–312.
- 1978: Submarine Fan Sedimentation along Fault Scarps on Tilted Fault Blocks (Jurassic-Cretaceous Boundary, East Greenland). *Gron. Geol. Undersog.*, 128, s. 1–108.
- SYKES R. M., BRAND R. P., 1976: Fan-Delta Sedimentation: an Example from the Late Jurassic–Early Cretaceous of Milne Land, Central East Greenland. *Geol. en Mijnbouw*, 55, s. 195–203.
- ŚLĄCZKA A., UNRUG R., 1976: Trends of Textural and Structural Variation in Turbidite Sandstones; the Cergowa Sandstone (Oligocene, Outer Carpathians). Zmienność cech teksturalnych i strukturalnych w piaskowcach turbidytowych: piaskowce cergowskie (oligocen, Karpaty Zewnętrzne). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, s. 55–75.
- ŚRODOŃ J., 1974: An Interpretation of Climbing-Ripple Cross-Lamination. Interpretacja riplemarków wstępujących. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44, s. 449–473.
- TEICHERT C., 1958: Cold and Deep-Water Coral Banks. *Am. Assoc. Petrol. Bull.*, 42, s. 1064–1082.
- TEISSEYRE A. K., 1975: Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and Paleogeography of the Kulm Alluvial Fans in the Western Intrasudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland). *Geologia Sudetica*, 9 (2), s. 5–135.
- 1977: Odslonięcie brekcji kulmowych w Miskowicach (Sudety Środkowe) i konieczność jego ochrony jako pomnika przyrody. Outcrop of Breccia in Miskowice (Middle Sudetes) as a Monument of Nature. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Miner.*, 378, 183–205.
- TEISSEYRE H., 1948: Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach w roku 1947. On Geological Investigations in the Sudeten Carried out during the Summer Season 1947. *Bad. Fizj. nad Polską Zachodnią*, 1, s. 5–47.
- 1952: Zagadnienie utworów dewońskich i diabazów w Strumyku na północ od Wałbrzycha (Sudety Środkowe). The Upper Devonian and Diabases in the Locality Strumyk, North of Wałbrzych (Central Sudeten). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21, s. 296–310.
- 1956a: Depresja Świebodzie jako jednostka geologiczna. Świebodzińska Depresja as a Geological Unit. *Biul. Inst. Geol.*, 106, s. 5–48.
- 1956b: Sedymentacja górnego dewonu Pogorzały i Witoszowa (Sudety Środkowe). On Upper Devonian Sedimentation in Pogorzała and Witoszów (Middle Sudeten, Poland). *Acta Geol. Pol.*, 6, s. 227–251.
- 1957: Depresja Świebodzie, [w:] *Regionalna geologia Polski*, red. M. Książkiewicz. Kraków, 3, s. 93–109.
- 1960: Karbon dolny Sudetów Środkowych. The Lower Carboniferous of the Middle Sudeten. *Ann. Silesiae*, 1, s. 411–452.
- 1968: Stratigraphy and Tectonics of the Świebodzińska Depression. Stratygrafia i tektonika depresji Świebodzińskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 222, s. 77–106.
- TEISSEYRE J., 1962: Budowa geologiczna elementu Struga. Structural Features and Development of the Struga Element in the Middle Sudeten. *Acta Geol. Pol.*, 12, s. 393–429.
- THAYER C. W., 1974: Marine Paleogeology in the Upper Devonian of New York. *Lethaia*, 15, s. 121–155.
- TSIEN H. H., 1971: The Middle and Upper Devonian Reef Complexes of Belgium. *Petrol. Geol. Taiwan*, 8, s. 119–173.
- TSIEN H. H., DRICOT E., 1977: Devonian Calcareous Algae from the Dinant and Namur Basins, Belgium, [w:] *Fossil Algae*, red. E. Flügel. Springer Verlag, Berlin, s. 344–350.
- UNRUG R., 1959: Spostrzeżenia nad sedymentacją warstw lgockich. On the Sedimentation of Lgota Beds (Bielsko Area, Western Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29, s. 197–225.
- 1963: Warstwy istebniańskie – studium sedymentologiczne. Istebna Beds – a Fluxoturbidity Formation in the Carpathian Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33, s. 49–92.
- URBANEK Z., 1975: On the Occurrence of Upper Devonian Rocks in the Epimetamorphic Complex of the Kaczawa Mountains (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. géogr.*, 22, s. 171–176.
- WAGNER R. H., PARK R. K., WINKLER PRINS C. F., LYS M., 1973: The Post-Leonian Basin in Palencia: a Report on the Stratotype of the Cambrian Stage, [w:] *Symposium on Carboniferous Stratigraphy*, red. V. M. Holub, R. H. Wagner. *Spec. Publ. Geol. Surv.*, Prague, s. 89–146.
- WALKER R. G., 1965: The Origin and Significance of the

- Internal Sedimentary Structures of Turbidites. *Proc. Yorksh. Geol. Soc.*, 35, s. 1–32.
- 1966: Shale Grit and Grindslow Shales; Transition from Turbidite to Shallow Water Sediments in the Upper Carboniferous of northern England. *J. Sedim. Petrol.*, 36, s. 90–114.
  - 1967: Turbidite Sedimentary Structures and their Relationship to Proximal and Distal Depositional Environments. *J. Sedim. Petrol.*, 37, s. 25–43.
  - 1975: Generalized Facies Models for Resedimented Conglomerates of Turbidite Association. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, s. 737–748.
  - 1977: Deposition of Upper Mesozoic Resedimented Conglomerates and Associated Turbidites in Southwestern Oregon. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, s. 272–285.
  - 1978: Deep Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. *Am. Assoc. Petrol. Bull.*, 62, s. 932–966.
- WAEVER J. D., 1976: Seismically-Induced Load Structures in the Basal Coal Measures, South Wales. *Geol. Mag.*, 113, s. 535–543.
- WALTON E. K., 1967: The Sequence of Internal Structures in Turbidites. *Scott. J. Geol.*, 3, s. 306–317.
- WILSON J. L., 1975: Carbonate Facies in Geologic History. Springer Verlag, Berlin, s. 471.
- WINN R. D., DOTT JR R. H., 1977: Large-Scale Traction Produced Structures in Deep-Water Fan Channel Conglomerates in Southern Chile. *Geology*, 5, s. 41–44.
- WRAY J. L., 1972: Environmental Distribution of Calcareous Algae in Upper Devonian Reef Complexes. *Geol. Rundschau*, 61, s. 578–584.
- ZIMMERMANN E., 1911: Konglomerat mit Sphaerocodium und Spirifer verneuili aus Kalkgraben bei Liebichau unweit Freiburg in Schlesien. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 63, s. 35–66.
- ZIMMERMANN F., 1936: Das Alter der Gneiskonglomerate des „Fürstensteiner Kulms“. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, 56, s. 205–207.

## ŚWIEBODZICE SUCCESSION (UPPER DEVONIAN – LOWEST CARBONIFEROUS; WESTERN SUDETES): A PROGRADING, MASS-FLOW DOMINATED FAN-DELTA COMPLEX\*\*

**ABSTRACT.** The Świebodzice succession (ca. 4000 m thick) makes a complex prism of mainly terrigenous, immature clastic sediments which were accumulated in strongly subsiding marine basin in a front of rising Precambrian and old-Palaeozoic massifs. The intertonguing of coarse conglomerate-sandstone bodies with fossiliferous mudstones typifies the Świebodzice succession. The succession is thought to represent the deposits of submerged portions of fan-delta complex which was fed by alluvial fans developed along active fault scarp that bounded a nearby source land.

Ten lithofacies are identified and described within the deposits under consideration. The facies are grouped into five facies associations which are interpreted to represent fan-delta slope consisting of laterally linked proximal depositional lobes (V), distal lobes (IV), distal slope channels (III), lobe fringes (II)

and inter-lobe/basin plain areas (I). The sedimentation in submerged parts of fan-delta complex took place mainly from sediment gravity flows, including debris flows, density-modified grain flows and turbidity currents, which were initiated by flood-generated, heavily-laden river currents that reached fan-delta slopes. The occurrence and stacked nature of large-scale coarsening sequences identified in the succession are explained as the result of basin-wide progradational phases which took place in response to periodic uplift of source areas.

Basing on conglomerate thickness/size relationships, it is suggested that within gravely depositional lobe the relative downcurrent position of orthoconglomerate bed types may be as follows: inverse graded, massive (ungraded), inverse-to-normally graded, normally graded, and normally graded with stratified sandstone top.

### Summary

### INTRODUCTION

The Świebodzice Depression, which contains studied sedimentary succession, is a small lozenge-shaped geological unit of the Western Sudetes (fig. 1). Structurally the unit forms a synclinorium, which has a roughly east-west axis and is almost entirely composed of clastic sedimentary rocks of Upper Devonian – lowest Carboniferous age. Prominent faults bound the depression from the Precambrian gneiss massif of the Góry Sowie in the south, the Lower Carboniferous continental deposits of the Intrasudetic Basin in the west, and the Tertiary and Quaternary deposits of the For-sudetic Block in the east. The northern border of the Świebodzice Depression runs along thrust contacts with Variscan units of the Góry Kaczawskie (Mts), which comprise the Proterozoic(?) – Lower Carboniferous eugeosynclinal sequence consisting mainly of low-rank metamorphosed sedimentary rocks and basic volcanics.

During Middle Devonian, the area which now constitutes the Świebodzice Depression was affected by marine transgression which probably flooded also areas to the south. Following the first pulses of the Variscan orogenic activity, the Sowie Góry gneissic block and its western, old-Palaeozoic epimetamorphic cover (now probably buried under the Upper Palaeozoic and Mesozoic deposits of the Intrasudetic Basin) underwent a strong uplift, due to which great

quantities of very coarse debris were shed to a strongly subsiding marine basin that developed along the northern periphery of the Sowie Góry Massif.

The clastic material was stored within an alluvial fan system developed along syndepositionally active fault scarp which bounded a nearby southern source land. Progradation of the alluvial fans into the marine area combined with high subsidence of the basin floor resulted in the formation of thick (ca. 4000 m) sedimentary succession – called here informally the Świebodzice succession – which spans the stratigraphic interval between late Frasnian and (?) early Tournaisian. A complex intertonguing of very coarse, petromict conglomerates and coarse immature sandstones with fossiliferous mudstones and flysch-like sequences typifies the Świebodzice succession.

By definition, where alluvial fans enter directly a body of standing water fan delta results (Holmes 1965). There are only very few descriptions of ancient fan-delta successions generated in tectonically active settings (Surlyk 1975; Carter, Norris 1977; Howell, Link 1979). The purpose of this paper is to describe facies, facies associations and to analyse them in terms of specific depositional mechanism and processes which might have operated in such fault-controlled, marginal marine environment.

\* Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, ul. Senacka 3, 31-002 Kraków

\*\* The work completed under the Polish Academy of Sciences Research Project MR 1-16.

## GENERAL LITHOLOGY AND STRATIGRAPHY

The Świebodzice succession is a 3200–4500 m thick basin-fill sequence which shows distinct bi-partition in its vertical profile. The lower part (1200–1500 m thick) consists of conglomerate – coarse sandstone bodies which are enclosed within mudstone/sandstone lithosomes containing locally small lenses of coral limestone. The upper part (2000–3000 m) is made up of very coarse, thick bedded conglomerates interlayered with coarse to medium sandstones with only rare finer interbeds. The Świebodzice succession is divided into five lithostratigraphic units (fig. 3). Because of the absence of widespread correlative horizons and the lack of good biostratigraphic control, the correlations between distinguished units are based on lithologic similarities and overall stratigraphic sequences and, thus, are not completely reliable.

The oldest deposits of the Świebodzice succession are represented by the Pogorzała Formation (Upper Frasnian to Upper Famennian), which consists of 1300 m petromict conglomerates, coarse lithic sandstones interlayered with dark mudstones, siltstones and medium to fine, thin bedded sandstones. The mudstones contain marine fauna including brachiopods, pelecypods, gastropods, goniatites and orthocerases, which are restricted to thin beds comprising a small percentage of the Pogorzała fine-grained sediment. Locally, the mudstones embody small biomicrite and biomicrudite banks with abundant *Rugosa* and *Tabulata* colonies. In the southern part of the depression the Pogorzała Formation rests on gneisses of the Sowie Góry Massif, whilst in the north its basement is unknown. The thickest of the Pogorzała coarse sandstone-conglomerate bodies occurs in the southern part of the Pogorzała Syncline (figs 1 and 3), where it has been distinguished as the Lipina Conglomerate Member (Upper Frasnian – Lower Famennian). The Lipina Member attains 550 m in thickness and consists mainly of pebbly to cobbly, clast-supported conglomerates of extremely variable clast petrographic composition. The conglomerates are interbedded with coarse, graded or massive lithic sandstones rarely showing traces of cross-stratification. Few thin interbeds of lenticular-laminated mudstones have been recorded at the base and top of the member.

Toward the north, at least the upper part of the Pogo-

rzała Formation is replaced by minimum 350 m thick sequence of dark mudstones, siltstones and medium to fine sandstones, distinguished here as the Pelcznica Formation (figs 1 and 3). Most of these siltstone and sandstone beds exhibit features indicative of deposition from waning turbulent suspensions (e.g. erosive or loaded bases, distribution grading, convoluted climbing-ripple lamination etc.). Few small biomicrite lenses occurring within the mudstones have yielded trylobite and clymenid remains, which date the middle (?) part of the formation as the Upper Famennian (Gunia 1968). The Pelcznica Formation passes gradationally upward (fig. 4) into 2500–3000 m thick conglomerate-sandstone sequence (Famennian-Lower Tournaisian; F. Zimmerman 1936; Gunia 1968; H. Teisseyre 1968), which is divided on the basis of clast composition into two facies (H. Teisseyre 1948, 1957): the Książ Formation (eastern facies) containing mainly high grade metamorphic detritus from the Sowie Góry gneissic block, and the Chwaliszów Formation (western facies) consisting of petromict conglomerates (fig. 1 and tab. 1).

The Książ Formation consists mainly of thick-bedded, clast- and matrix-supported conglomerates often with boulders up to 2 m of angular or poorly rounded gneisses and migmatites, which are set in a matrix of coarse, extremely immature lithic sandstone. Grading of inverse, inverse-to-normal, and normal type is common both in clast- and matrix-supported varieties. The interbedded sandstones are massive or normally graded. Locally, in lower part of the formation, there occur thin zones of pebbly mudstone.

The Chwaliszów Formation consists of pebble to boulder, clast-supported conglomerates interbedded with massive, graded and rarely cross-stratified lithic sandstones. Zones of intertonguing of the Chwaliszów type conglomerate with that of the Książ Formation are exposed in the Pelcznica River gorge (figs 1 and 33). In the northwestern part of the Świebodzice Depression, the Chwaliszów Formation is unconformably overlain by conglomerates, sandstones, and mudstones with coal seams of late Viséan/early Namurian age. This discordance is referred to one of the Bretonian tectonic phases (H. Teisseyre 1968).

## PREVIOUS WORK

The rocks of the Świebodzice Depression were first mapped in the scale of 1:25000 by Berg, Dathe and E. Zimmermann (1906, Sheet Świebodzice) and Cramer, Finckh and E. Zimmermann (1907–1921; Sheet Świdnica). Other works in this region have been mostly of a stratigraphical nature (e.g. Dames 1868; Schindewolf 1921, 1926; Bederke 1924, 1929; Pawlik 1939; Gunia 1962, 1966, 1968). Important contributions concerning mainly the tectonic evolution of the Świebodzice Depression and its relationship to the surrounding units were given by H. Teisseyre (1948, 1952, 1956a, 1957, 1960, 1968), who also presented a new

cartographic interpretation. Petrography of the rocks of the Pogorzała Formation was portrayed by Łydka (1963) and their sedimentological interpretation was given by H. Teisseyre (1956b). Except for this latter paper no detailed sedimentological studies have been carried out there hitherto. Most earlier authors interpreted the Świebodzice succession in terms of fluvial and deltaic/marginal marine environments (e.g. Cramer *et al.* 1924; Bederke 1924, 1929; H. Teisseyre 1956b, 1968; Łydka 1963). A full review of the results of previous investigations is summarized by Gunia (1968, p. 117–120).

## FACIES ANALYSIS

The conventional, two-step technique of facies analysis was applied for reconstruction of depositional system (comp. de Raaf *et al.* 1965; Collinson 1969). Within measured sections (about 1200 m of aggregate thickness) ten facies were distinguished and interpreted in terms of depositional mecha-

nisms. The facies were next grouped in genetically related assemblages forming five facies associations which were then interpreted in terms of specific processes considered to have been operated in particular subenvironments of the depositional system.

