

## SEDYMENTACJA DOLNEGO PALEOZOIKU GÓR BARDZKICH

Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes):  
A sequence of deep-sea pelagic sediments

Bartłomiej WYŻGA

Zakład Ochrony Przyrody i Zasobów Naturalnych PAN  
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	119
Wstęp . . . . .	119
Utwory dolnego paleozoiku na tle budowy geologicznej Gór Bardzkich . . . . .	120
Obszar badań . . . . .	120
Litologia, stratygrafia i mechanizm depozycji osadów dolnego paleozoiku . . . . .	125
Warstwy z Jodłownika . . . . .	125
Interpretacja mechanizmów depozycji warstw z Jodłownika . . . . .	128
Dolne łupki graptolitowe . . . . .	129
Interpretacja mechanizmów depozycji dolnych łupków graptolitowych . . . . .	131
Szarozielone łupki . . . . .	132
Interpretacja mechanizmów depozycji szarozielonych łupków . . . . .	133
Górne łupki graptolitowe . . . . .	133
Interpretacja mechanizmów depozycji górnych łupków graptolitowych . . . . .	134
Łupki zdanowskie – niższa część jednostki . . . . .	135
Interpretacja mechanizmów depozycji łupków zdanowskich . . . . .	136
Charakter i środowisko sedymentacji . . . . .	136
Literatura . . . . .	139
Summary . . . . .	142

**STRESZCZENIE.** Dolny paleozoik struktury bardzkiej wykształcony jest jako głębokomorskie osady terygeniczne i krzemionkowe o miąższości co najmniej stu kilkudziesięciu metrów. W ich obrębie wyróżnia się następujące jednostki litostratygraficzne: warstwy z Jodłownika (górnym ordowik), dolne łupki graptolitowe (landower-dolny ludlow), szarozielone łupki (górnym ludlow–přidoli), górne łupki graptolitowe (najwyższy přidoli–środkowy prag) i łupki zdanowskie (środkowy prag-?).

Niższa część warstw z Jodłownika została zinterpretowana jako osady pelagiczne deponowane w obecności natlenionych wód dennych, część wyższa jako kompleks osadów zdeponowanych przez podmorskie sploty masowe, głównie prądy zawieszinowe, oraz głębokomorskie prądy trakcyjne. Dolne łupki graptolitowe, szarozielone łupki i górne łupki graptolitowe to kilkudziesięciometrowej miąższości sekwencja

osadów pelagicznych powstałych bądź w warunkach zasadniczo euksynicznych (dolne i górne łupki graptolitowe), bądź w obecności natlenionych wód dennych (szarozielone łupki). Łupki zdanowskie zostały zinterpretowane jako osady pelagiczne lub hemipelagiczne z podrzędnymi przewarstwieniami osadów prądów zawieszinowych niskiej gęstości deponowane w obecności natlenionych wód dennych.

Stwierdzono sedymentacyjny kontakt warstw z Jodłownika i dolnych łupków graptolitowych. Zmiany charakteru sedymentacji (zanik sedymentacji turbidytowej, rozwój sedymentacji mułów radiolariowych i euksynizacja wód dennych basenu sedymentacyjnego) zarejestrowane w osadach strefy przejściowej od warstwy z Jodłownika do dolnych łupków graptolitowych są, zdaniem autora, efektem podniesienia się poziomu oceanu światowego, prawdopodobnie o charakterze glacieustatycznym, w najwcześniejszym sylurze.

### WSTĘP

Autorem najstarszej wzmianki o obecności w Górach Bardzkich dolnopaleozoicznych skał (łupków z graptolitami) jest Krug von Nidda (1855). Występujące tu utwory dolnopaleozoiczne opisują

wali ponadto: Dathe (1904), Bederke (1924), Dahlgrün i Finckh (1924), Fischer (Finckh *et al.* 1942), Oberc (1953, 1957, 1968a, b, 1977, 1980), Malinowska (1955), Teller (1959, 1960, 1962), Po-

rębska (1980, 1982) oraz Chorowska i Oberc (1980). Szczególnie istotne dla ustalenia następowstwa warstw oraz ich wieku były prace Dahlgrüna i Finckha (*op. cit.*), Malinowskiej (*op. cit.*) i Porębskiej (*op. cit.*).

W obrębie dolnopaleozoicznych utworów Gór Bardzkich wyróżniono następujące jednostki litostratygraficzne: warstwy z Jodłownika (Oberc 1968b), dolne łupki graptolitowe (Oberc 1977), szarozielone łupki (Jaeger 1977), górne łupki graptolitowe (Oberc 1977) i łupki żdanowskie (Oberc 1957).

Dolnopaleozoiczne osady Gór Bardzkich różnią się od osadów tego wieku znanych z innych jednostek geologicznych Polski silną kondensacją profilu oraz ilasto-krzemionkowym wykształceniem. Różnice w wykształceniu tych osadów są odzwierciedleniem różnic między środowiskami sedymentacji oraz odmiennego rozwoju paleogeograficznego. Dolnopaleozoiczne utwory Gór Bardzkich nie były dotychczas charakteryzowane pod względem sedymentologicznym.

Przedstawiana praca jest próbą odtworzenia mechanizmów depozycji tych osadów oraz określenia środowiska ich sedymentacji. Autor wyraża nadzieję, iż prezentowane wyniki badań pozwolą na uściślenie określenia dolnopaleozoicznych osadów Gór Bardzkich jako osadów geosynklinalnych, umożliwiając określenie, przynajmniej względne, takich cech środowiska sedymentacji, jak batymetria, oddalenie od obszarów lądowych oraz sposób i natężenie dostawy materiału terygenicznego do basenu. Charakterystyka sedymentologiczna dolnego paleozoiku Gór Bardzkich może także okazać się pomocną przy próbach rekonstrukcji rozwoju paleogeograficznego większych obszarów, jakie są (Tomczykowa, Tomczyk 1978; Cwojdziański 1980; Don 1985) i z pewnością będą czynione.

Przedstawiana praca jest rozwinięciem pracy magisterskiej (Wyżga 1984) wykonanej w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego pod kierunkiem dr Elżbiety Porębskiej.

## UTWORY DOLNEGO PALEOZOIKU NA TLE BUDOWY GEOLOGICZNEJ GÓR BARDZKICH

Góry Bardzkie określane są w nomenklaturze geologicznej jako struktura bardzka (fig. 1), która zalicza się do Sudetów Zachodnich (Oberc 1972).

Na obszarze struktury bardzkiej występują utwory ordowiku, syluru, dewonu i dolnego karbonu. Zdaniem Wajsprycha (1978, 1980) osady ordowiku, syluru i dewonu, jak również znaczna część osadów dolnego karbonu, znajdują się w pozycji allochtonicznej, tworząc tzw. melanżowy kompleks Żdanowa. Rozwój basenu sedymentacyjnego struktury bardzkiej (Wajsprych *op. cit.*) ograniczony był do wczesnego karbonu, zaś przedkarbońskie skały osadowe i allochtoniczna część utworów dolnokarbońskich dostały się w obręb tego basenu w późnym wizenie, w końcowych etapach jego rozwoju, w wyniku działalności procesów sedymentacyjno-tektonicznych związanych z tektogenezą warwicyjską.

Szczegółowe zdjęcie geologiczne w skali 1:10000 wystąpienia skał ordowiku i dewonu w rejonie wsi Żdanów (północno-wschodnia część Gór Bardzkich) wraz z bezpośrednim ich otocze-

niem (fig. 1), wykonane przez autora, potwierdziło pogląd Wajsprycha (1978, 1980) o allochtonicznej pozycji tych utworów w stosunku do wizeńskich osadów fliszowych stanowiących podłoże melanżowego kompleksu Żdanowa. W obecnym opracowaniu zamieszczono elementy graficzne będące wynikiem przeprowadzonych prac kartograficznych (mapa odkryta — fig. 2; przekroje geologiczne — fig. 3; zbiorczy profil litostratygraficzny — fig. 4; profil litostratygraficzny utworów ordowiku-dewonu rejonu Żdanowa — fig. 5), komentarz słowny do nich zawarty jest w pracy magisterskiej autora (Wyżga 1984).