## FACIES A: HOMOGENEOUS MUDSTONES

**Description.** This facies comprises dark gray to black mudstones and silty mudstones consisting mainly of chlorite-mica mass with dispersed quartz and feldspar silt grains. Carbonized fine plant detritus and euhedral pyrite are common. The mudstones contain relatively rare and poorly preserved marine fauna dominated by pelecypods, brachiopods, tentaculites and orthocerases. This facies occurs as a few metres thick units lacking any interbeds of other lithologies or, more commonly, it forms a framework for coarser grained facies.

**Interpretation.** The homogeneous mudstones were probably deposited slowly from suspension in quiet water in conditions of oxygen deficiency.

## FACIES B: PARALLEL-LAMINATED MUDSTONES

**Description.** This facies is formed of dark gray mudstones containing parallel-laminated, silt-enriched portions (pl. I, 1, and 2). The silt laminae range in thickness from 1 to 5 mm and commonly show normal grading from 0.07 mm at the base to 0.01 mm at top, on the average. The thickness of mud laminae does not exceed 2 mm. The siltstone/mudstone laminae often form 2–16 cm thick graded sets, which sometimes start with very thin zone of cross-lamination and are capped by bioturbated mudstone (pl. I, 1). The bases of the sets are erosive or loaded; load casts are also common at the bases of the individual silt laminae (pl. I, 2).

**Interpretation.** The very fine grain size, the presence of graded laminated sets with cross-laminated division overlain by parallel laminated one, and the common occurrence of load casts at the silt laminae bases all suggest that this facies originated from decelerating suspension currents. The alternation of silt and mud laminae was the result of deposition of silt in bedload followed by deposition of suspended mud due to velocity fluctuation of the moving suspension, which is a process described by Piper (1972, 1978).

## FACIES C: RIPPLE-LAMINATED MUDSTONES

**Description.** This facies consists of dark gray mudstones which contain lenticular and wavy laminated siltstone portions (pl. I, 3). The ripple lenses are asymmetric in *ac* section, their crests are rounded and the foreset lamination delineated by mud flakes. The dips of cross-laminae are unidirectional in a single ripple train, but some adjoining trains can differ in cross-laminae orientations up to 150° (pl. II, 2), although the latter case is uncommon. Soft-sediment deformations comprising flame structures, pseudonodules and small contortions of silt laminae are very common (pl. III, 3 and 4). A few Chondrites(?) burrows were recorded; in places bioturbation led to almost complete obliteration of the primary lamination (pl. III, 2).

The isolated ripples vary in thickness along a single ripple train and sometimes they can be observed to pass laterally into thin, graded sandstone beds. These are medium to very fine lithic arenites ranging in thickness from 1 to 15 cm, 3.5 cm on the average (pl. II). They always show sharp, erosive or loaded bases displaying groove, prod, rarely flute casts. The tops of the beds are commonly sharply accentuated against the overlying mudstone and covered by asymmetric, sinuous ripples.

This facies occurs as several metres thick units intercalated with homogeneous mudstones or, most commonly, it

forms pelite intervals between sandstone beds referred herein to as the facies D: graded, laminated sandstones.

**Interpretation.** Heterolithic character of facies C mudstones indicates, that they were deposited in conditions of a changing current activity. The periods of slack water sedimentation of mud were interrupted by phases of deposition of the bed load material in the form of ripples when current activity increased. Such depositional regime is mainly typical of mud tidal flats. However, the association of the ripple-laminated mudstones with the graded sandstone beds and the lack of other indicators of tidal flat deposition suggest, that the ripple-lamination in facies C units owes its origin to a late-stage, tractional phase of deposition from suspension currents which periodically carried silt and sand material in an environment of mud deposition below normal wave base. A tendency for irregular lenticular bedding is a common feature of many recent and ancient turbidite silt beds (Piper 1978); it also typifies distal storm layers (Ander-ton 1976).

## FACIES D: GRADED, LAMINATED SANDSTONES

**Description.** This facies covers a wide range of grain sizes from very fine to coarse sandstone. The sandstones are poorly sorted lithic arenites and wackes with mud matrix varying between 6.5 and 30%. They occur in the form of parallel-sided beds ranging in thickness from 1 to 90 cm (pl. IV, 1). Bases are sharp and display prods and grooves; flutes are very rare. Diffuse and sharp tops are equally common. Plant detritus often showing bi-modal orientation (pl. IV, 2) is very abundant. A few incomplete brachiopod shells were found in structureless division of two beds. Three types of sandstone beds differing in sedimentary structure assemblages have been distinguished.

**Subfacies D1.** These are fine, climbing-ripple cross-laminated sandstones (pl. V, 1 and 2). Most often the top of cross-laminated division is convoluted and passes upwards into parallel laminated siltstone; this is accompanied with the decrease in grain size. Some rare cross-laminated beds are inverse graded and show an upward transition from the S type of climbing ripples to type B (Jopling, Walker 1968) which, in turn, is gradationally overlain by parallel laminated division (pl. V, 1).

**Subfacies D2.** These are fine to medium-grained sandstones with plane, parallel lamination (pl. VI, 1). Most of the beds (70%) show in their topmost part normal grading and the transition into the overlying mudstone is commonly sharp without a ripple phase.

**Subfacies D3.** These are coarse to very fine sandstones with massive, plane parallel, and cross-laminated division always vertically organised in a form being a part of the Bouma ideal turbidite sequence. Most common is sequence T<sub>ab</sub> (60% of beds), and T<sub>abc</sub> (pl. VI, 2 and 3) is also very frequent (20%). In the bottommost portion of three beds, a few centimetres thick interval with diffuse parallel lamination was seen to be overlain by graded structureless division.

The sandstones of facies D are interbedded with ripple-laminated and homogeneous mudstones; soft-sediment deformations, including flames, ball-and-pillow structures, and mud dykes (fig. 7), are very common. Two slumped sandstone units were also recorded.

**Interpretation.** The parallel-sided geometry, sharp bases, graded nature of the beds and common occurrence of sedimentary structure diagnostic of deposition from waning turbulent suspensions strongly suggest, that these sandstones are turbidites. However, the sharp tops of many beds and

the occasionally found sequence of sedimentary structures indicative of deposition in conditions of an increasing flow power may indicate that the sandstones under consideration are not, in general, classical slump-generated turbidites. Their origin from storm currents or river-generated density current of fluctuating strength is possible (comp. McCabe 1978).

FACIES E: COARSE, MASSIVE OR GRADED SANDSTONES

**Description.** This facies consists of medium to very coarse, partly conglomeratic sandstones which commonly show coarse-tail grading (pl. VIII, 2 and pl. XIV, 1). They are up to 5 m thick, however, thicker units show signs of amalgamation. The bases of the beds are sharp, flat and no sole marks have been found. About 40% of the beds display crude, plane parallel lamination in their topmost part; some of them show a few centimetres thick interval of inverse grading at the base. The graded sandstones are associated with the un laminated (structureless) and ungraded ones showing the same thickness and textural characteristics as the graded sandstones. Both types of sandstone are commonly interbedded with orthoconglomerates, rarely they accompany the fine-grained facies.

**Interpretation.** The lower, structureless part of the graded beds and their upper, parallel-laminated one may correspond to the A and B divisions of the Bouma turbidite sequence, and were deposited in upper flow regime under conditions of decreasing flow power. The zone of inverse grading, occasionally met at the base of some graded beds, suggests deposition from concentrated dispersion, where dispersive pressure generated by grain collision maintained the dispersed phase against gravity in the immediately pre-depositional stage. Accordingly, the graded sandstone beds are interpreted as originated from flows transitional between high density turbidity currents and density-modified grain flows (comp. Lowe 1976). The close association of the graded sandstone beds with those lacking lamination and size grading suggests, that these latter might have been formed through rapid deposition from high-concentrated sediment gravity flows.

FACIES F: STRATIFIED CONGLOMERATIC SANDSTONES

**Description.** This facies consists of medium to very coarse sandstone beds with horizontal or cross-lamination marked by the presence of crude sandy and pebble-enriched laminae (fig. 8). The beds are lenticular in shape, often filling erosional channels cut within orthoconglomerates, and range in thickness from 40 to 250 cm. The cross-stratification is mainly of a micro-delta type 8. A); trough cross-stratified sets are very rare and never exceed 50 cm in thickness.

This facies is volumetrically insignificant within the Świebodzice succession and mainly occurs in the form of thin interbeds within the orthoconglomerates of the uppermost part of the Chwaliszów Formation.

**Interpretation.** The segregation of clastic material into sandy and pebble-enriched laminae indicates transport and deposition from strongly turbulent traction currents. The presence of pebbles up to a few centimetres in diameter in the parallel laminated sandstone suggests, that the stratification was formed under upper flow regime. The cross-stratification was mainly produced by a lateral filling of bottom irregularities, rarely it was formed due to migration of dune-like bed forms.

FACIES G. PARACONGLOMERATES AND CONTORTED MUDSTONES

**Description.** This facies comprises beds of conglomerate possessing dominantly mud matrix; layers of contorted mudstone, which often accompany the paraconglomerates, are also included here. Two distinct subfacies differing in extrabasinal/intrabasinal gravel ratio can be distinguished within the paraconglomerates.

**Subfacies G1.** It consists of paraconglomerates having a clast framework composed mostly of poorly sorted, extraformational gravels with maximum size up to 60 cm (pl. IX, 1 and 2). They are clast- or matrix-supported, parallel-sided beds ranging in thickness between 0.4 and 2.5 m. The bases of the beds are commonly sharp, flat, seldom erosive (fig. 9) or loaded. The beds are ungraded or, rarely, they show crude inverse grading, usually accompanied with an upwards increase of matrix amount (pl. IX, 2) and with largest clasts sticking out above the top of the bed.

The paraconglomerates of this subfacies are commonly associated with homogeneous and ripple-laminated mudstone facies.

**Subfacies G2.** It occurs as thick (up to 12 m) chaotically bedded, extremely poorly sorted paraconglomerates containing mostly intrabasinal mudstone/sandstone clasts in a matrix of sheared mudstone with scattered sand/granule grains (pl. IX, 3 and pl. X). Angular or plastically deformed mudstone slabs up to 1.5 m in diameter are present. The sandstone clasts, often ball-shaped and armoured by small pebbles, may have laminated cores, actually crumpled or rolled up beds of sandstone. The paraconglomerates are associated with up to 2 m thick layers of mudstone with plastically deformed portions visible against the background of sheared mudstone (pl. IX, 3). These mudstones and intrabasinal clasts have yielded a few indeterminable shells of brachiopods and a fragment of *Orthoceras* sp.

The paraconglomerates and contorted mudstones of this subfacies are interbedded with orthoconglomerates and coarse sandstones in the lower portion of the Książ Formation (fig. 32, P3/3).

**Interpretation.** The main textural features of the paraconglomerates of subfacies G1 and the presence of marine fauna in the associated mudstones indicate that these conglomerates were deposited from subaqueous debris flows of high density and viscosity. The deposits of subfacies G2 bear a resemblance to typical olisthostromes and are interpreted in terms of submarine slumping and sliding of semi-consolidated fine sediment. The presence of extraformational gravels within all beds of the paraconglomerates of subfacies G2 suggests that slumping processes may have been triggered due to rapid incursion of gravel flows onto a slope otherwise accumulating sand and mud from suspension.

FACIES H: ORTHOCONGLOMERATES

**Description.** This facies consists of beds of conglomerate with fine pebble to bouldery clast framework enclosed within a matrix of coarse to medium-grained lithic sandstone. The conglomerate beds appear to be sheet-like in form (pl. XIV, 1) and vary in thickness from 6 cm to 400 cm. The soles are sharp, irregular but not obviously erosive, sometimes they show load structures (fig. 10). There are few signs of channelling and only rarely do beds occur which could be interpreted as composite or compound. The conglomerate clast framework consists of poorly sorted graves



mainly within 64–128 mm grade; poorly rounded blocks of gneiss or migmatite up to 2 m in diameter are present locally (pl. XI, 3). There is a distinct relationship between clast size and clast petrographic type (fig. 11A). The coarsest fractions are enriched in gneisses, lightgray granites, as well as in intrabasinal sandstone clasts; pebble grade is more petromict in composition (fig. 11A). The clasts are subangular to rounded, and the roundness values are apparently related to clast lithotypes (fig. 11B). The matrix of conglomerate is composed of poorly sorted lithic arenite, rarely feldspathic arenite with the amount of supposedly primary clay matrix varying between 2 and 16%. Among 611 measured orthoconglomerate beds 64% have a clast-supported texture, 24% are matrix-rich conglomerates and 12% are pebbly to bouldery sandstones. The matrix-supported orthoconglomerates prevail within the Książ Formation, whilst clast-supported varieties dominate within the Pogorzała and Chwaliszów Formations (fig. 12).

The individual conglomerate beds show commonly an upwards increase in matrix percentage regardless of clast size variation (fig. 13). The clast-supported varieties display clast imbrication; sometimes it is well developed *a/p*, *a/i* fabric (Harms *et al.* 1975) with the *a*-axis parallel to flow and dipping upstream (pl. XIII, 1). The orthoconglomerates show a significant relationship between bed thickness and maximum particle size with beds being about 7 times (range: 4–10 times) thicker than their maximum particle size (fig. 14). Some 70% of the documented beds show a vertical clast size segregation which is of inverse, inverse-to-normal, and normal type (figs 16 and 18); the clast size grading is extremely common both in clast- and matrix-supported orthoconglomerates. The type of clast size grading and the percentage of sandstone matrix were two main variables used to classify the orthoconglomerates into seven subfacies (fig. 15). These are: subfacies *H1* – clast-supported inverse graded beds (fig. 16; pl. XI, 2); subfacies *H2* – clast-supported inverse-to-normally graded beds (fig. 18, B. 805; pl. XII); subfacies *H3* – clast-supported normally graded beds (fig. 18, B. 759; pl. XIII, 1 and 2); subfacies *H4* – clast-supported normally graded beds with stratified sandstone top (pl. XIII, 3 and 4); subfacies *H5* – clast-supported massive (nongraded) beds (pl. XIV, 2); subfacies *H6* – matrix supported massive beds (pl. XIV, 1); and subfacies *H7* – matrix supported graded beds (fig. 18, B. 804; pl. XIV, 1). The size and thickness characteristics for these subfacies are summarized in table 2, and their bed thickness/maximum particle size plots are depicted in figures 17 and 19–22.

The conglomerates of this facies are commonly interbedded with coarse graded or massive sandstones (facies *E*), rarely they accompany the fine-grained facies.

**Interpretation.** The flat bedded nature of the beds, common matrix-rich texture with large clast “floating” in the sandstone groundmass, well developed grading, lack of internal cross-stratification and obvious erosion surface as well as only very few signs of lamination in closely associated sandstones all point to mass deposition of the orthoconglomerates on a slope in a general absence of traction currents. Nemec, Porębski and Steel (1980) after examining the orthoconglomerates of the Książ Formation came to the conclusion that the presence of clast size segregation and high values of bed thickness/maximum particle size ratio – the features being typical of the Świebodzice orthoconglomerates in contrast to many ancient subaerial debris flow deposits – may be common in subaqueous resedimented conglom-

merates. They infer that this could be a result of deposition from flows of a relatively low concentration because of their dilution by water intake, which is a process discussed by Hampton (1972) and Walker (1975, 1977). A more definite interpretation of facies *H* requires, however, taking into account its stratigraphic context, reviewed later in the paper.

#### FACIES J: ONCOLITE-BEARING CONGLOMERATE

**Description.** The long abandoned quarry in Lubiechów exposes a few metres thick lense of matrix supported conglomerate, the clast framework of which is composed in 70% of oncolites (fig. 23). The remainder of gravel size material consists of clasts of silicate rocks, angular limestone and abraded fragments of tetracorals. The clasts are set up in a matrix of terrigenous muddy sandstone. In the topmost part of the conglomerate lense, a few graded, laminated sandstone beds with dispersed oncolites (pl. XV, 1 and 2) are present. The oncolites are mostly ball-shaped and vary in size between 0.5 and 7 cm. They show in cross-section a concentric lamination with well preserved filaments of *Girvanella* and *Rothpletzella* (pl. XVI, 3, 4); the lamination is developed mainly around brachiopod shells or coral fragments (pl. XV, 3, 4). The associated limestone clasts range in diameter from 5 to 40 cm. These are biomicrosparites containing well preserved branched colonies of *Thamnopora*, *Cladopora* and *Amphipora* enclosed with microsparite matrix and partly sparite cement. The oncolite-bearing conglomerate is surrounded by dark homogeneous mudstones, which contain rare goniatites, brachiopods and pelecypods.

**Interpretation.** The matrix-supported texture of the conglomerate with oncolites dispersed within muddy terrigenous matrix, the graded nature of the associated oncolite-bearing sandstones, a shallow water character of the accompanying limestone debris, and the occurrence of the conglomerate within the homogeneous mudstones all suggest an allochthonous origin of the oncolites in question. They originated in shallow, moderately agitated waters, from where they were subsequently displaced by debris flows or other submarine sediment gravity flows into a deeper water environment of mud deposition.

#### FACIES J: LIMESTONES

**Description.** This facies consists of limestone lenses which are enclosed within dark mudstones and shales. The size of the limestone lenses varies from a few centimetres up to 5 m. The only one relatively good section of this facies is exposed in the old quarry Jezioro Daisy (fig. 24). In the lowest part of this section dark gray homogeneous mudstones are overlain by dark shales containing partly broken and abraded fragments of fine fasciculate colonies of *Thamnopora* and *Cladopora*, in places encrusted by *Aulopora*. Large solitary, oriented corals (*Tabulophyllum*) are present on the bedding planes. The shales are overlain by at least 1 m thick massive bank consisting mainly of *Rugosa* colonies (*Peneckiella* and *Sudetia*), some of which are in life position. The upper part of the section contains biomicrudite lenses up to 4 m in length surrounded with dark gray mudstones and marls. The bioclasts comprise *Thamnopora*, *Cladopora*, *Tabulophyllum*, abraded articulate brachiopods and molluscs; echinoderm plates, ostracode shells, oncolites and encrusting forams are subordinate elements. The matrix (30–80%) consists of dark micrite containing a considerable admixture

of terrigenous grains. The section is capped by a thick sequence of dark gray, homogeneous mudstones with *Buchiola* and *Orthoceras* fragments; a few thin, graded beds of calcarenite and calcirudite have been also encountered here (pl. XVI, 1 and 2).

Small (5–30 cm) and sparse lenses of biomicrite occur also in the lowest mudstones of the Pogorzała Formation. The biomicrites are strongly contaminated by terrigenous material and contain fine colonies of *Cladopora* and few solitary corals (*Neostriogophyllum*) associated with rich articulate brachiopod fauna. Similar biomicrites containing poorly preserved trylobite and clymenid remains are occasionally present within the mudstones of the Pelcznica Formation.

Interpretation. The presence of corals and articulate

brachiopods indicates fully marine conditions of deposition of facies *J*. Offshore and deeper areas of the basin floor, which received little terrigenous detritus, might have been temporarily inhabited by some coral species (solitary *Rugosa* and fine, fasciculate *Tabulata* colonies) adapted to life on a relatively soft substratum and in somewhat muddy waters of subturbulent zone (comp. Tsien 1971). The remains of these organisms were concentrated by bottom currents and could form a rigid base for the development of rugose colonies. Either rapid terrigenous influx or increasing bottom subsidence could have stopped the vertical growth of these initial organic banks into wave base. This precluded settlement of stromatoporoids (the main Late Devonian reef-building organisms) and, probably therefore, these rugose banks could never be converted into reef-like buildups.

## FACIES ASSOCIATIONS

The ten described and interpreted facies have been grouped into five facies associations. These differ from one another in the assemblage of facies, vertical sequence patterns, and stratigraphic distribution. The occurrence of the facies associations in the main sections is shown in figure 37.

### ASSOCIATION I

This association is volumetrically dominated by homogeneous mudstones (facies *A*) and ripple-laminated mudstones (facies *C*), interbedded in places with parallel-laminated siltstones (facies *B*) and the thin-bedded varieties of graded laminated sandstones (facies *D*; fig. 30, L2/1–3). As subordinate elements there occur lenses of biomicrites and biomicrudites (facies *J*) and oncolite-bearing conglomerate (facies *I*). Sandstone/mudstone thickness ratios vary between 0.1 and 1, but commonly they are less than 0.6. The mudstone facies contain rare and dispersed remains of benthic fauna in which infaunal organisms, represented both by deposit feeders (*Paleoneilo*, *Paracyclas*, undetermined burrows) and low-level suspension feeders (*Lingula*, *Lingulipora*, *Schizophoria* and *Pteria*), prevail. Among epifauna tentaculites dominate; epiplanktic brachiopod *Buchiola* is common. Nektonic organisms are represented by numerous fragments of *Orthoceras* and rare goniatites.

### ASSOCIATION II

This association shows a flysch-like character and consists mainly of rhythmic interbeds of graded laminated sandstones (facies *D*) with ripple-laminated mudstones (*C*) and homogeneous mudstones (facies *A*). The beds of coarse graded or massive sandstones (facies *E*) are rare, whilst those of para- and orthoconglomerate (facies *G* and *H*) occur sporadically (figs 28 and 32, P3/1; pl. IV, 1). The sandstone/mudstone thickness ratio varies from 0.3 to 7 and averages between 1 and 2. The thickness of particular sandstone/mudstone rhythms ranges from a few to 80 cm; the rhythm starts with one of three lithotypes of facies *D*, which is sharply or gradationally overlain by ripple-laminated mudstone which, in turn, passes upwards into homogeneous mudstone. The pelitic portion is sometimes strongly bioturbated but rarely contains shells and moulds of *Lingula* and *Paleoneilo*. The redeposited brachiopods and pelecypods are occasionally found in the graded laminated sandstones which are otherwise rich in plant detritus.

In the Pogorzała Formation the association II forms a few tens of metres thick sequences enclosed within the association I (fig. 28). Such sequences are sometimes organized into poorly developed, small (0.8–2 m thick) fining and thinning upward cycles. Coarsening and thickening upward are those sequences of the association II which underly coarse sandstone conglomerate bodies.

### ASSOCIATION III

The typical log of this association is illustrated in figure 29. There occur para- and orthoconglomerates (facies *G* and *H*), coarse graded or massive sandstones (facies *E*), graded, laminated sandstones (facies *D*), homogeneous and ripple-laminated mudstones (facies *A* and *C*). These facies are organized into a few fining upward cycles ranging in thickness from 1.7 to 4 m. The entire sequence lies above an erosional surface cut in mudstones of the association I and starts with matrix-rich, nongraded orthoconglomerate (subfacies *H6*) rich in mudstone intraclasts. The erosional or loaded bottoms are also displayed by the conglomerate and sandstone beds forming lower portions of the cycles, and traces of amalgamation are common. The upper parts of the cycles consist of graded sandstones interlayered with lenticular and wavy laminated mudstones, which contain rare fauna typical of the association I. The cycles form a 14 m thick sequence, in which the frequency and thickness of mudstone interbeds increase upward; laterally it wedges out over the distance of 200 m within the association I.

### ASSOCIATION IV

This association occurs in a form of 20–110 m thick lenticular sandstone-conglomerate bodies consisting of orthoconglomerates (mainly subfacies *H3* and *H4*) and coarse graded sandstones (facies *E*), interbedded with homogeneous and ripple-laminated mudstones (facies *A* and *C*; figs 30 and 31). The lower boundary of these bodies is transitional from sequences of the association II (fig. 30, P2/1), whilst the upper one is either sharply accentuated against mudstones of the association I (fig. 31, P1/3) or gradational with coarse conglomerates and sandstones referred herein to as facies association V (figs 26, L1/5, 6 and 33, K1/1). The lithosomes of the association IV, when overlain by units of the association I, are commonly characterised by a gradual increase of grain size from the bottom up to height of two thirds of

their thickness, and thereafter is a generally fining upward portion often segmented into a number of small-scale (1.5 to 6 m thick) fining-up cycles (fig. 31, P1/1, 3).

#### ASSOCIATION V

The association is volumetrically dominated by orthoconglomerates (facies *H*), interbedded with coarse graded or massive sandstones (facies *E*), and rarely conglomeratic stratified sandstones (facies *F*). Dark mudstones (facies *A* and *C*) occur scattered as very thin (cm) units. These lithologies are commonly organized into large-scale (100–130 m thick)

coarsening upward sequences (fig. 33, K1/3). The lower parts of these sequences consist mainly of coarse graded and massive sandstones interlayered with matrix-rich orthoconglomerates (subfacies *H6* and *H7*), which are gradually replaced upwards chiefly by clast-supported massive and inverse graded orthoconglomerates (subfacies *H5* and *H1*). A smaller scale cyclicity (5–30 m) is also obvious, and coarsening upward cycles prevail (figs. 34, 35, 26 and 27). Relatively thin horizons of paraconglomerates and contorted mudstones (facies *G*) are locally present within these orthoconglomerate sandstone sequences (fig. 32, P3/2,3; pl. IX, 3).

#### VERTICAL SEQUENCE OF THE FACIES ASSOCIATIONS

Through mapping and analysis of individual sections, it has been possible to construct a flow diagram illustrating the predominant vertical successions of the facies associations (fig. 38a). The flow diagram consists of two paths; the first, four-element one shows a tendency to hierarchical vertical organisation, where sequence I → II may represent a part of sequence I → II → IV which, in turn, may be a fragment of sequence I → II → IV → V. All these patterns of vertical succession of the facies associations are in fact coarsening upward sequences. The second path of the flow diagram is a two-element sequence, where the association II overlies and is overlain by the association I.

The fully developed coarsening upward megasequence, at last, 2000 m thick is represented by the Pełcznica Formation

and Książ Formation in the region between Lubiechów and Pełcznica (fig. 38, Książ 1 and Lubiechów 3), although sequence of the association IV is relatively thin and probably does not form a continuous horizon. Similar megasequence up to 500–550 m thick, sharply overlain along the top of the Lipina Conglomerate Member by the association I, is preserved within the lower part of the Pogorzała Formation (fig. 38, Lipina 1 and 2). Three-element coarsening upward sequences (I → II → IV) are common within the Pogorzała Formation in the northern part of the Pogorzała Syncline (fig. 37, Lubiechów 1 and 2).

The suggested spatial relationships between the facies associations within the basin fill are shown in figure 38b.

#### PALAEOCURRENTS AND PROVENANCE

The palaeocurrent directions deduced mainly from clast imbrication show a unimodal distribution with mode directed northerly and standard deviation of about 90°. The palaeocurrent azimuths have a fan-shaped regional distribution (fig. 39): they are directed towards the east in the south-eastern part the basin and progressively shift to a north-western orientation in the westernmost outcrops. Such pattern is suggestive for radial distribution of flow directions operating on a fan surface. The consistent palaeocurrent system contrasts with the lack of distinct trends in the lateral variation of maximum clast sizes (fig. 39A). However, relatively short distances between the most extreme outcrops and strong, compressional tectonics make it difficult to record any grain size gradients in the direction parallel to the depositional dip.

Petrographically the conglomerates of the Świebodzice succession are extremely immature showing a wide range of clast types (table 1); three main groups of rocks have been distinguished:

- 1) quartzites, greenschists, spilites, unmetamorphosed volcanics, epimetamorphic schists;
- 2) various gneisses, light-gray granites, pegmatites, aplites and
- 3) sedimentary rocks (mainly sandstones, mudstones and limestones) containing fauna of Late Devonian age.

The source area of the rocks of the first group was a hypothetical Southern Massif, now probably buried beneath the Upper Palaeozoic and Mesozoic sediments of the Intra-sudetic Basin. The rocks of the second group were derived from the Sowie Góry Massif, whilst those of the third one were supplied by a local Upper Devonian substratum, when the southern margin of the Świebodzice Basin began to raise. During deposition of the Świebodzice succession, the amount of polymict material derived from the "Southern Massif" gradually diminished in favour of that supplied by the Sowie Góry Massif and the Upper Devonian substratum (fig. 40B).

#### INTERPRETATION OF DEPOSITIONAL ENVIRONMENT

The modes of occurrence of the five facies associations, their high degree of internal organisation and predictability, as well as the consistent palaeodispersal system suggest, that the associations are related and can be integrated into a depositional system. A critical point in an environmental interpretation of the Świebodzice succession is the origin (subaqueous or subaerial) of orthoconglomerates, which volumetrically dominate within three coarsest associations. In the lower part of the succession the lithosomes of the associa-

tions III, IV and V are enclosed within fine-grained sediments of the association I and II containing dispersed remnants of marine fauna. In the upper part of the succession the orthoconglomerates and coarse sandstone are locally interbedded with paraconglomerates and contorted mudstones (facies *G*), which apparently originated due to submarine slumping and sliding. Such stratigraphic framework together with the graded nature of orthoconglomerates and the general absence of traction structures in closely associated sandstones

## PLANSZA I

### PLATE I

1. Facja *B*; dwie ławice frakcjonowanych, poziomo laminowanych mułowców pylastych (a, b) przedzielone mułowcem masywnym. Ławica b rozpoczyna się cienkim interwałem przekątnie laminowanym, a jej górna część – zaznaczona strzałką – jest zhomogenizowana przez bioturbacje (asocjacja I; formacja z Pogorzała, SP II30)

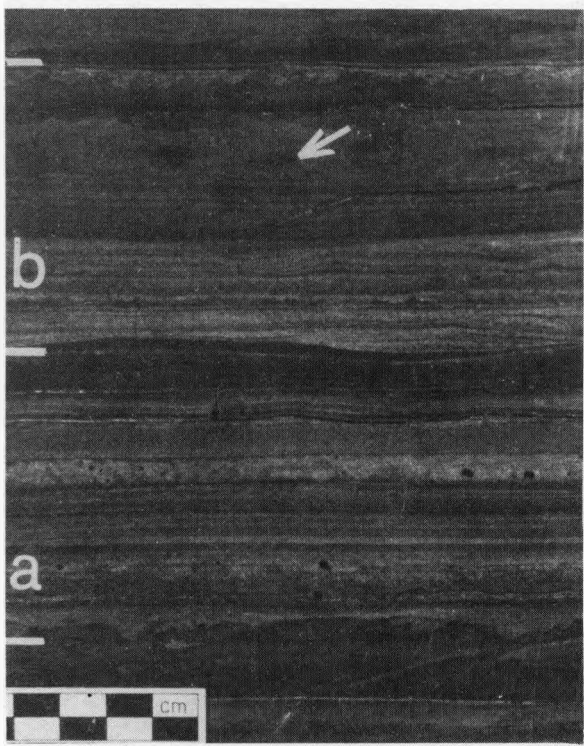
Facies *B*; two beds of graded, horizontally laminated silty mudstones (a, b) separated by thin layer of massive mudstone. Bed b starts with thin cross-laminated interval; topmost part of the bed is homogenized (arrow) due to burrowing action of infaunal organisms (facies association I; Pogorzała Formation, SP II30)

2. Facja *B*; frakcjonowany, poziomo laminowany pyłowiec z erozyjnym spągami. W spągach lamin pyłowcowych widoczne pogrąży (asocjacja I; formacja z Pogorzała, SP 1/2/16)

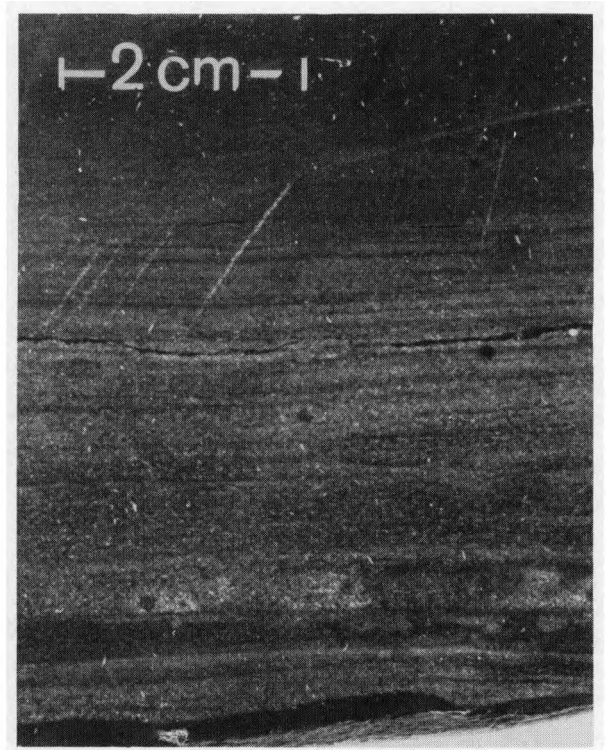
Facies *B*; graded and horizontally laminated muddy siltstone bed with erosive base; silt laminae show loaded bottoms (facies association I; Pogorzała Formation, SP 1/2/16)

3. Facja *C*; mułowiec z laminacją soczewkową. W spągach soczewek riplemarkowych widoczne struktury płomieniowe o asymetrii zgodnej z kierunkiem paleoprądu wskazanym strzałką; w górnej części zdjęcia widoczny fragment drobnoziarnistego, frakcjonowanego piaskowca (p) z erozyjno-pogrążonym spągami (asocjacja III; formacja z Pogorzała, odsł. W1)