Charakterystyczna dwudzielność rozwoju ciemnych osadów z graptolitami, przerwane go w późnym ludlowie i pridoli, i ilaste wykształcenie górnego ludlowu i pridoli oraz osadów bezpośrednio młodszych od górnych łupków graptolitowych były powodem zaliczenia osadów dolnego paleozoiku Gór Bardzkich do tzw. facji bawarskiej strefy sakso-turyńskiej geosynkliny warwicyjskiej (Jaeger 1977).

## OBSZAR BADAŃ

Niniejsze opracowanie przedstawia wyniki badań przeprowadzonych w trzech najlepiej od-

śloniętych w rejonie bardzkim profilach dolnego paleozoiku. Są to:

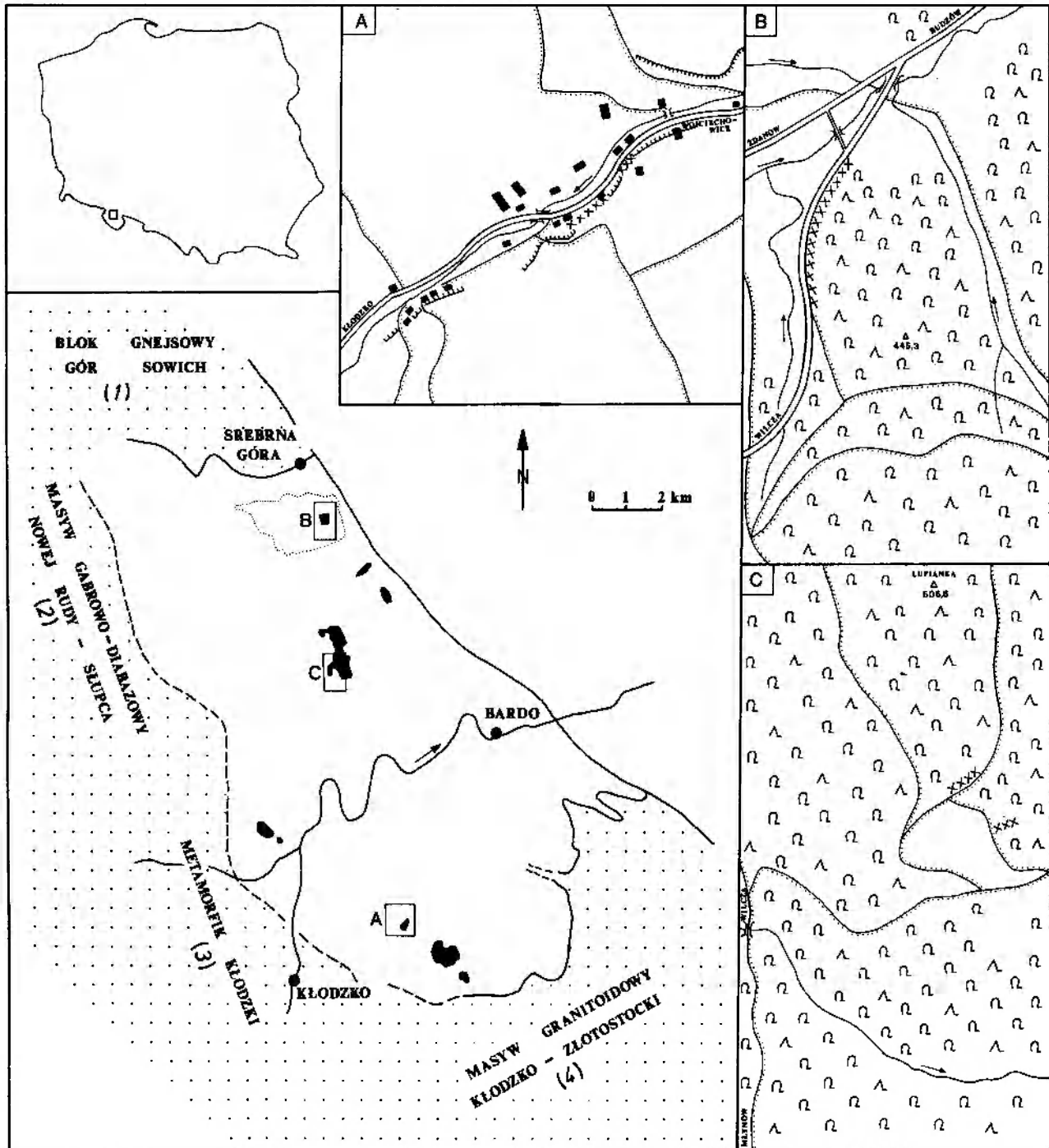


Fig. 1. Występowanie skal dolnopaleozoicznych w Górach Bardzkich (obszary zaciemnione) wraz z lokalizacją profili (zaznaczone krzyżykami) w Wojciechowicach (A), w Żdanowie (B) i na Łupiance (C). Linia kropkowaną zaznaczono granice obszaru przedstawionego na szczegółowej mapie geologicznej (vide fig. 2)

Distribution of Lower Palaeozoic rocks (shaded) in the Bardo Mts. and location of studied sections (marked by crosses) at Wojciechowice (A), at Żdanów (B) and on the Łupianka Mt. (C). Boundaries of the mapped area (vide fig. 2) marked by the dotted line. 1 – Sowie Góry Gneiss Block; 2 – Nowa Ruda-Słupiec Gabbro-Diabase Massif; 3 – Kłodzko Metamorphic Massif; 4 – Kłodzko-Złoty Stok Granitoid Massif

1) profil w zachodniej części wsi Wojciechowice w skarpie lewobrzeżnej terasy potoku Jodłownik (fig. 1A);

2) profil we wschodniej części wsi Żdanów w skarpie szosy Budzów-Wilcza (fig. 1B);

3) profil na południowo-zachodnim stoku góry Łupianka w pobliżu wsi Wilcza (fig. 1C).

Przeprowadzone badania pozwoliły na reinterpretację budowy tektonicznej badanych profili. Dolnopaleozoiczne skały odsłonięte w profilu w