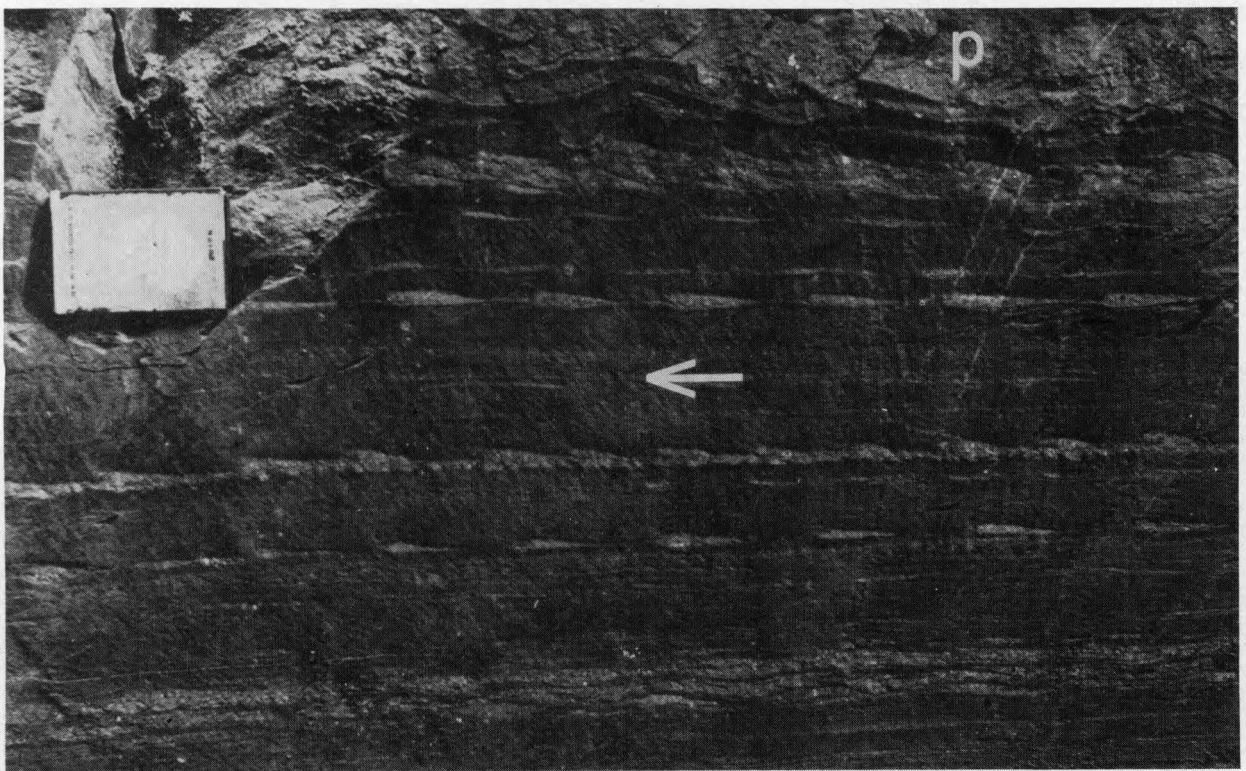
Facies *C*; lenticularly bedded mudstone. At bases of isolated ripples small, asymmetric flames showing vergencies concordant with paleocurrent direction (arrow). At top of photo, thin bed of fine, graded sandstone (p) with erosive-loaded base (facies association III; Pogorzała Formation, exposure W1)



1



2



3

## PLANSZA II

### PLATE II

Facja C. Cienkoławicowe frakcjonowane piaskowce z riplemarkami na stropach, występujące w obrębie mułowców z laminacją ripplamerkową. Asocjacja III, formacja z Pogorzały  
Facies C. Thin, graded sandstone beds with rippled top, interbedded with ripple-laminated mudstones. Facies association III, Pogorzała Formation

1. Ławica amalgamowana ze strukturami płomieniowymi (SP 1/9/15b)

Amalgamated bed with flame structures (SP 1/9/15b)

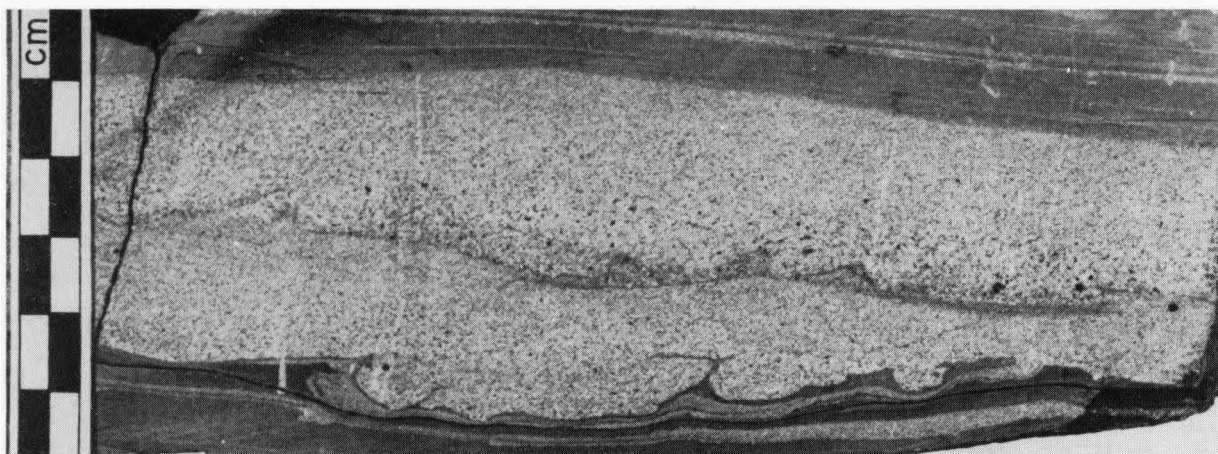
2. W spągu ławicy piaskowca widoczne pseudonodule; kierunek nachylenia lamin przekątnych w zestawie s różni się o 150° od oznaczonych strzałkami kierunków laminacji przekątnej w zestawie dolnym i w przystropowej części ławicy piaskowca (SP 1/9/11)

Pseudonodules visible at base of graded sandstone bed; direction of cross-laminae dip in set s differs by about 150° from that displayed by both, lower cross-laminated set and the upper one present in topmost part of the sandstone bed (SP 1/9/11)

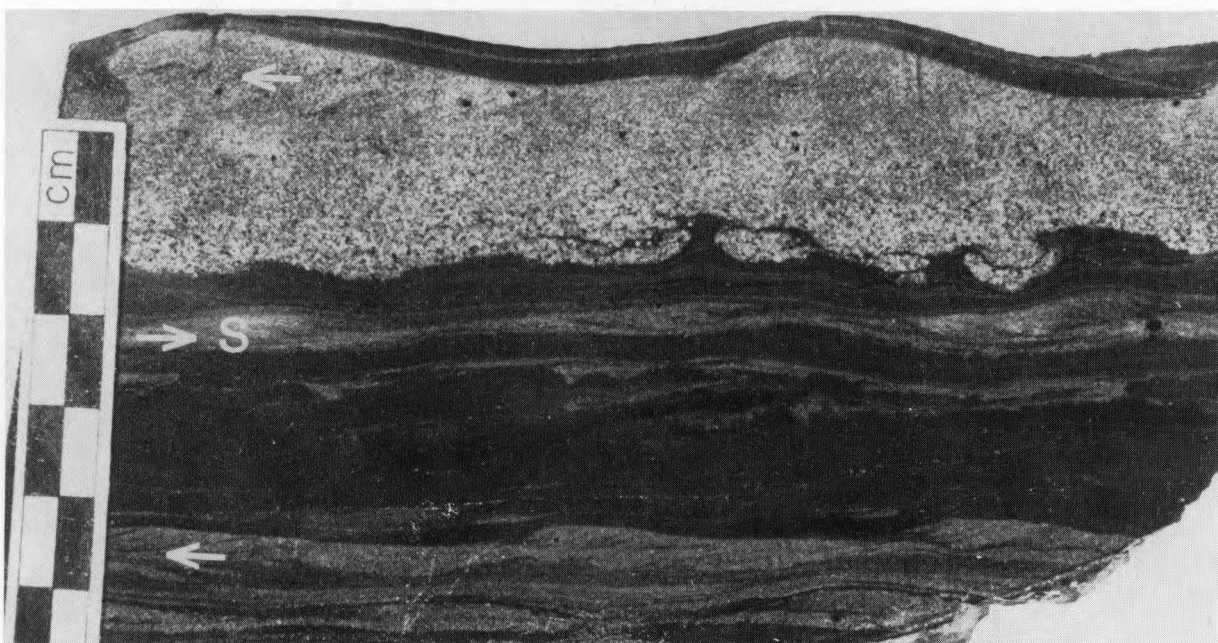
3. Ławica amalgamowana z erozyjno-pogrążonym spągiem, złożona z dwóch warstw piaskowców frakcjonowanych przedzielonych nieciągłą, zdeformowaną grzeźnięciem laminą mułowca (SP 1/9/5a)

Amalgamated sandstone bed with erosive-loaded base and thin internal mudstone parting deformed by loading (SP 1/9/5a)

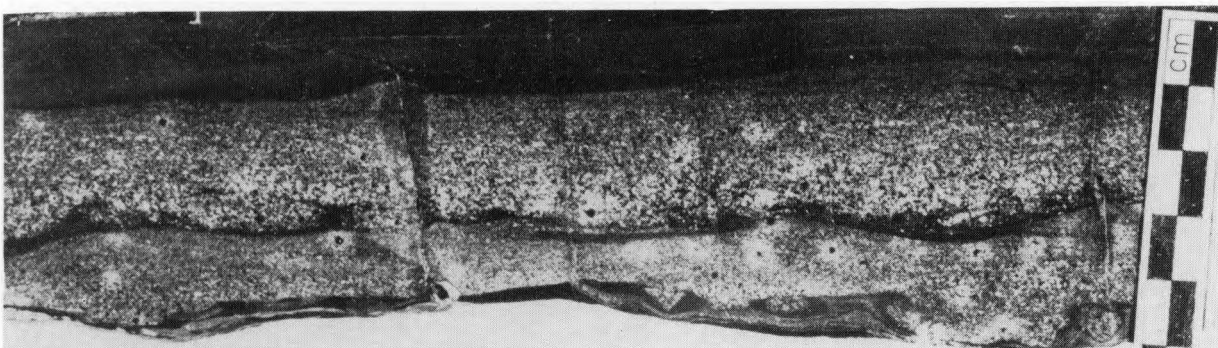




1



2



3

Szczepan J. PORĘBSKI – Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzię (Sudety Zachodnie)  
Świebodzię succession (Upper Devonian – lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

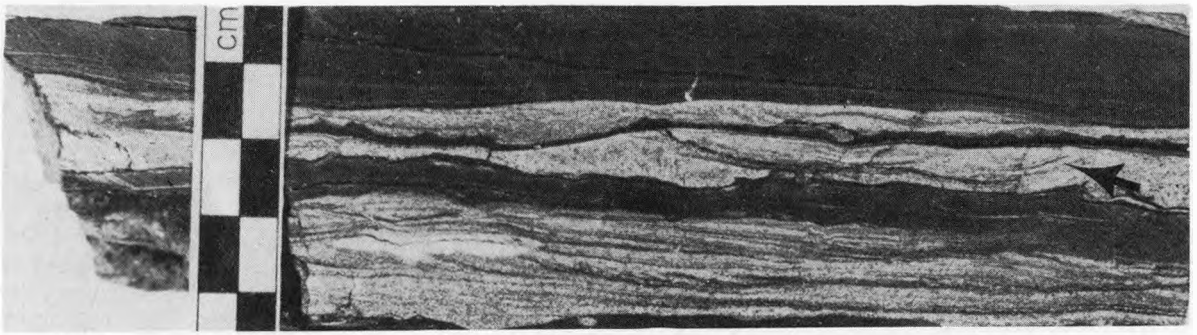


## PLANSZA III

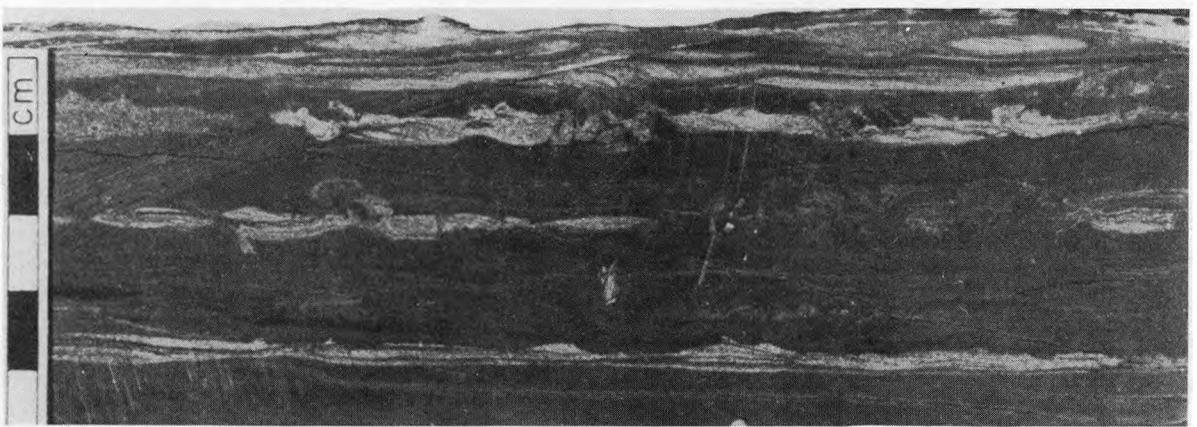
## PLATE III

### Facja C. Mułowce z laminacją riplemarkową Facies C. Ripple-laminated mudstones

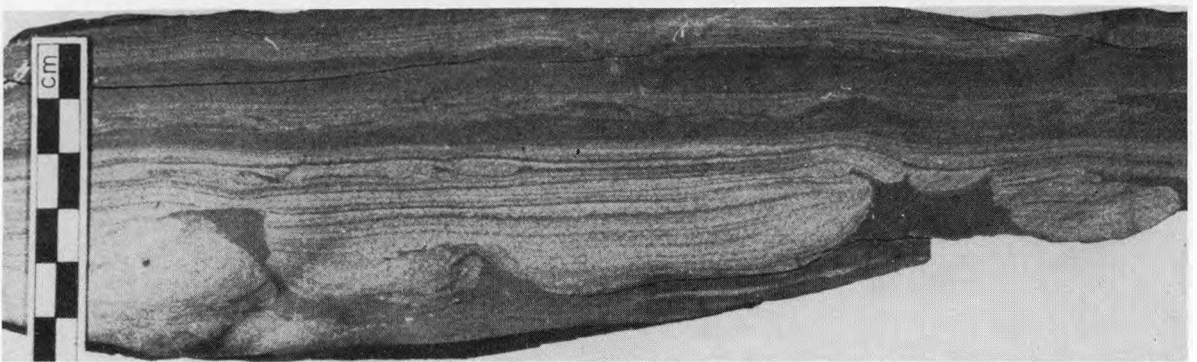
1. Laminacja falista; strzałka wskazuje laminy odprądowe przechodzące na podprądową stronę sąsiedniego riplemarku. Warstwowanie przekątne, przypuszczalnie o złożonej, falowo-prądowej genezie (asocjacja V; ogniwo zlepieńca z Lipiny, SP 20d/3)  
Lenticular bedding; arrow shows foreset laminae passing on lee side of adjoining ripple. Probably, these are wave-modified current ripples (facies association V; Lipina Conglomerate Member, SP 20d/3)
2. Mułowiec z laminacją soczewkową częściowo zniszczoną przez bioturbacje (asocjacja II; formacja z Pogorzały, SP 12)  
Lenticularly bedded, bioturbated mudstone facies association II; Pogorzała Formation, SP 12)
3. Struktury kuliste i płomieniowe powstałe w wyniku grzeźnięcia laminowanego pyłowca w podścielającym mułe (SP 1/9/2)  
Ball-and-pillow structures in parallel laminated mudstone (SP 1/9/2)
4. Połączone soczewki riplemarkowe; powyżej pendepozycyjny fałd leżący (fot. 3 i 4 – asocjacja III; formacja z Pogorzały, SP 1/9/14)  
Connected ripple lenses overlain by contorted, silt-laminated mudstone (SP 1/9/4; photo 3 and 4 – facies association III, Pogorzała Formation)