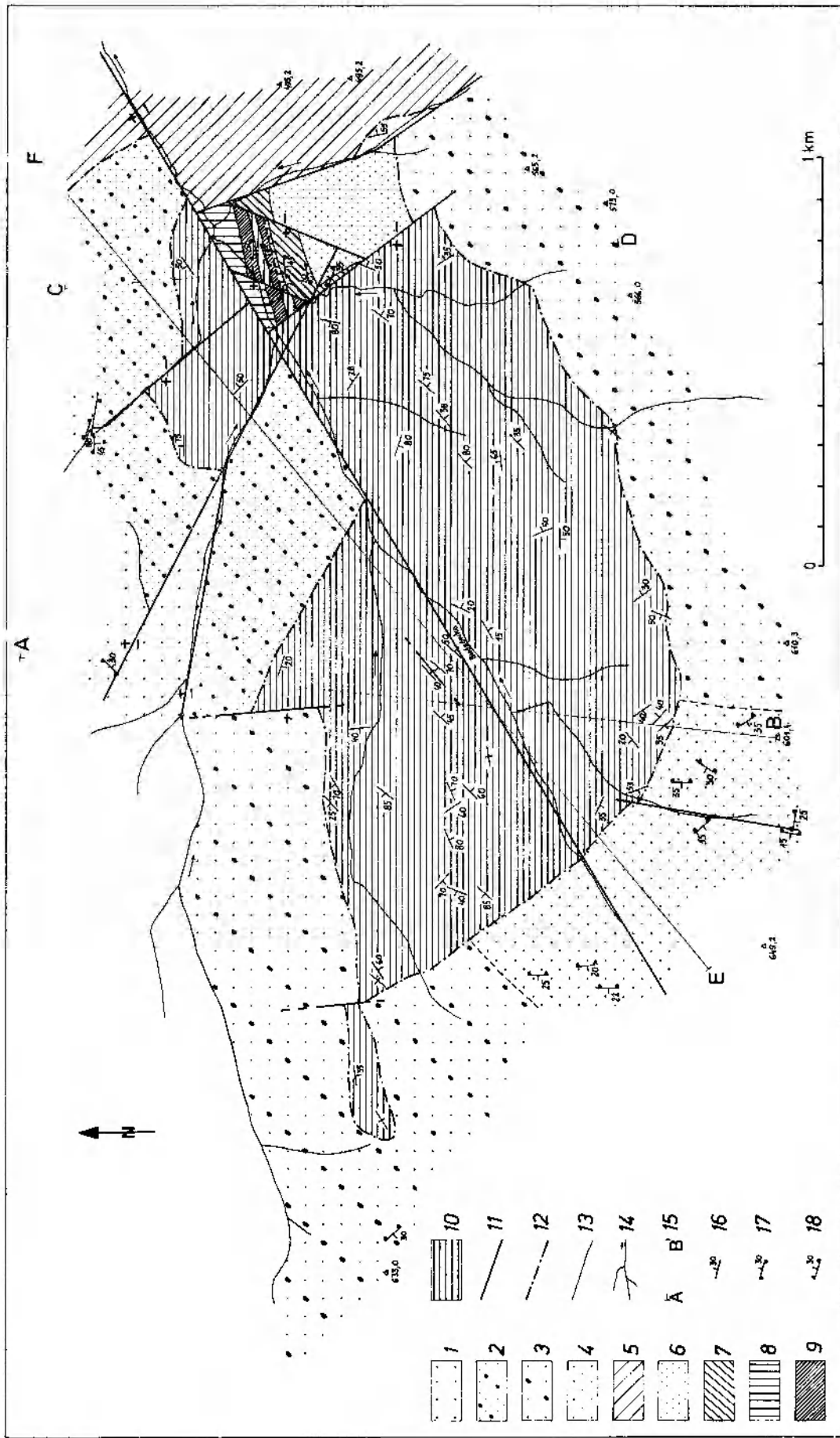


Fig. 2. Szczegółowa mapa geologiczna rejonu Ždanowa (NE-część Gór Barázkich). Litostratygrafia: 1 - formacja paskowców ze Srebrnej Góry (wizen); melaniowy kompleks Ždanow; (wizen); 2 - olistosrom; 3 - utwory melani bez dokładniejszego określenia; 4 - piaskowce ze Srebrnej Góry w pozycji allochtonicznej; 5 - dolne i górnoludlowe (landwer dolny i ludlowy); 6 - warstwy z Jodłownika (górnoludlowy); 7 - dolne i górne ludlowe (landwer dolny i ludlowy); 8 - szaroludlowe (górnoludlowe); 9 - górnoludlowe (górnoludlowe); 10 - seria ždanowska (średnioludlowy); 11 - uskoki; 12 - granice wielkich olistosromów; 13 - granice jedno- i dwustronnych; 14 - potoki; 15 - linie przekrojów (vide fig. 3); 16, 17, 18 - zależanie warstw; bez określenia pozycji (16), w pozycji normalnej (17) i odwrócone (18)

Detailed geological map of the area near Ždanová village (NE part of the Bardo Mts.). Lithostratigraphy: 1 - Srebrná Góra Sandstone; Visean; 2 - olistostratum; 3 - melange rocks undifferentiated; 4 - Srebrná Góra Sandstones in allochthonous position; lithostratigraphic units of gae; olistoliths; 5 - lower Ludlowian; Přídolí; 6 - Jodlůvnik Beds (Upper Ordovician); 7 - Lower Ordovician; Ludlowian; 8 - Grey greenish Shales (Upper Ludlowian; Přídolí); 9 - Upper Graptolitic Shales (Uppermost Přídolí-Middle Prague); 10 - Ždanová Series (Middle Prague; Upper Devonian?); Other symbols: 11 - faults; 12 - boundaries of great olistoliths; 13 - boundaries of lithostratigraphic units; 14 - streams; 15 - cross-section lines (vide Fig. 3); 16, 17, 18 - orientation of strata; strata in unknown position (16), in normal position (17) or in reversed (18) position

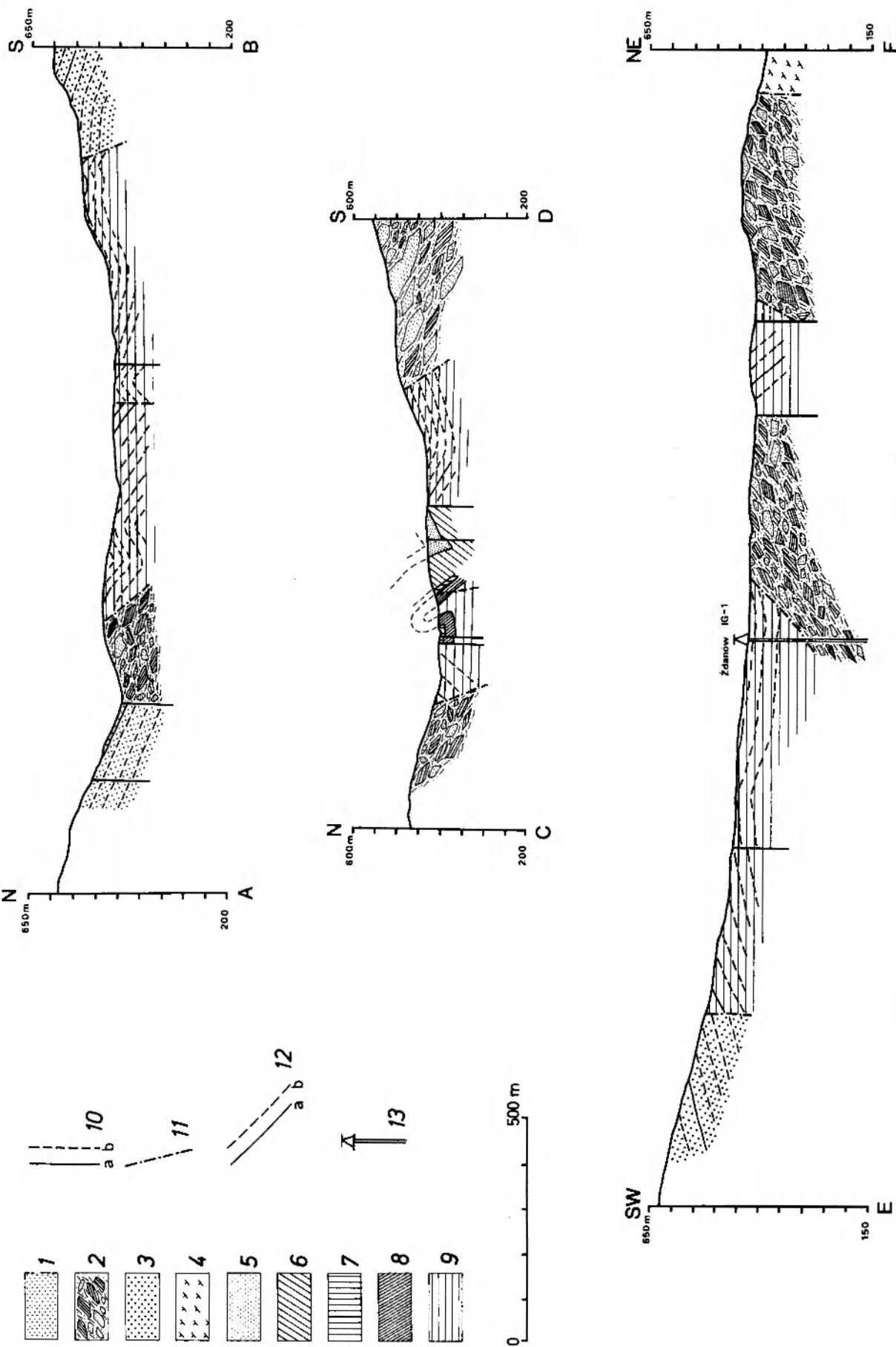


Fig. 3. Przekroje geologiczne rejonu Żdanów (okalizacja przekrojów na figurze 2). Litostratygrafia: 1 – formacja piaskowców z Srebrnej Góry; melanzowy kompleks Żdanowa: 2 – utwory meandrujące bez wielkich olistolitów; 3 – piaskowce ze Srebrnej Góry w pozycji allochtonicznej; jedacski litostratygraficzne wielkich olistolitów; 4 – gnejsy typu sowiegórskiego; 5 – warstwy z Jodłownika 6 – dolne łupki graptolitowe 7 – szarozelone łupki, 8 – jórne łupki graptolitowe, 9 – seria żłanowska. Inn. symbole; 10 – uskoki; (a) stwierdzone, (b) przypuszczalne; 11 – granice wielkich olistolitów; 12 – przebieg warstw; 13 – lokalizacji wiercenia Żdanów IG-1