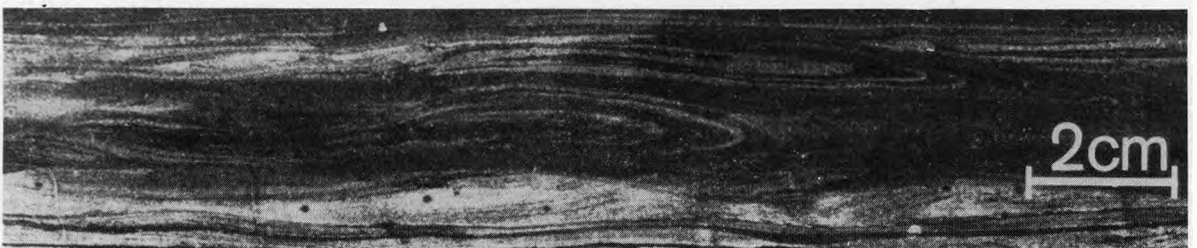
1



2



3



4

PLANSZA IV

PLATE IV

Facja *D*. Piaskowce frakcjonowane i laminowane

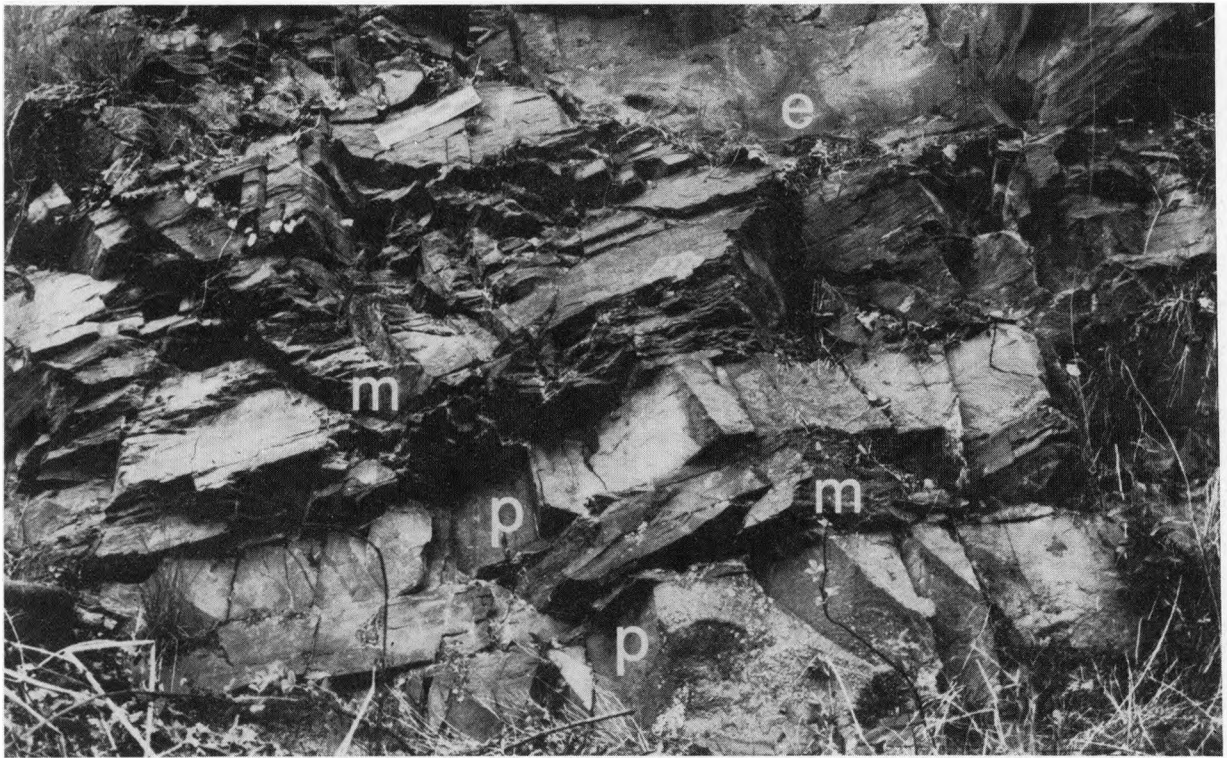
Facies *D*. Graded and laminated sandstones

1. Średnio i drobnoziarniste piaskowce frakcjonowane (p) o ostrych, erozyjnych spągach, przedzielone lawicami mułowców z laminacją soczewkową i falistą (m); e – fragment płaskiego kanału wyerodowanego w mułowcu i wypełnionego lawicą amalgamowaną złożoną z dwóch warstw średnioziarnistych frakcjonowanych piaskowców. Długość skali – 20 cm (asocjacja II; formacja z Pogorzały; odsl. W2)

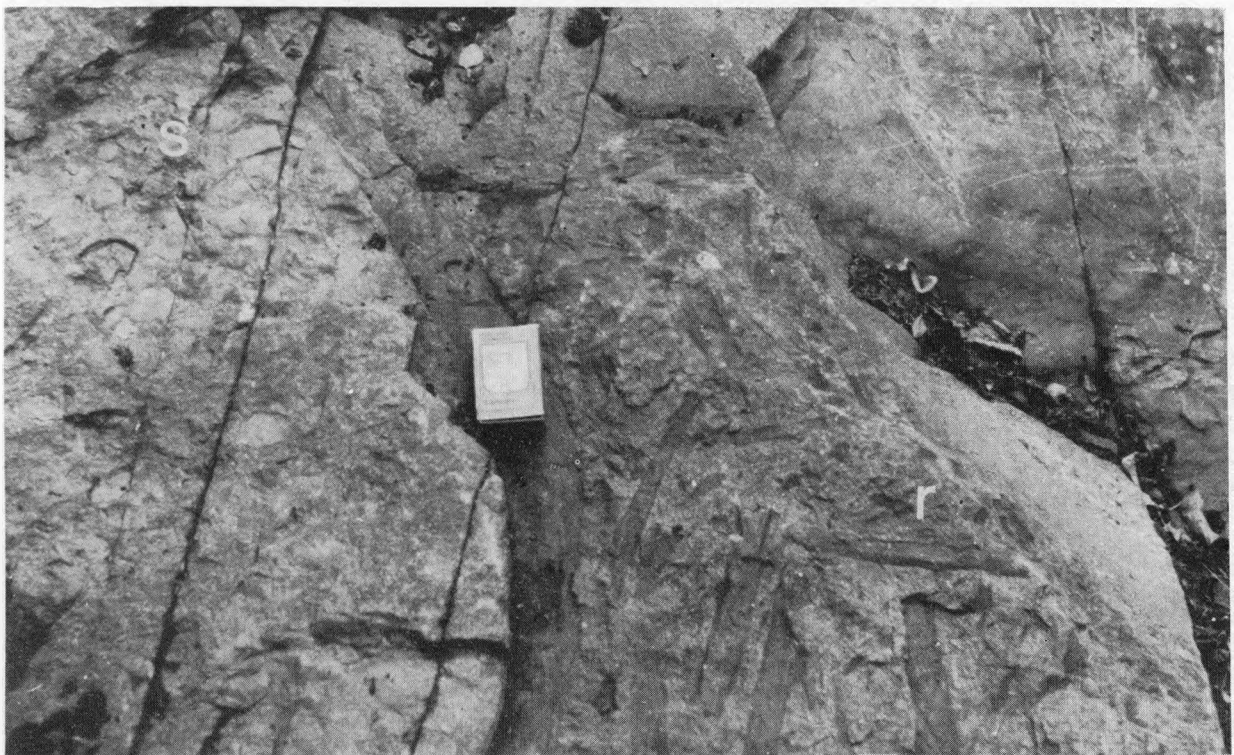
Medium to fine-grained sandstones (p) with sharp bases and diffuse tops interbedded with ripple-laminated mudstones (m). Fragment of slightly concave channel cut in mudstone and filled with two, medium to fine, graded sandstone beds (e) is visible at top of photo. Length of scale – 20 cm (facies association II; Pogorzała Formation, exposure W2)

2. Bimodalna orientacja szczątków flory w górnej części lawicy piaskowca frakcjonowanego (r); w dolnej części wyżejległej lawicy piaskowcowej (s) widoczne śródformacyjne klasty mułowcowe (asocjacja III; formacja z Pogorzały; odsl. W1)

Bimodal orientation of elongated plant fragments visible on top of graded sandstone bed (r); lower part of overlying graded bed (s) shows concentration of mudstone flakes (facies association III; Pogorzała Formation, exposure W1)



1



2

Szczepan J. PORĘBSKI - Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie)  
Świebodzic succession (Upper Devonian – lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

PLANSZA V

PLATE V

Facja *D*. Piaskowce frakcjonowane i laminowane  
Facies *D*. Graded and laminated sandstones

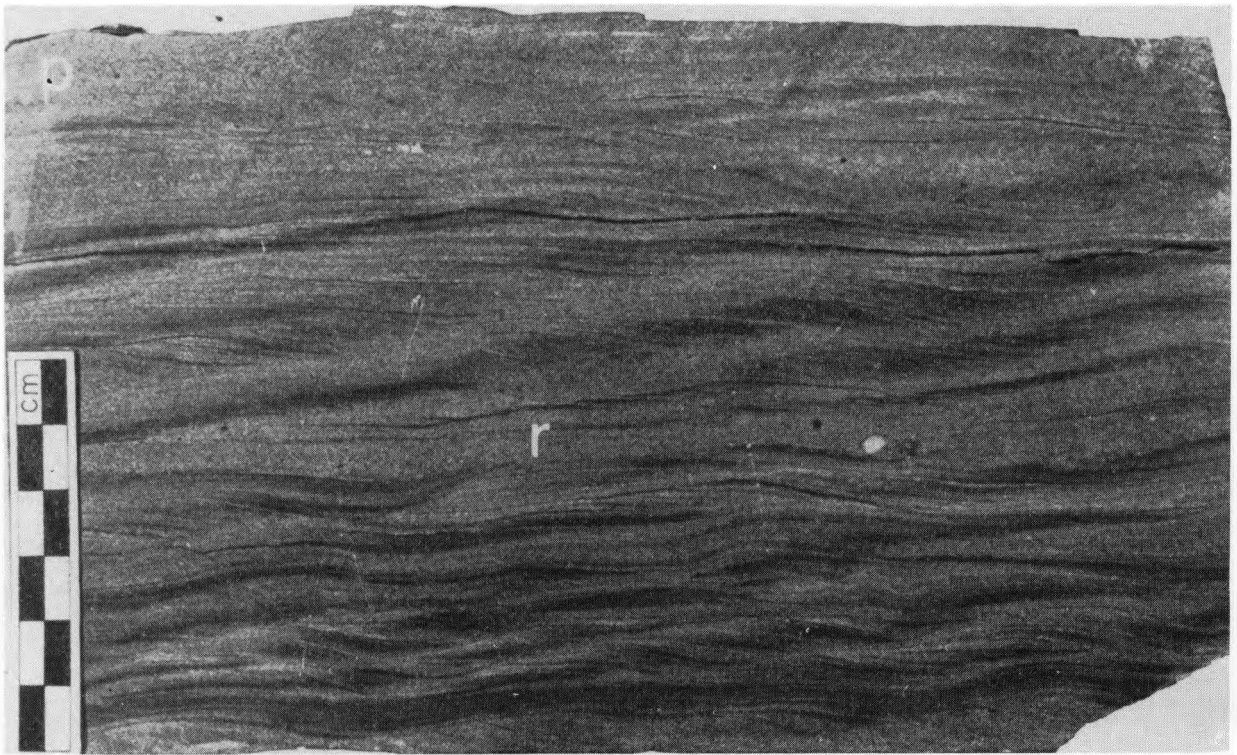
1. Subfacja *D1*; drobnoziarnisty piaskowiec pylasty z riplemarkami wstępującymi (*r*) przechodzącymi ku górze w laminację poziomą w obrębie piaskowca drobnoziarnistego (*p*) (SP II10)

Subfacies *D1*; fine silty sandstones with climbing ripples (*r*) passing upwards into plane, parallel lamination in fine sandstone (*p*). Upwards decreasing in angle of climb is accompanied with slight increase in grain size (SP II 10)

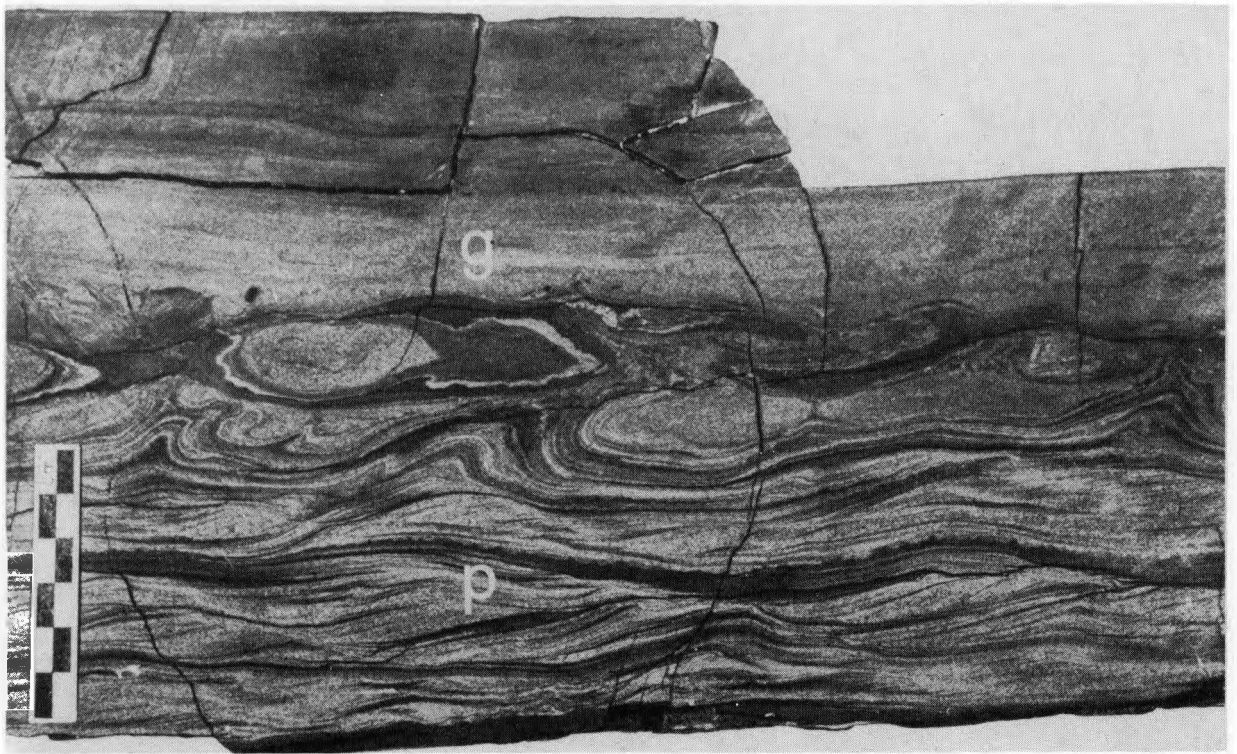
2. Subfacja *D1*; drobnoziarnisty piaskowiec z laminacją riplemarkową (*p*) i skonwoluowaną górną częścią ławicy, przykryty poziomo laminowanym, frakcjonowanym piaskowcem (*g*) z pseudonodulami w spągu (SP II31). Fotografie 1 i 2 – asocjacja II, formacja z Pogorzała.