Geological cross-sections of the mapped area (for location of the cross sections see figure 2). Lithostratigraphy: 1 – Srebrna Góra Sandstones, Żłanów Melange Complex: 2 – meandering units without great olistoliths, 3 – Srebrna Góra Sandstones in a tectonically displaced position, lithostratigraphic units of great olistoliths; 4 – gneisses of the Sowie Góry type, 5 – Jodłownik Beds, 6 – Lower Graptolitic Shales, 7 – Grey-greenish Shales, 8 – Upper Graptolitic Shales, 9 – Żdanów Series Other symbols: 10 – faults: (a) determined, (b) presumed; 11 – boundaries of great olistoliths; 12 – strike of strata; (a) determined, (b) presumed; 13 – location of the Żdanów IG-1 borehole

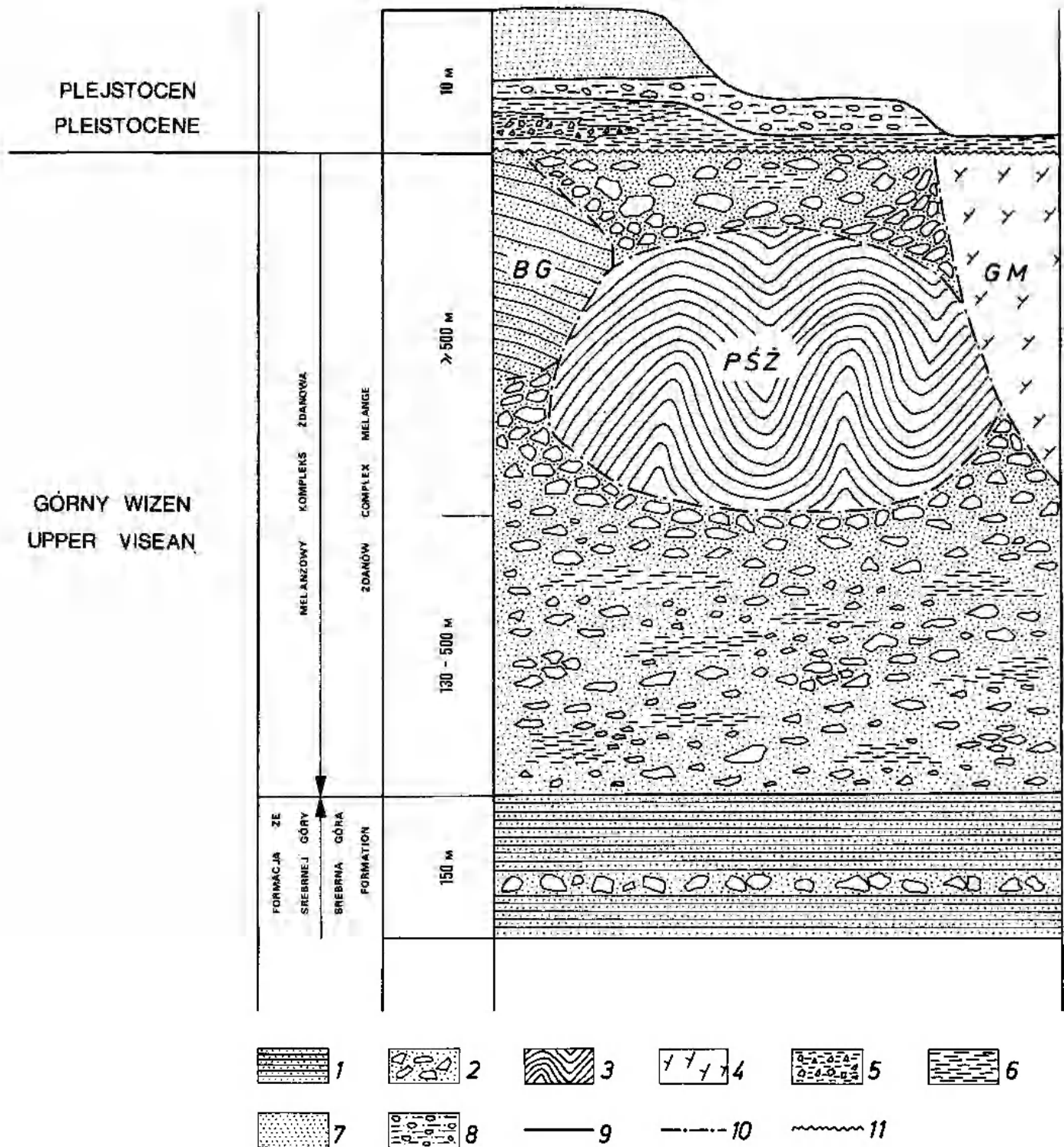


Fig. 4. Zbiorczy profil litostatygraficzny rejonu Żdanowa. 1 – piaskowce i łupki; 2 – utwory olistostromowe; 3 – skały osadowe pokrywy ślizgowej Żdanowa; 4 – gnejsy; 5 – koluwia – gliny z rumoszem; 6 – ily i muły glacilimniczne; 7 – piaski fluwioglacjalne; 8 – gliny zwalowe; 9 – granice jednostek litostatygraficznych; 10 – granice wielkich olistolitów; 11 – powierzchnia erozyjna. Nazwy wielkich olistolitów: BG – blok Grodni; PSZ – pokrywa ślizgowa Żdanowa; GM – gigantolistolit Mikołajowa

Synthetic lithostratigraphic profile of the mapped area. 1 – sandstones and shales; 2 – olistostrome rocks; 3 – sedimentary rocks of the Żdanów slide-sheet; 4 – gneisses; 5 – coluvial loams with debris; 6 – glacilimnic clays and muds; 7 – fluvio-glacial sands; 8 – till; 9 – boundaries of lithostratigraphic units; 10 – boundaries of great olistoliths; 11 – erosional surface. Great olistoliths: BG – Grodnia block; PSZ – Żdanów slide-sheet; GM – Mikołajów giant olistolith

Żdanowie tworzą zdaniami Oberca (1957) fałszywą synklinę obciętą uskokiem od południa, natomiast według Porębskiej (1982) dwie struktury fałdowe: fałszywą synklinę w części południowej i normalną synklinę w części północnej odsłonięcia; synkliny te oddziela nieciągłość tektoniczna, która przebiega między warstwami z Jodłownika i utworami syluru.

Zdaniem autora w omawianym profilu występują dwie struktury fałdowe: fałszywa synklina w południowej części oraz fałszywa antyklina w północnej części odsłonięcia; północne skrzydło fałszywej synkliny jest zarazem południowym skrzydłem fałszywej antykliny (fig. 7B). Strefa graniczna między warstwami z Jodłownika i dolnymi łupkami graptolitowymi w północnym skrzydle fałszywej synkliny (fig. 7A) jest istotnie silnie zaburzona – co jest rzeczą normalną na kontakcie warstw o różnej kompetencji – ale stratygraficzna ciągłość wymienionych jednostek jest niewątpliwa. Fałszywa synklina i fałszywa antyklina powstały zapewne z przefaldowania brzuszno-skrzydła fałdu leżącego lub płaszczowiny. Tektonika fałdowa omawianych skał jest zaburzona uskokowymi przemieszczeniami warstw.

Zdaniem Malinowskiej (1955) piaskowce ordowiku oraz łupki graptolitowe widoczne w odsłonięciu w Wojciechowicach tworzą normalną synklinę; jej budowa jest asymetryczna, z południowo-zachodnim skrzydłem obciętym uskokiem (Oberc 1957).

Badania autora wykazały, że budowa tektoniczna występujących tu utworów dolnego paleozoiku jest bardziej skomplikowana (fig. 6A). Najstarsza widoczna część warstw z Jodłownika w północno-wschodniej partii odsłonięcia zalega w położeniu odwróconym, zapadając stromo ku NE. Utwory młodszej części warstw z Jodłownika, występujące dalej ku SW, zapadają stromo ku S w położeniu odwróconym, a także tworzą niewielką fałszywą synklinę. Kontakt warstw z Jodłownika i dolnych łupków graptolitowych ma charakter tektoniczny. W obrębie łupków graptolitowych można wyróżnić trzy odmienne elementy strukturalne:

- element północno-wschodni, w którym warstwy zapadają łagodnie ku S. Występują tu utwory górnego landoweru w pozycji normalnej;

- element środkowy utworzony z silnie pofaldowanych warstw, w kilku miejscach o przebiegu równoległym do ściany odsłonięcia. Oś (osie) widocznej tu struktury fałdowej zapada stromo ku NE. Występują tu utwory landoweru starsze od interwału zon *Rastrites linnaei*-*Monograptus turriculatus*.

- element południowo-zachodni, w którym warstwy zapadają stromo ku NE. Występują tu utwory górnego landoweru i najniższego wenloku młodziejace ku NE.

## LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I MECHANIZM DEPOZYCJI OSADÓW DOLNEGO PALEOZOIKU

### WARSTWY Z JODŁOWNIKA

Osady reprezentujące tę jednostkę litostratygraficzną odsłaniają się w Wojciechowicach (fig. 6A), w Żdanowie (fig. 7A) i na Łupiance (fig. 6B).

Za najstarszą część warstw z Jodłownika uznał autor kilkunastometrowej miąższości pakiet<sup>1</sup> osadów w niższej części ilastych, w wyższej piaszczysto-ilastych (fig. 8) występujący na północno-wschodnim krańcu odsłonięcia w Wojciechowicach (fig. 6A). Oberc uznał te utwory za nietypową odmianę łupków kłodzkich i zaliczył je

początkowo do dolnego dewonu (1957), a następnie do ordowiku (1968a). Łupki kłodzkie zostały następnie określone jako mułowce i brekcje sedymentacyjne dolnego karbonu (Tubielewicz 1979) lub pogranicza dewonu i karbonu (Chorowska 1979). Omawiane osady zostały włączone przez autora w obręb warstw z Jodłownika w wyniku stwierdzenia wspólnych typów litologicznych oraz wyraźnego trendu zmian facjalnych od rozpatrywanych osadów do warstw z Jodłownika w miejscu typowym.

Dolną część omawianego pakietu osadów, o

<sup>1</sup> Do określania jednostek warstwowania stosowano terminy: lamina, zestaw lamin, warstwa, zgodnie z ich definicją podaną przez Gradzińskiego *et al.* (1976). Termin ławica użyto w znaczeniu genetycznym do opisu geometrycznej formy nagromadzenia osadu zdeponowanego przez podmorski sływ masowy, będącego efektem jednego aktu depozycji i składającego się z jednej lub kilku warstw o różnej litologii. Do określenia partii osadu wyróżniającej się w profilu występowaniem wybranej cechy lub podobnym zestawem typów litologicznych stosowano określenia: pakiet, kompleks, wkładka.

miąższości 6 m (fig. 8), tworzą czerwono-fioletowe łupki ilaste o płytkowej lub odłupkowej oddzielności<sup>2</sup>. Następnie występuje około 2 m żółtych i żółtozielonych łupków mułowcowych. Wyższa część to kompleks przewarstwiających się piaskowców, pyłowców, łupków mułowcowych i ilastych<sup>3</sup> o miąższości około 7,5 m (fig. 8). Ku górze profilu zmniejsza się udział łupków ilastych, a wzrasta ilość piaskowców i pyłowców. Dominującym elementem w tej partii profilu są żółte i kremowe, masywne, drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste piaskowce lub pyłowce. Tworzą one ławice o miąższości 20–30 cm, sporadycznie do 60 cm, o ostrych spągach i stropach. Pomiędzy ławicami piaskowców i pyłowców występują przewarstwienia żółtych i żółto-szarych łupków ilastych oraz żółtozielonych łupków mułowcowych. Piaskowce i pyłowce nie wykazują struktur trakcyjnych i frakcjonowania ziarn. Często zawierają wyerodowane z podłoża klasty łupków ilastych o średnicy do 2 cm, ułożone równolegle do powierzchni granicznych ławic (pl. I, 1). Piaskowce mają charakter wak (pl. I, 1) oraz skał z pogranicza wak i arenitów, natomiast pod względem składu materiału ziarnowego są to piaskowce kwarcowe.

W najwyższej części kompleksu w obrębie piaskowców o opisanych wyżej cechach występują pojedyncze lub liczne małe riplemarki (pl. II, 1) utworzone z osadu o frakcji pyłowej. Były to prawdopodobnie riplemarki językowate.

Podrzednie w obrębie omawianego kompleksu występują pyłowce z rynnowym warstwowaniem przekątnym małej skali, łupki mułowcowe laminowane równolegle i łupki ilaste; wymienione typy litologiczne tworzą kilkunastocentymetrowe sekwencje o ostrych spągach i ziarnie drobniejącym ku górze.

Młodsza od opisanej powyżej część profilu warstw z Jodłownika reprezentowana jest w Wojciechowicach (środkowa część odsłonięcia – fig. 6A, 8), w jądrze fałszywej synkliny Żdanowa (fig. 7A, 10) i na Łupiance (fig. 6B, 11). Informacji o tej części profilu jednostki dostarczyły badania osadów w odsłonięciach oraz materiału występującego w zwietrzelinie. Podstawowym typem litologicznym są tu drobnoziarniste, ciemnoniebieskie piaskowce, z reguły laminowane równolegle, niekiedy bezstrukturalne. Laminacja wyrażona jest makroskopowo obecnością niebieskich i bia-

łych lamin o grubości od jednego do kilkunastu milimetrów; w obrazie mikroskopowym laminy różnią się wielkością ziarna oraz zawartością czarnej, nieprzezroczystej substancji w spoiwie (pl. I, 3). W obrębie piaskowców bez laminacji można obserwować smugi jasnego osadu o łukowatym, wklęsłym ku górze przebiegu mające najprawdopodobniej charakter struktur miseczkowych. Piaskowce mają charakter arenitów kwarcowych (pl. I, 3). W spoiwie występuje krzemionka oraz czarna, nieprzezroczysta substancja (tlenki manganu?) nadająca skale ciemnoniebieskie zabarwienie. Ponadto występują tu bardzo drobnoziarniste piaskowce i pyłowce o barwie żółtej lub jasnoszarej, które cechuje obecność warstwowania przekątnego małej skali, związanego genetycznie z małymi riplemarkami, lub warstwowania konwolutnego, szare lub żółte łupki mułowcowe z laminacją równoległą oraz bezstrukturalne łupki ilaste o barwie brązowej, a w najwyższej części jednostki zielonej.

Wymienione typy litologiczne grupują się w grube i bardzo grube ławice (30–150 cm miąższości). Ich dolne granice są ostre, natomiast ku górze ławic zaznacza się stopniowe zmniejszanie się frakcji osadu od piaszczystej lub pyłowej do ilastej. Na spągowej powierzchni jednej z ławic widoczne są pograży powstałe prawdopodobnie z przemodelowania jamek wirowych przy częściowym upłynnieniu osadu. W zwietrzelinie znalazł autor okazy grubo- i bardzo gruboziarnistych piaskowców z odlewami jamek wirowych, a także z widocznym przejściem od normalnego uziarnienia frakcjonalnego lub osadu bezstrukturalnego do laminacji równoległej.