Subfacies *D1*; ripple-laminated fine sandstones (*p*) with convoluted top overlain by horizontally laminated, graded sandstone bed (*g*) showing loaded base (SP II31). Photo 1 and 2 – facies association II, Pogorzała Formation





1



2

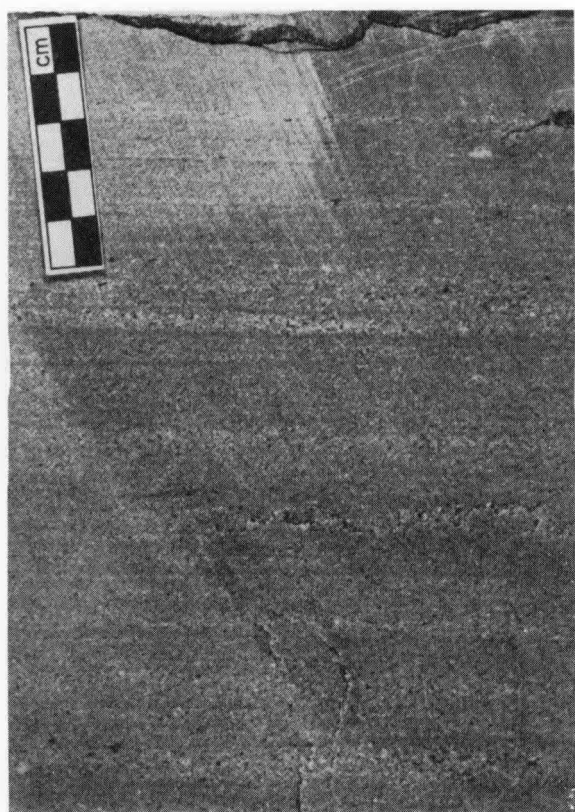
PLANSZA VI

PLATE VI

Facja *D*. Piaskowce frakcjonowane i laminowane  
Facies *D*. Graded and laminated sandstones

1. Subfacja *D2*; średnioziarnisty piaskowiec poziomo laminowany z frakcjonowaną górną częścią ławicy (asocjacja III; formacja z Pogorzały, SP 1/2)  
Subfacies *D2*; medium-grained, plane parallel laminated sandstone bed with graded top (facies association III; Pogorzała Formation, SP 1/2)
2. Subfacja *D3*; frakcjonowany piaskowiec z interwałem masywnym, laminacją płaską i przekątną interpretowany jako turbidyt  $T_{abc}$  (SP II d)  
Subfacies *D3*; graded sandstone bed with massive, plane parallel, and cross-laminated divisions interpreted as  $T_{abc}$  turbidite (SP II d)
3. Subfacja *D3*; piaskowiec frakcjonowany z górną laminacją płaską i cienkim interwałem przekątnie laminowanym; w spągu ławicy zdeformowane grzęźnięciem wcięcia erozyjne i asymetryczne struktury płomieniowe (SP II 32). Fotografie 2 i 3 – asocjacja II; formacja z Pogorzały  
Subfacies *D3*; graded sandstone with upper division of plane parallel lamination and thin zone of cross-lamination at top. Asymmetric flames visible at base of the bed and in underlying mudstone (SP II 32). Photo 2 and 3 – facies association II; Pogorzała Formation





1



2



3

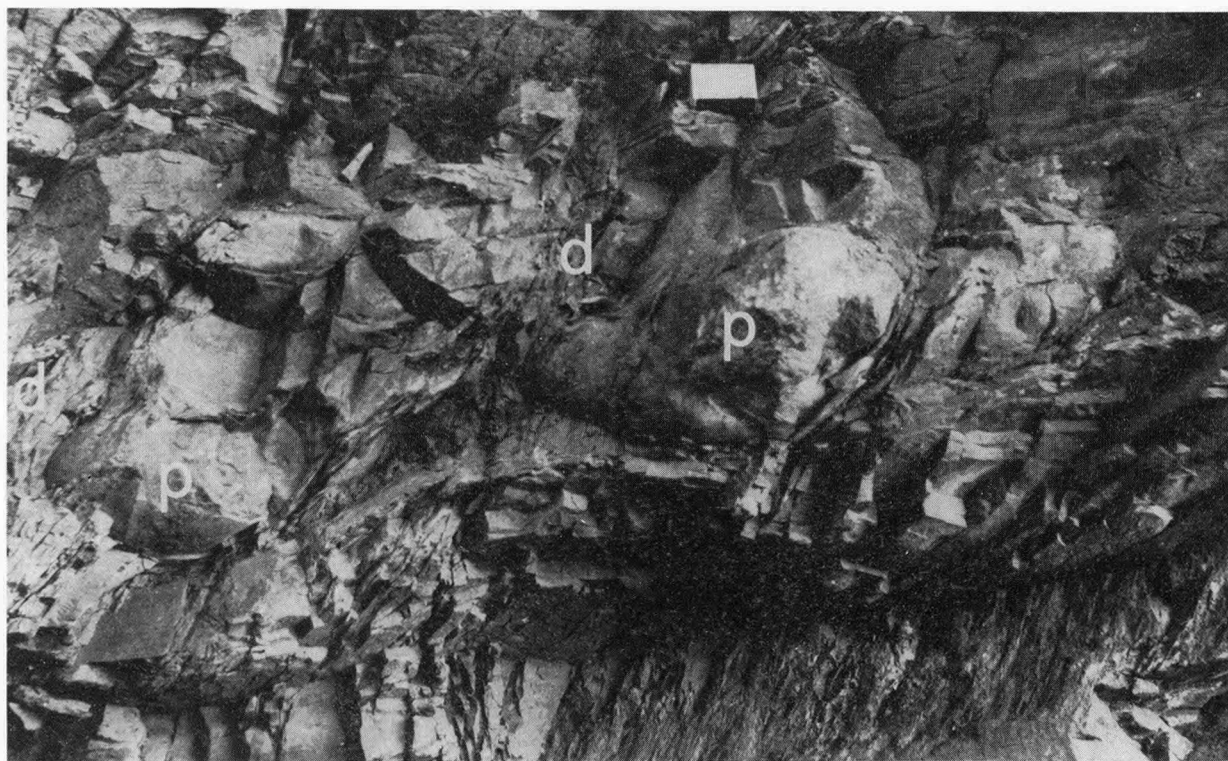
Szczepan J. PORĘBSKI – Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie)  
Świebodzice succession (Upper Devonian – lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

PLANSZA VII

PLATE VII

Struktury deformacyjne w piaskowcach frakcjonowanych (facja *D*) i towarzyszących mułowcach  
Soft-sediment deformations in graded, laminated sandstones (facies *D*) and associated mudstone  
facies

1. Pseudonodule (p) w obrębie średnioziarnistego piaskowca wraz z diapirowymi wyciśnięciami (d) podścielającego mułowca  
Pseudonodules (p) in medium sandstone and associated diapiric intrusions (d) of underlying mudstone
2. Ławica osuwiskowa (o) przykrywająca mułowce z laminacją falistosoczewkową (s). Fotografie 1 i 2 – asocjacja II; formacja z Pogorzały, odsł. W2  
Slumped sandstone bed (o) overlying wavy and lenticularly laminated mudstone (s). Photo 1 and 2 – facies association II, Pogorzała Formation, exposure W2



1



2

Szczepan J. PORĘBSKI – Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzić (Sudety Zachodnie)  
Świebodzić succession (Upper Devonian–lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

PLANSZA VIII

PLATE VIII

1. Pogrzy w obrębie piaskowców frakcjonowanych i laminowanych (facja *D*) i towarzyszących mułowców z laminacją riplemarkową (facja *C*); młotek spoczywa na ławicy złożonej, w której grzęźnięcie doprowadziło do niemal całkowitego zatarcia pierwotnego uławicenia (asocjacja II; formacja z Pogorzały, odsł. W2)

Hammer rests on amalgamated graded sandstone and mudstone units which are almost entirely homogenized due to loading (facies association II; Pogorzala Formation, exposure W2)

2. Facja *E*. Gruboziarniste, częściowo zlepieńcowate piaskowce frakcjonowane (p1, p2); w górnej części ławicy p2 widoczna niezbyt wyraźna laminacja pozioma (k). Strop po prawej (asocjacja V; formacja zlepieńca z Książa, odsł. K2)

Facies *E*: very coarse, partly conglomeratic, graded sandstone beds (p1, p2). At top of bed p2 zone of diffuse, plane parallel lamination is visible (k). Stratigraphic top to right (facies association V; Książ Conglomerate Formation, exposure K2)





1



2

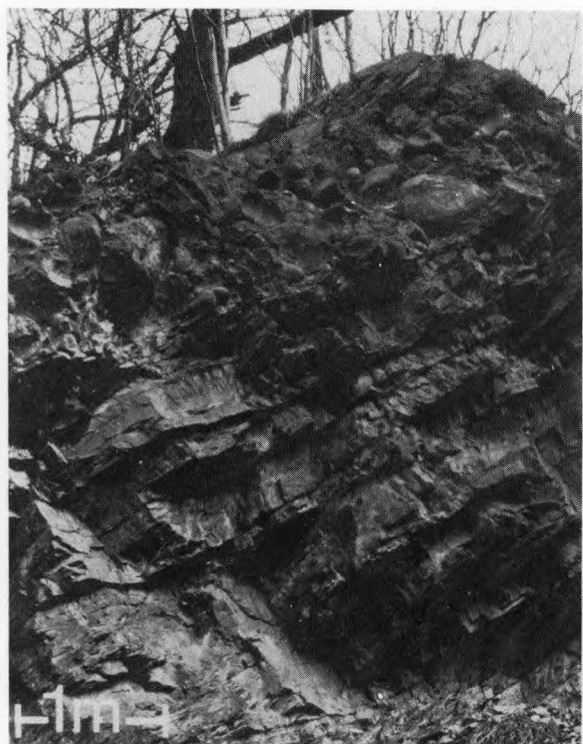
Szczepan J. PORĘBSKI - Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzię (Sudety Zachodnie)  
Świebodzię succession (Upper Devonian–lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

PLANSZA IX

PLATE IX

Facja *G*. Parazlepieńce i plastycznie zdeformowane mułowce  
Facies *G*. Paraconglomerates and contorted mudstones

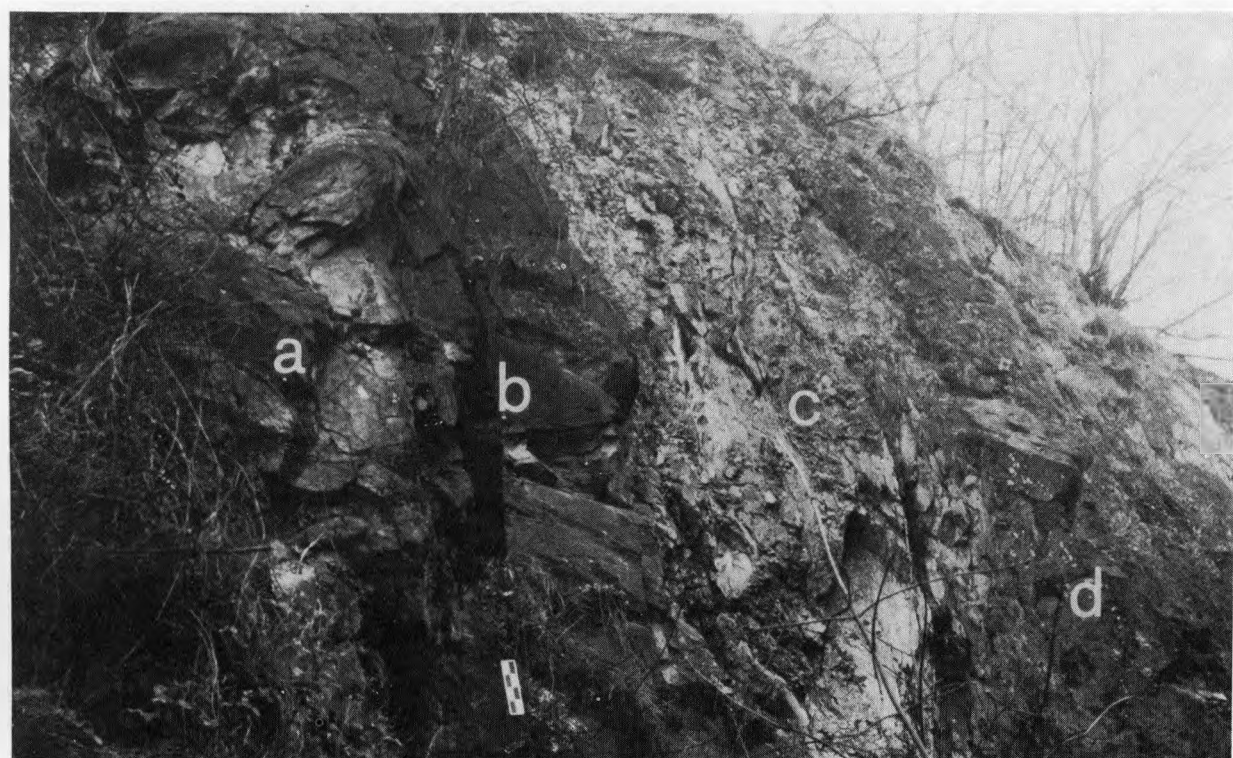
1. Subfacja *G1*; ławica parazlepieńca o zwartym szkielecie ziarnowym złożonym w przewodzie z otoczków ekstraformacyjnych, spoczywająca z pogrążoną powierzchnią spągową na mułowcach z laminacją soczewkową, zawierających nieliczne wkładki drobnoziarnistych piaskowców frakcjonowanych  
Subfacies *G1*; clast-supported conglomerate bed with clast framework composed mostly of extraformational gravels. The bed lies with loaded contact on lenticularly laminated mudstones with rare graded sandstone interbeds
2. Subfacja *G1*; Ławica parazlepieńca o rozproszonym szkielecie ziarnowym z odwróconą gradacją w wielkości klastów i ostrym płaskim spągciem. Długość skali – 20 cm. Fotografie 1 i 2 asocjacja III; formacja z Pogorzały, odsł. W1  
Subfacies *G2*; matrix-supported conglomerate bed showing inverse grading in clast size and sharp, flat bottom. Length of scale – 20 cm. Photo 1 and 2 – facies association III; Pogorzała Formation, exposure W1
3. Utwory subfacji *G2* reprezentowane przez parazlepieńce złożone w przewodzie z klastów śródformacyjnych (d) i plastycznie zdeformowane mułowce (c) spoczywające na gruboziarnistym piaskowcu frakcjonowanym (b) i grubootoczkowym ortozlepieńcu bogatym w masę wypełniającą (a). Strop po prawej; długość skali – 20 cm. Asocjacja V; formacja zlepieńca z Książa, odsł. P3/3  
Intraformational breccias (d) and contorted mudstones (c) of subfacies *G2* resting on coarse graded sandstone (b) and cobbly, matrix-rich orthoconglomerate (a). Stratigraphic top to right; length of scale – 20 cm. Facies association V; Książ Conglomerate Formation, exposure P3/3



1



2



3

Szczepan J. POREBSKI – Sedymentacja utworów górnego dwonu i dolnego karbonu depresji Świebodzić (Sudety Zachodnie)  
Świebodzić succession (Upper Devonian–lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex



PLANSZA X

PLATE X

Facja G. Parazlepienie i plastycznie zdeformowane mułowce

Facies G. Paraconglomerates and contorted mudstones

1. Chaotycznie ulawicone, nie wysortowane utwory subfacji G2 (z) zawierające ostrokrawędziste bloki i płyty deformacyjne piaskowców i mułowców przykrywają warstwę plastycznie zdeformowanych mułowców (m). Strop po prawej; długość skali – 20 cm. Asocjacja V; formacja zlepieńca z Książa, odsl. P3/3

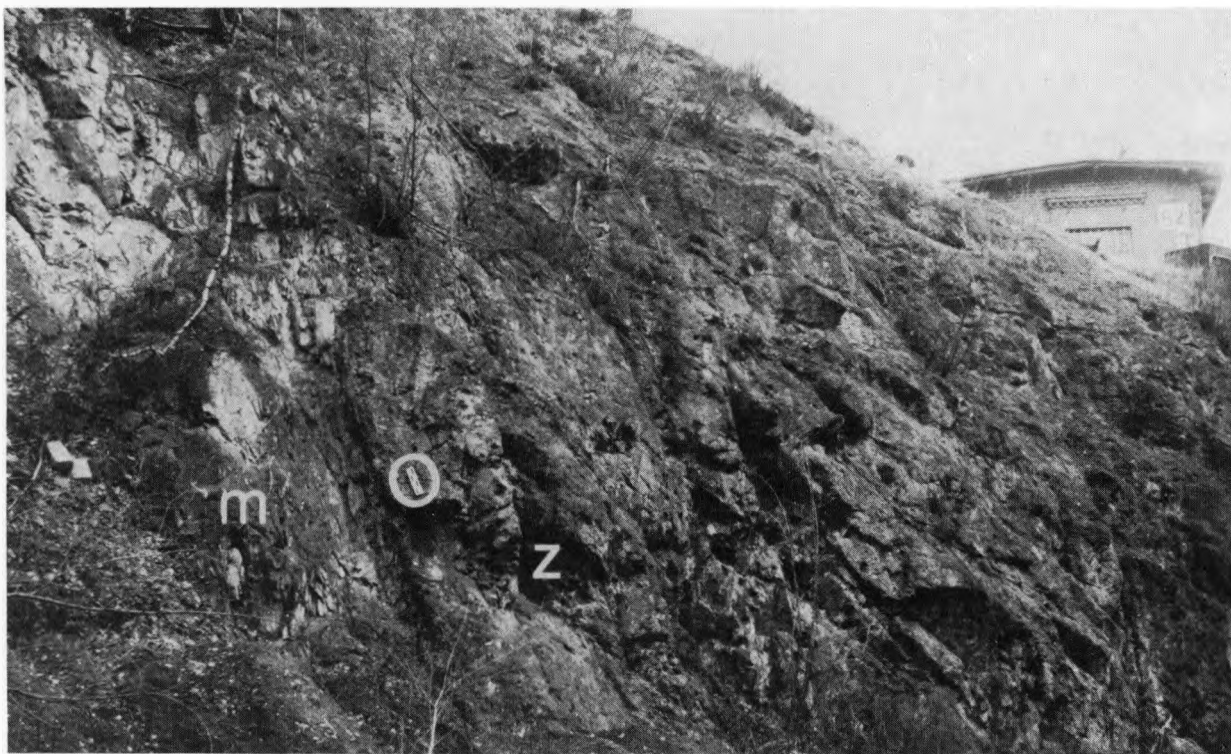
Chaotically bedded, unsorted paraconglomerate (z) with slabs of intraformational mudstone and sandstone rests on layer of contorted mudstone (m). Stratigraphic top to right; length of scale – 20 cm. Facies association V; Książ Conglomerate Formation, exposure P3/3

2. Tekstura ławicy subfacji G2; szkielet ziarnowy składa się z ostrokrawędzistych klastów piaskowca i mułowca, które tkwią w masie wypełniającej, złożonej głównie z rozkruszonych fragmentów mułowca

Close-up view of subfacies G2 conglomerate bed. Clast framework consists mostly of angular sandstones and mudstones embedded in finely crumbled mudstone groundmass