Na uwagę zasługują niektóre ławice utworzone z osadu o odmiennych od opisanych powyżej cechach strukturalnych i teksturalnych (a, b, c – Wojciechowice, fig. 8; d – Łupianka, fig. 11):

a) bardzo gruba ławica złożona, w której kilkakrotnie przewarstwiają się laminowane równolegle piaskowce i pyłowce z warstwowaniem przekątnym małej skali;

b) średniej miąższości ławica o ostrym spągu i stropie utworzona z drobnoziarnistego, bezstrukturalnego piaskowca;

c) średniej miąższości ławica o ostrym spągu i stropie utworzona z żółto-brunatnego piaskowca, z zaznaczającym się odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym i niewyraźną laminacją równoległą

<sup>2</sup> Przy określaniu sposobu pękania skał zastosowano klasyfikację podaną przez Ingrama (*vide* Spears 1980).

<sup>3</sup> W niniejszym opracowaniu zastosowano trójczłonową klasyfikację teksturalną drobnoziarnistych skał terygenicznych podaną przez Blatta, Middletona i Murraya (*vide* Spears 1980).



w części spągowej (pl. II, 2) powstała w wyniku ścinającego ruchu osadu przed ostateczną depozycją. W wyższej części liczne są wyerodowane z podłoża klasty łupków o średnicy do 2 cm oraz ziarna kwarcu o wielkości do kilku milimetrów. Piaszkowiec ten ma charakter waki kwarcowej (pl. I, 2). Wyszortowanie osadu bardzo słabe;

d) ławica o widocznej miąższości 1,15 m utworzona z brunatnego mułowca zawierającego zmienną, niekiedy bardzo dużą domieszkę piasku i bardzo drobnego żwiru kwarcowego. Osad o największym udziale piasku ma charakter waki kwarcowej (pl. IV, 3). Struktura osadu zasadniczo chaotyczna.

W odsłonięciach w Żdanowie (fig. 7A, 10) i na Łupiance (fig. 6B, 11) stwierdził autor występowanie licznych bul utworzonych z piaszkowca lub pyłowca (pl. IV, 4). Buły te mają charakter:

1) nałożonych na siebie od dwóch do kilku małych riplemarków prądowych. Struktury takie mają owalny kształt i średnicę do kilku centymetrów (Żdanów);

2) fragmentów porozrywanych warstw piaszkowca lub pyłowca nagromadzonych w obrębie mułowcowego tła (pl. III, 1). Ich kształt jest owalny lub kulisty, wielkość z reguły wynosi kilka centymetrów (pl. III, 3), ale może dochodzić do 20 cm (pl. III, 2). W ich obrębie widoczne są struktury wewnętrzne (pl. II, 3), zazwyczaj warstwowanie przekątne małej skali, rzadziej laminacja równoległa. Krawędzie większych fragmentów przecinają struktury wewnętrzne (pl. II, 3); niekiedy widoczne jest zagięcie lamin przy krawędzi okazu (pl. II, 3), często laminy są zagięte ku środkowi (pl. III, 3). Struktury takie to pogrzeżnięte formy synklijalne i toczne piaszczyste (Żdanów, Łupianka);

3) dochodzących do 25 cm fragmentów piaszkowca, oddzielonych ostrymi płaszczyznami poprzecznych pęknięć. Fragmenty te składają się z szeregu nałożonych na siebie riplemarków prądowych, które ulegały grzeźnieniu i rotacji w podłożu, tak że powierzchnia dna pozostawała mniej więcej płaska (pl. II, 4, Łupianka).

Na Łupiance buły typu 2 i 3 występują w obrębie opisanej powyżej ławicy piaszczystego mułowca, który wykazuje wyraźne ślady upłynienia.

Obserwacje luźnych bloków występujących w zwietrzelinie w jądrowej części fałszywej synkliny Żdanowa dostarczyły danych o najbardziej spoiwystych i utworzonych z najgrubszej frakcji skałach z niższej, nie odsłaniającej się części profilu jednostki. Jej miąższość szacuje autor na co naj-

mniej 30 m, natomiast miąższość warstw z Jodłownika widocznych w odsłonięciu (fig. 7A) można określić na około 20 m. Wśród okazów z wy-preparowanymi strukturami wewnętrznymi dominują tutaj (około 80%) piaszkowce z laminacją równoległą (pl. V, 3). Na kilkunastu okazach widoczne jest tabularne warstwowanie przekątne. Występują okazy wyłącznie z zestawami tabularnego warstwowania przekątnego (pl. IV, 1; pl. V, 2), a także okazy z przejściem od laminacji równoległej do warstwowania przekątnego (pl. V, 4) lub z naprzemianległymi zestawami laminacji równoległej i warstwowania przekątnego (pl. IV, 2). Miąższość zestawów wynosi 2–6 cm; górna granica zestawów jest zawsze erozyjna. Powstanie opisanych wielozestawów lub zestawów tabularnego warstwowania przekątnego należy wiązać z migracją po dnie riplemarków o prostych grzbietach. Autor znalazł także kilka okazów z rynnowym warstwowaniem przekątnym małej skali.

Okazy z opisanymi strukturami utworzone są ze średnio- do bardzo drobnoziarnistych piaszkowców. Obserwacje mikroskopowe piaszkowców z tabularnym warstwowaniem przekątnym wskazują, iż są to arenity kwarcowe (pl. I, 4) różniące się od piaszkowców występujących w ławicach o ziarnie malejącym ku górze bardzo dobrym wysortowaniem ziarn oraz brakiem muskowitu.

Z procesami podobnymi do tych, które uformowały opisane piaszkowce z tabularnym warstwowaniem przekątnym, wiąże autor genezę:

– okazu z widocznym brzegiem kanału erozyjnego, w którego wypełnieniu widoczne są zestawy rynnowego warstwowania przekątnego małej skali (pl. V, 1). Zestawy te utworzone są z grubo- i bardzo gruboziarnistego piaszkowca (Żdanów);

– widocznej w odsłonięciu przy szosie w Żdanowie cienkiej warstwy piaszkowca o ostrym spągu i stropie, z bardzo licznymi odlewami jamek wirowych na powierzchni spągowej;

– znalezionej w zwietrzelinie w Wojciechowicach pyłowca z zestawami rynnowego warstwowania przekątnego małej skali o rozciągłości do 20 cm i bardzo małym kącie upadu lamin.

W najwyższej części warstw z Jodłownika (Żdanów – fig. 9; Łupianka – fig. 11) zachodzą istotne zmiany w składzie mineralnym oraz cechach teksturalnych i strukturalnych osadu. Występuje tu sekwencja ławic cieniejących, o ziarnie drobniejącym ku górze profilu. W kolejnych ławicach następuje odcięcie członu piaszkowcowego z laminacją równoległą, a następnie członu pyłow-

cowego z rynnowym warstwowaniem przekątnym. Tendencje te prowadzą do zaniku występowania osadów klastycznych w stropie jednostki. Około 1 m poniżej stropu jednostki pojawiają się osady pelagiczne, początkowo ilaste, a następnie przechodzące w jasne biogeniczne osady krzemionkowe (łupki krzemionkowe, rogowce). Nieznacznie powyżej poziomu pojawienia się osadów krzemionkowych następuje gwałtowna zmiana ich barwy z jasnej na ciemną (lidyty). Horyzont ten stanowi granicę warstw z Jodłownika i dolnych łupków graptolitowych.

#### INTERPRETACJA MECHANIZMÓW DEPOZYCJI WARSTW Z JODŁOWNIKA

Kilkumetrowy kompleks łupków ilastych, stanowiący zdaniem autora najstarszą odsłoniętą część warstw z Jodłownika, to osady pelagiczne. Tworzyły się one w obecności natlenionych wód dennych.