3. Subfacja G2; około 6.5 m długości blok drobnoziarnistego piaskowca tkwiący w parazlepieniu bogatym w masę wypełniającą. Fotografie 2 i 3 – asocjacja V; formacja zlepieńca z Chwaliszowa, odsl. S3

Subfacies G2; 6.5 m long clast of fine sandstone sticking in unsorted, matrix-supported conglomerate. Photo 2 and 3 – facies association V; Chwaliszów Conglomerate Formation, exposure S3



1



2



3

Szczepan J. PORĘBSKI Sedimentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzić (Sudety Zachodnie)  
Świebodzić succession (Upper Devonian - lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

PLANSZA XI

PLATE XI

Facja *H*. Ortozlepienie  
Facies *H*. Orthoconglomerates

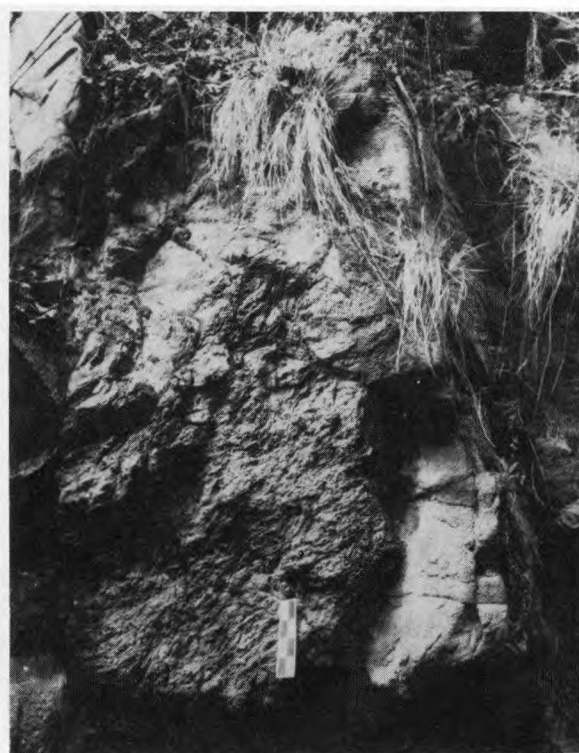
1. Grubolawicowe ortozlepienie o zwartym szkielecie ziarnowym przelawicone cienkimi lawicami gruboziarnistych piaskowców frakcjonowanych i masywnych a). Strop po prawej (asocjacja *V*; formacja zlepieńca z Książa, odsl. K2)  
Thick-bedded, clast-supported conglomerates interlayered with thin beds of massive and graded sandstone (a). Stratigraphic top to right (facies association *V*; Książ Conglomerate Formation, exposure K2)
2. Subfacja *H1*; zbliżenie lawicy *c* z fotografii 1. Dolna część lawicy ortozlepieńca o zwartym szkielecie ziarnowym z gradacją odwróconą  
Subfacies *H1*; close-up view of bed *c* from photo 1. Lower part of clast-supported, inverse graded conglomerate
3. Subfacja *H6*; słabo obtoczony blok gnejsu o długości około 1,5 m tkwiący w zlepieńcu masywnym bogatym w masę wypełniającą. Długość skali – 20 cm asocjacja *V*; formacja zlepieńca z Książa, odsl. K1/3)  
Subfacies *H6*; 1.5 m long, poorly rounded gneiss boulder sticking in ungraded, matrix-rich conglomerate. Length of scale – 20 cm (facies association *V*; Książ Conglomerate Formation, exposure K1/3)



1



2



3

Szczepan J. PORĘBSKI – Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzić (Sudety Zachodnie)  
Świebodzić succession (Upper Devonian–lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

PLANSZA XII

PLATE XII

Facja *H*. Ortozlepienie  
Facies *H*. Orthoconglomerates

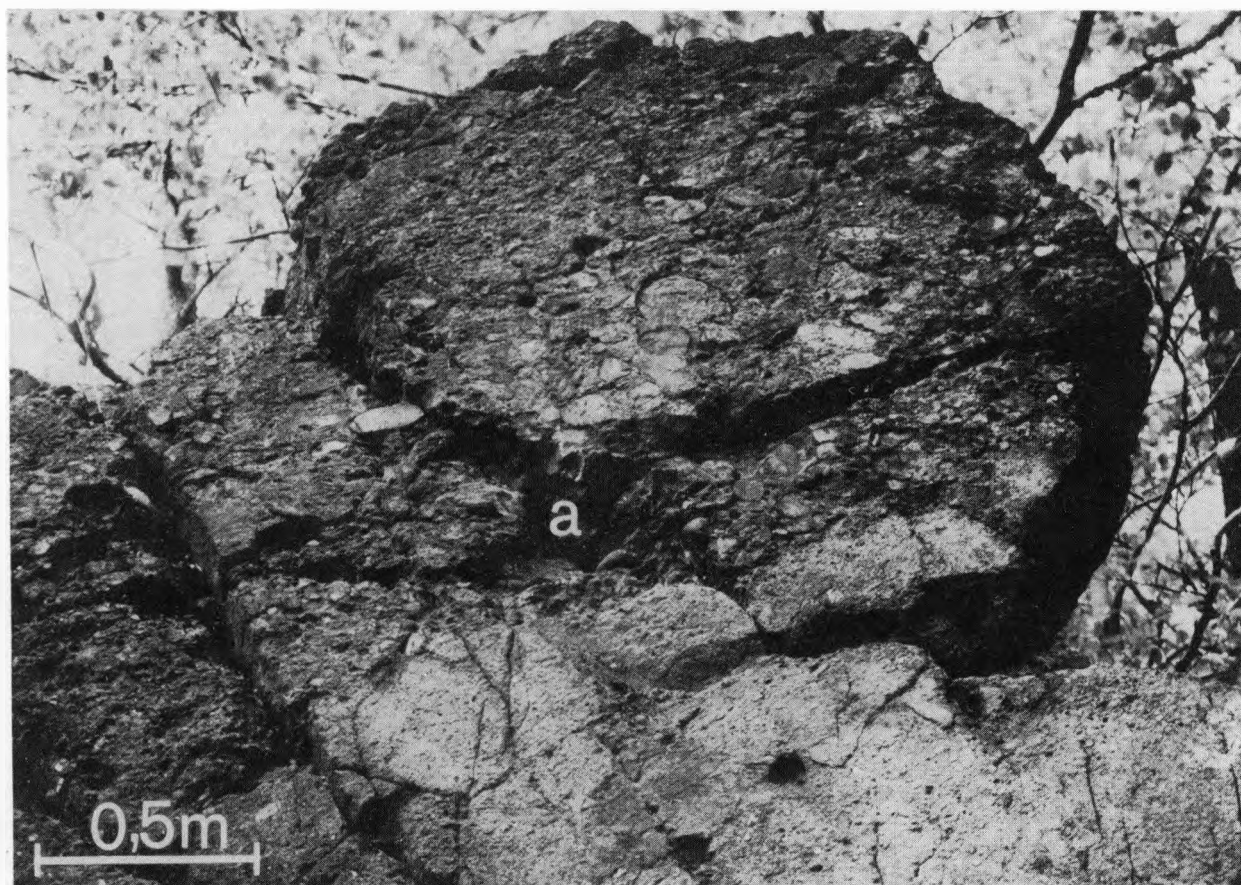
1. Subfacja *H2*; ławica zlepieńca o zwartym szkielecie ziarnowym z gradacją pensymetryczną (*a*). W dolnej części ławicy widoczna imbrykacja otoczków, przechodząca ku górze w subhoryzontalne ułożenie otoczków płaskich (asocjacja *V*; ogniwo zlepieńca z Lipiny, odsl. L1/3)

Subfacies *H2*; clast-supported, inverse-to-normally graded conglomerate bed (*a*). Imbricated clasts in lower part of the bed change their orientations to more subhorizontal in its upper part (facies association *V*; Lipina Conglomerate Member, exposure L1/3)

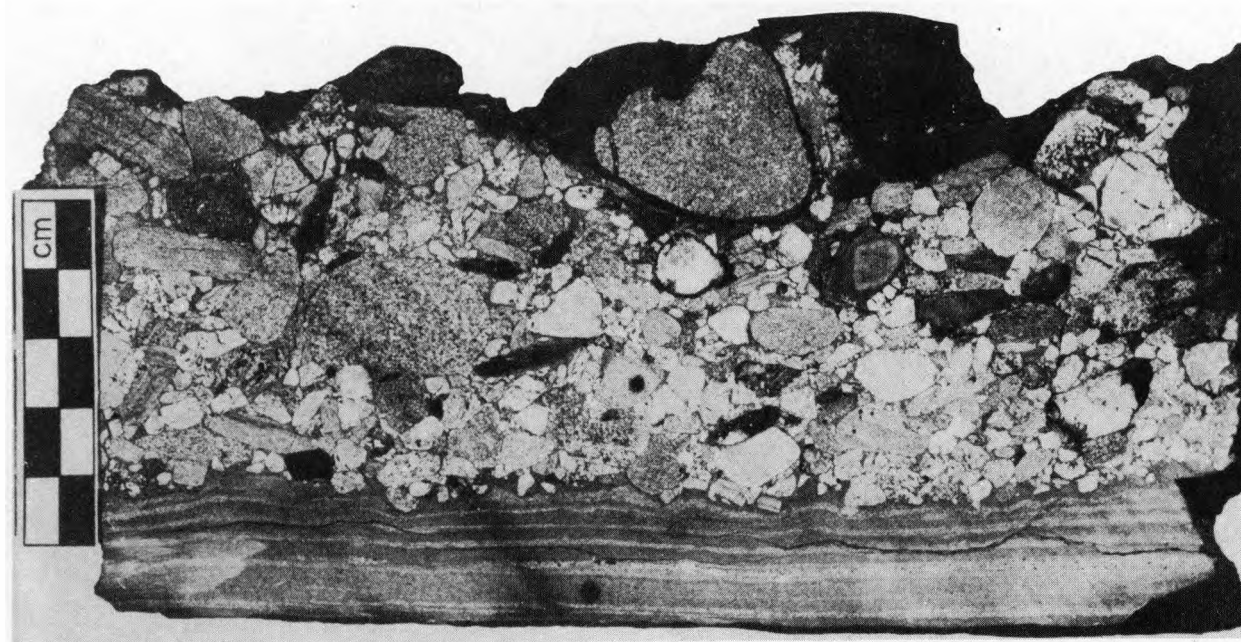
2. Subfacja *H2*; dolna część ławicy zlepieńca o zwartym szkielecie ziarnowym z gradacją persynatryczną (asocjacja *II*, frwacja z Pogorzały, SP II3)

Subfacies *H2*; lower part of clast-supported, inverse-to-normally graded conglomerate bed (facies association *II*; Pogorzała Formation, SP II3)





1



2

Szczepan J. PORĘBSKI - Sedymencja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzić (Sudety Zachodnie)  
Świebodzić succession (Upper Devonian – lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

## PLANSZA XIII

### PLATE XIII

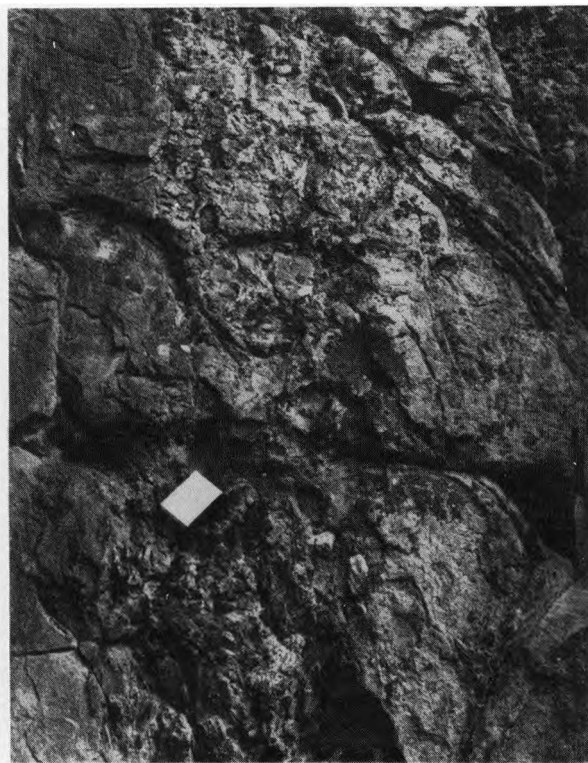
#### Facja *H*. Ortozlepieńce Facies *H*. Orthoconglomerates

1. Subfacja *H3*; ławica zlepieńca o zwartym szkielecie ziarnowym z gradacją normalną. Widoczna dobrze rozwinięta imbrykacja otoczków z orientacją dłuższych osi równoległe do kierunku zapadu płaszczyzny wyznaczonej przez oś najdłuższą i pośrednią otoczaka (asocjacja *V*; ogniwo zlepieńca z Lipiny, odsł. L2/4)  
Subfacies *H3*; clast-supported, normally graded conglomerate bed. Well developed clast fabric with longest axes parallel to flow and dipping upflow is visible (facies association *V*; Lipina Conglomerate Member, exposure L2/4)
2. Subfacja *H3*; ławica drobnootoczkowego zlepieńca z gradacją normalną i erozyjnym spągciem. Strop po prawej (asocjacja *V*; formacja zlepieńca z Książa, odsł. K2)  
Subfacies *H3*; clast-supported, normally graded fine pebble conglomerate bed with erosive base. Stratigraphic top to right (facies association *V*; Książ Conglomerate Formation, exposure K2)
3. Subfacja *H4*; ławica zlepieńca z gradacją normalną (*z*) z erozyjnym spągciem i piaskowcową, poziomo laminowaną górną częścią (*p*). Strop po lewej (asocjacja *V*; formacja zlepieńca z Książa, odsł. K1/3)  
Subfacies *H4*; clast-supported, normally graded conglomerate (*z*) with parallel stratified sandstone top (*p*). Stratigraphic top to left (facies association *V*; Książ Conglomerate Formation, exposure K1/3)
4. Subfacja *H4*; górna piaskowcowa część ławicy zlepieńca o zwartym szkielecie ziarnowym z gradacją normalną (asocjacja *IV*; formacja z Pogorzały, odsł. P1/3)  
Subfacies *H4*; upper, sandstone part of clast-supported, normally graded conglomerate bed (facies association *IV*; Pogorzała Formation, exposure L2/4)

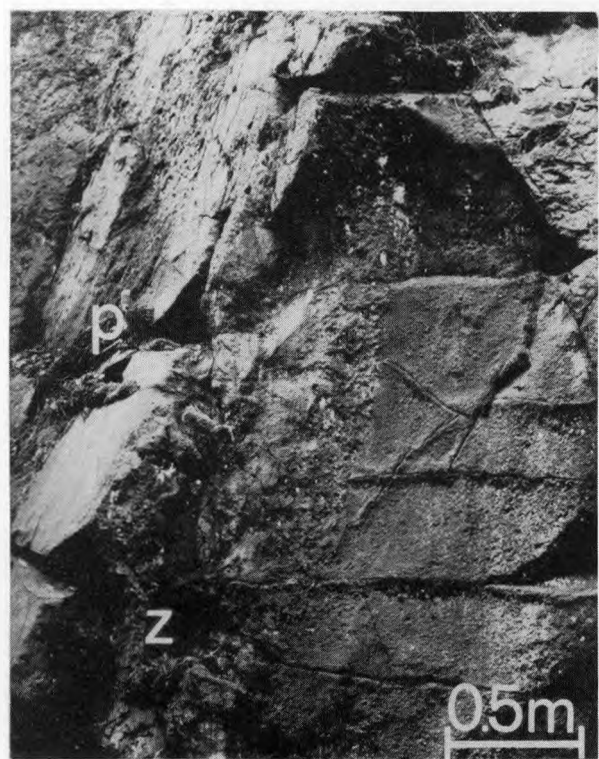




1



2



3



4

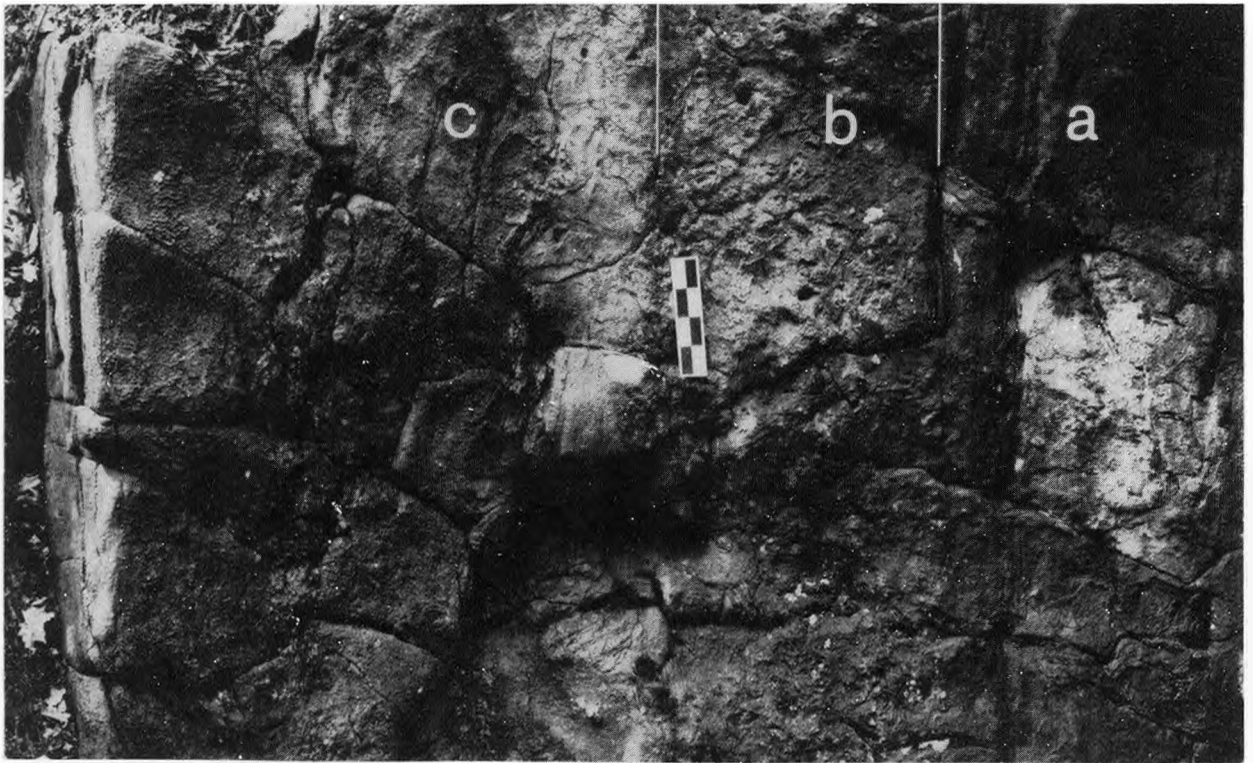
Szczepan J. PORĘBSKI – Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie)  
Świebodzice succession (Upper Devonian–lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