Gruboklastyczne osady wyższej części warstw z Jodłownika, nie wykazujące cech sedymentacji powyżej normalnej podstawy falowania, zostały przeanalizowane pod kątem stwierdzenia występowania struktur typowych dla „warstwowania hummocky” – charakterystycznej sekwencji osadów klastycznych deponowanych powyżej burzowej podstawy falowania (Dott, Bourgeois 1982). Analiza ta przyniosła wynik negatywny. Omawiane osady deponowane były zatem na dnie basenu sedymentacyjnego trwale zanurzonym poniżej burzowej podstawy falowania. Cechy strukturalne tych osadów wskazują, iż zasadnicza ich część została zdeponowana przez podmorskie sploty masowe. Dominującym typem splotów były prądy zawieszinowe niskiej gęstości, z którymi wiązać należy powstanie osadów grupujących się w ławice o ostrych spągach, z gradacyjnym zmniejszaniem się frakcji materiału ku górze, z charakterystyczną sekwencją struktur wewnętrznych najczęściej rozpoczynającą się interwałem B lub C Boumy (por. Rupke 1978). Mniejsze znaczenie miały:

a) sploty o charakterze pośrednim między splotami kolizyjnymi i splotami upłynnionego osadu (osady w ławicach o ostrych spągach i stropach, nie wykazujące struktur trakcyjnych i frakcjonowania ziarn, zawierające wyerodowane z podłoża klasty łupków ilastych):

b) sploty kohezyjne (osad w ławicy o ostrym spągu i stropie, z odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym i laminacją równoległą ze ścinania w części spagowej – Wojciechowice; prawdopo-

dobnie także ławica mułowca piaszczystego na Łupiance).

Występowanie toczniców piaszczystych, pogrzeżniętych struktur synklijalnych i spękanych fragmentów piaskowcowych należy wiązać z deformacjami osadu zachodzącymi w wyniku wytworzenia się niestatecznego uwarstwienia gęstościowego (por. Anketell *et al.* 1970). Procesy takie powtarzały się w trakcie sedymentacji osadów warstw z Jodłownika wielokrotnie. Stopień lityfikacji materiału piaszczystego grzęznącego w upłynnionym osadzie mułowcowym, mógł być zmienny, co prowadziło w efekcie do powstania różnych z wymienionych struktur.

Podrzędnie w obrębie warstw z Jodłownika występują osady deponowane przez głębokomorskie prądy trakcyjne. Z tym czynnikiem transportu i depozycji można wiązać obecność odosobnionych oraz nałożonych na siebie riplemarków otoczonych materiałem o odmiennie, z reguły drobniejszej frakcji. Nałożone na siebie riplemarki powstały w efekcie migracji po dnie i grzęźnięcia odosobnionych riplemarków (por. Dźwiłyński, Kotlarczyk 1962). Obecność bardzo dobrze zaznaczającej się laminacji, częsty brak określonego trendu zmian struktur wewnętrznych (naprzemianległe zestawy z laminacją równoległą i warstwowaniem przekątnym), bardzo ostre granice zestawów lamin, niewielka miąższość zestawów, bardzo dobre wysortowanie ziarn oraz wysoki stopień dojrzałości mineralogicznej, brak ilastej masy wypełniającej i muskowitu cechujące piaskowce z zestawami tabularnego warstwowania przekątnego, piaskowce tworzące wypełnienie kanału erozyjnego (pl. V, 1) oraz warstwę o ostrym spągu i stropie, z licznymi odlewami jamek wirowych opisaną z odsłonięcia w Żdanowie pozwalają uznać je za osady głębokomorskich prądów trakcyjnych (konturyty piaszczyste – por. Stow, Lovell 1979). Z działalnością prądu dennego wiąże się zapewne także geneza pyłowca z zestawami rynnowego warstwowania przekątnego o małej miąższości i znacznej rozciągłości (Wojciechowice). Podobne riplemarki mułowe, w których brak stoku osypiskowego, opisano ze współczesnych den oceanicznych (Lonsdale, Spiess 1977).

Podsumowując można stwierdzić, iż w osadach warstw z Jodłownika zarejestrowane jest dość gwałtowne przerwanie sedymentacji pelagicznej i rozwój sedymentacji klastycznej, będącej wynikiem redepozycji osadów terygeniczných z płytszych stref basenu sedymentacyjnego. Na depozycję przez podmorskie sploty masowe nakładają się depozycja przez silne i bardzo silne prądy