PLANSZA XIV

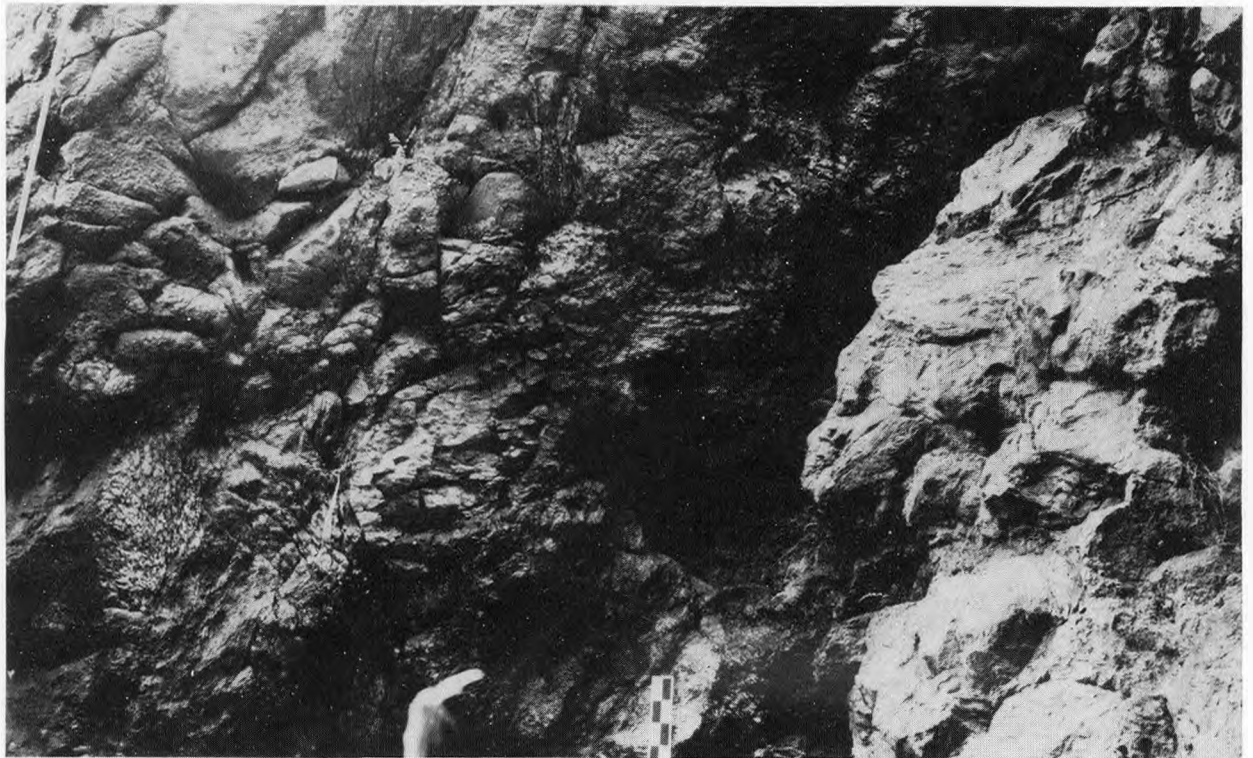
PLATE XIV

Facja *H*. Ortozlepienie  
Facies *H*. Orthoconglomerates

1. (c) Subfacja *H7*; grubootczakowy zlepieniec bogaty w masę wypełniającą z gradacją normalną. (b) Subfacja *H6*; drobnootczakowy masywny zlepieniec bogaty w masę wypełniającą. (a) Facja *E*; gruboziarnisty piaskowiec frakcjonowany z poziomo laminowaną górną częścią ławicy. Strop po lewej. Długość skali – 20 cm  
(c) Subfacies *H7*; cobble-bearing, matrix-rich and normally graded conglomerate bed with sandstone top. (b) Subfacies *H6*; fine pebble, matrix-rich and ungraded conglomerate bed. (a) Facies *E*; very coarse, graded sandstone with upper division of plane parallel lamination. Stratigraphic top to left. Length of scale – 20 cm
2. Subfacja *H5*; górna część ławicy grubootczakowego masywnego zlepienia o zwartym szkielecie ziarnowym. Strop po lewej; długość skali – 20 cm. Fotografie 2 i 3 – asocjacja *V*; formacja zlepienia z Książa, odsł. K1/3  
Subfacies *H5*; upper part of cobble to boulder-bearing, clast supported and ungraded conglomerate bed. Stratigraphic top to left; length of scale – 20 cm. Photo 2 and 3 – facies association *V*; Książ Conglomerate Formation, exposure K1/3



1



2

Szczepan J. PORĘBSKI – Sedymencja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzić (Sudety Zachodnie)  
Świebodzić succession (Upper Devonian–lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

PLANSZA XV

PLATE XV

Facja *I*. Zlepieniec onkoidowy. Asocjacja *I*; formacja z Pogorzały, odsłonięcie L4

Facies *I*. Oncolite conglomerate. Facies association *I*; Pogorzała Formation, exposure L4

1. Górna, poziomo laminowana część ławicy frakcjonowanego piaskowca z onkoidami (SP K42)

Upper, plane parallel laminated part of graded sandstone bed with oncolites at base (SP K42)

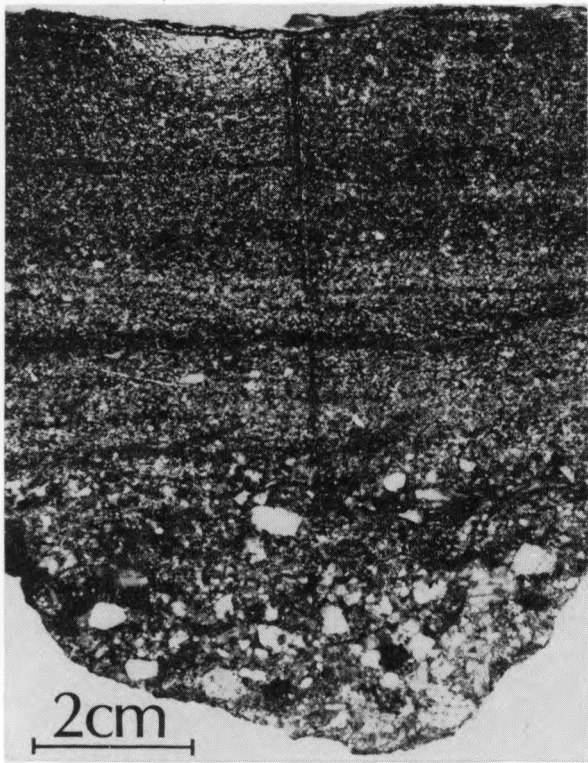
2. Dolna część ławicy z fotografii *1*; w obrębie piaszczystej masy wypełniającej widoczne rozproszone onkoidy (SP K41)

Lower part of bed illustrated in photo *1*. Within terrigenous sandstone matrix "floating" oncolites are visible (SP K41)

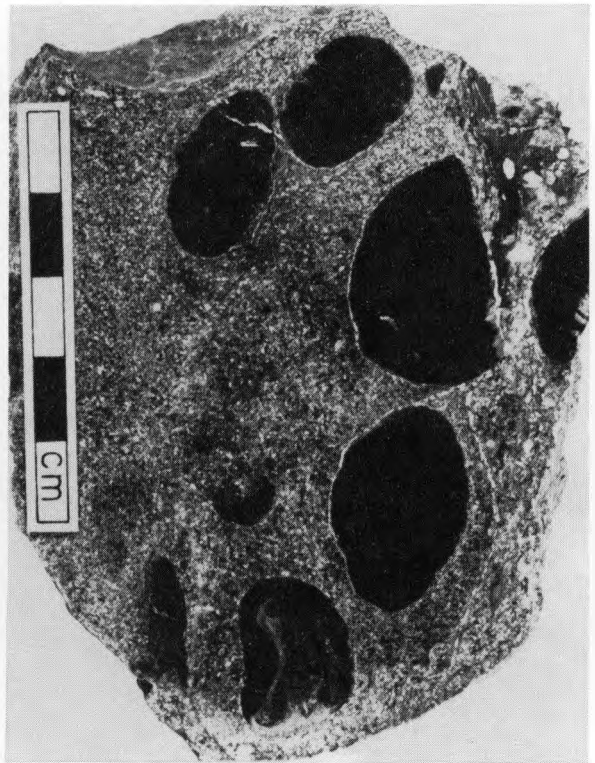
3, 4. Przekroje onkoidów z koncentryczną laminacją organogeniczną rozwiniętą na skorupach ramienionogów (K27, K22)

Section cut through oncolites showing organogenic lamination developed concentrically around brachiopod shells (K27, K22)





1



2



3



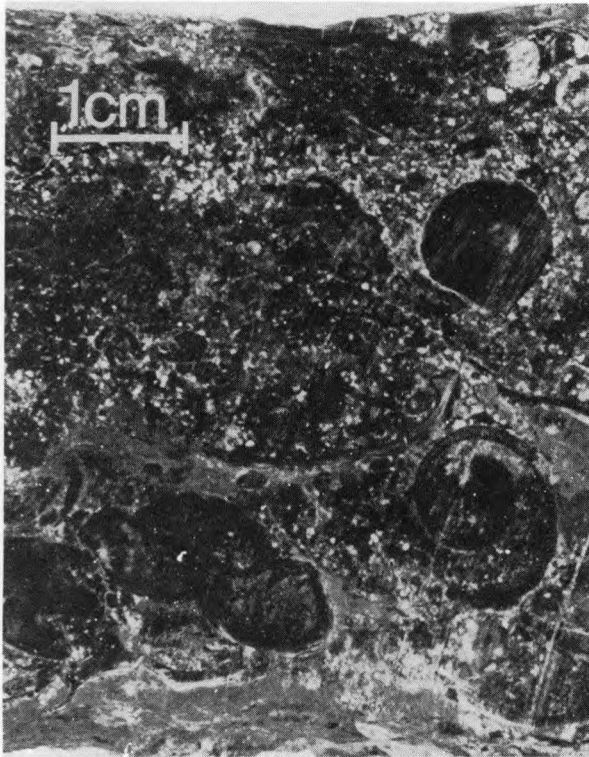
4

Szczepan J. POREBSKI – Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzi (Sudety Zachodnie)  
Świebodzi succession (Upper Devonian–lowest Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex

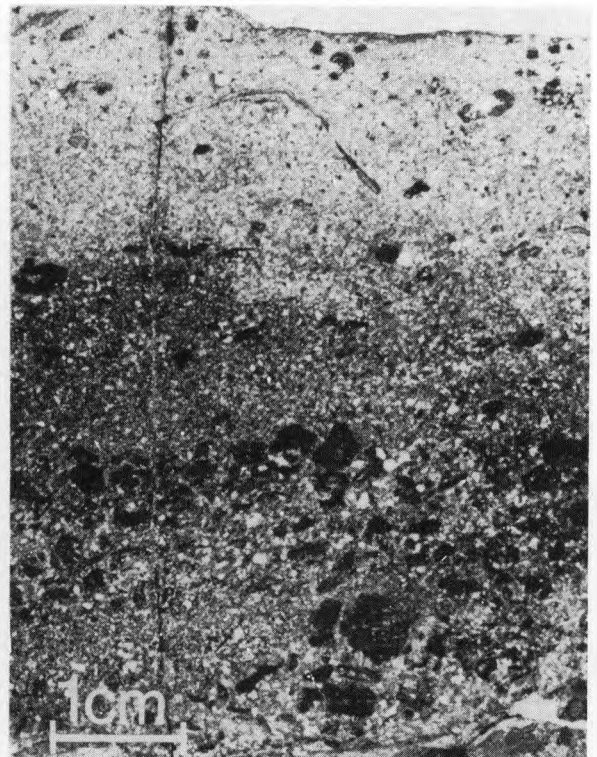
PLANSZA XVI

PLATE XVI

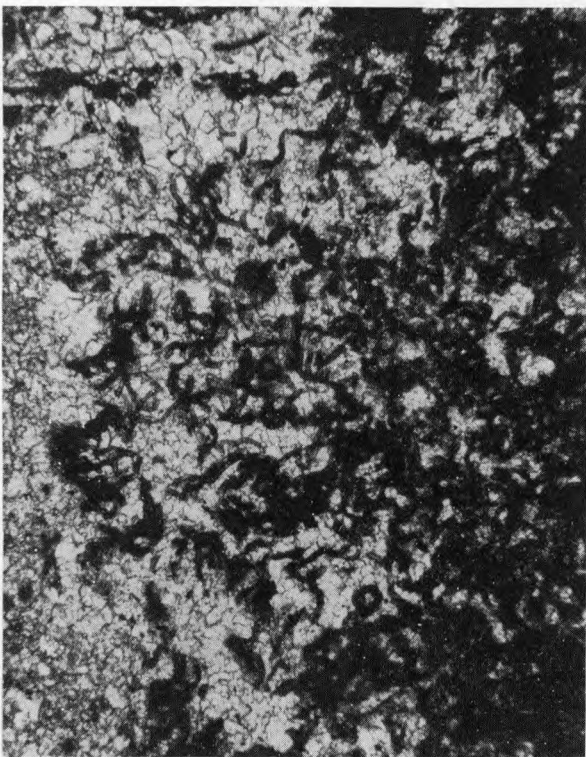
1. Facja *J*: przekrój ławicy biomicrudytu zanieczyszczonego materiałem terygenicznym. W obrębie elementów szkieletowych dominują skorupy ślimaków, ramienionogów, drobny detrytus koralowy i onkoidy; w spągu ławicy widoczne pograży (SP DII/10).  
Facies *J*: section through bed of biomicrudite contaminated with terrigenous material. Within skeletal elements shells of gastropods, brachiopods, coral debris and oncolites dominate. Load cast visible at base of the bed (SP DII/10)
2. Facja *J*: kalkarenit z erozyjnym spągiem i normalnie frakcjonowaną częścią przystropową (SP D13). Fotografie 1, 2 – asocjacja I; formacja z Pogorzały, Jezioro Daisy  
Facies *J*: calcarenite bed with erosive base and graded top (SP D13). Photo 1 and 2 – facies association I; Pogorzala Formation, Jezioro Daisy
3. Facja *I*: rurki *Girvanella* w obrębie korteksu onkoidu (X80; D25/a)  
Facies *I*: tubes of *Girvanella* preserved within oncolite cortex (X80; D25/a)
4. Facja *I*: *Rothpletzella* w obrębie korteksu onkoidu (X80; D5). Fotografie 3, 4 – asocjacja I; formacja z Pogorzały, odsl. L4  
Facies *I*: *Rothpletzella* within oncolite cortex (X80; D5). Photo 3 and 4 – facies association I; Pogorzala Formation, exposure L4



1



2



3



4