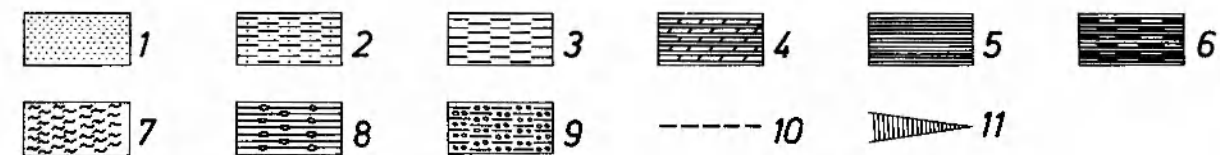
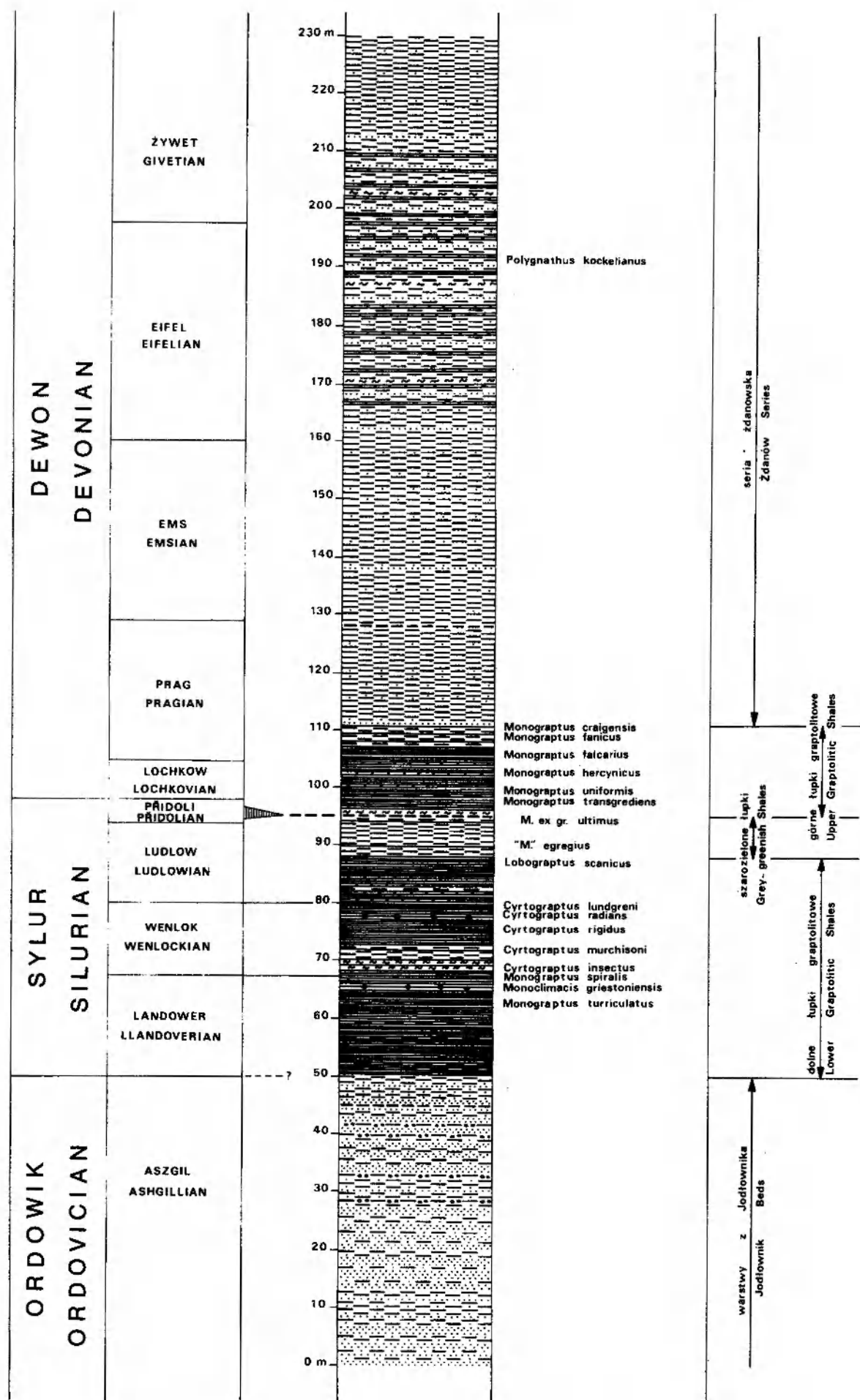
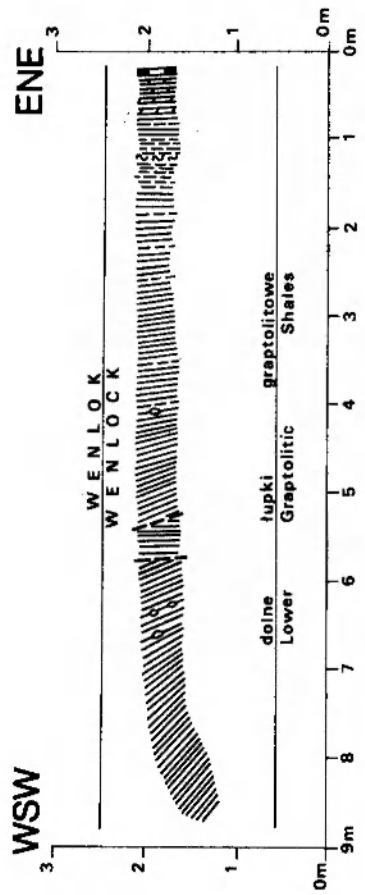
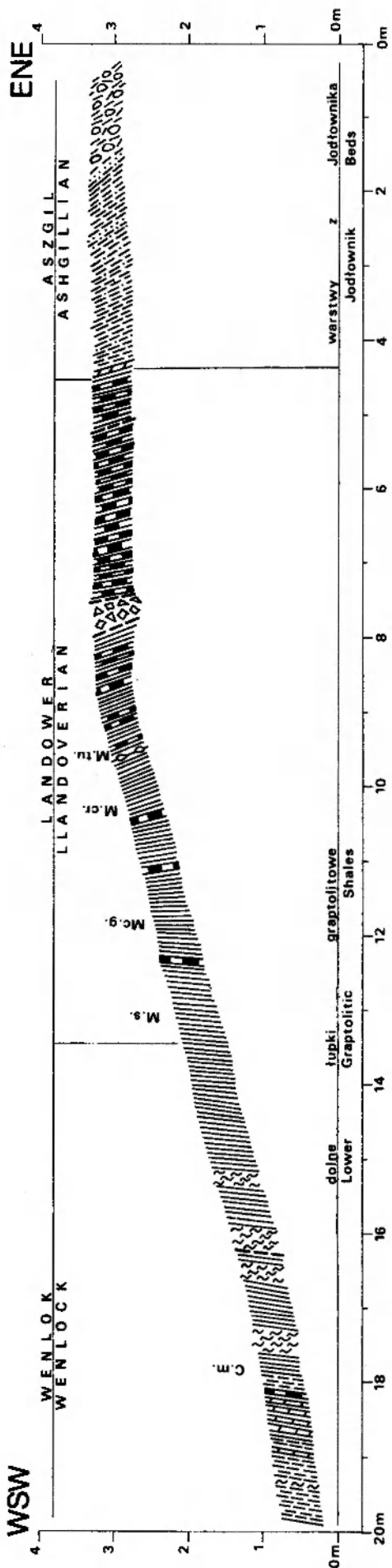


Fig. 5. Profil litostatygraficzny utworów ordowiku-dewonu rejonu Żdanowa. 1 – piaskowce; 2 – pyłowce i łupki mułowcowe; 3 – jasne łupki ilaste; 4 – jasne łupki krzemionkowe i rogowce; 5 – czarne łupki ilaste i krzemionkowe; 6 – lidyty; 7 – osady wulkanogeniczne; 8 – конкреcje fosforytowe; 9 – buły piaskowcowe w mułowcowej lub ilastej matrix; 10 – kontakt tektoniczny; 11 – luka

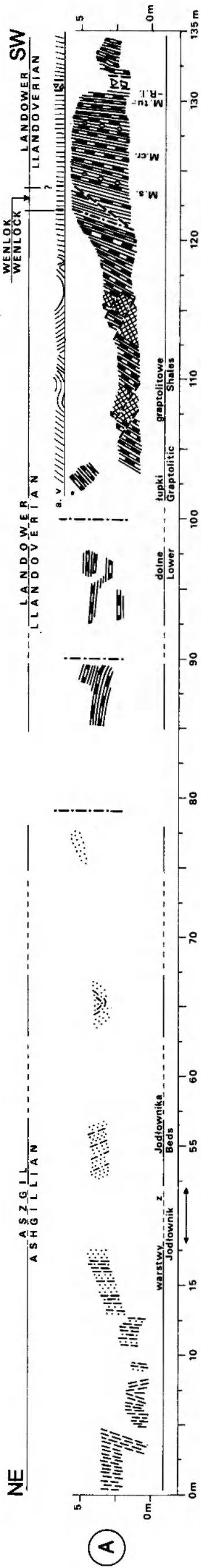
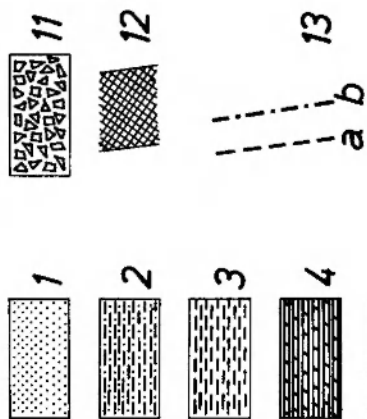
Lithostratigraphic profile of the Ordovician-Devonian sequence in the mapped area. 1 – sandstones; 2 – siltstones and mud shales; 3 – light coloured clay shales; 4 – light coloured siliceous shales and cherts; 5 – black clay shales and siliceous shales; 6 – lydites; 7 – tephra; 8 – phosphoritic nodules; 9 – sandstone nodules within muddy or clayey matrix; 10 – tectonic contact; 11 – hiatus



(C)



(B)



(A)

Fig. 6. Szkic geologiczny utworów dolnego paleozoju w profilu w Wojciechowie (A) i w profilu na Łupiance (B i C). 1 - jasne łupki ilaste; 2 - pyłowce i łupki mułkowe; 3 - jasne łupki krzemionkowe i rogowce; 4 - jasne łupki krzemionkowe i rogowce; 5 - czarne łupki ilaste i krzemionkowe; 6 - łupki; 7 - piaskowce; 8 - piaskowce; 9 - piaskowce i łupki mułkowe; 10 - piaskowce i łupki mułkowe; 11 - piaskowce i łupki mułkowe; 12 - piaskowce i łupki mułkowe; 13 - piaskowce i łupki mułkowe.

Field sketch showing lithology of the Lower Palaeozoic in the Wojciechowie Section (A) and in the Łupiance Section (B and C). 1 - light coloured siliceous shales; 2 - light coloured clay shales; 3 - light coloured siliceous shales and mud shales; 4 - light coloured siliceous shales and chert; 5 - black clay shales and siliceous shales; 6 - limestone; 7 - tuff; 8 - phosphoritic nodules; 9 - sandstone nodules within rudity or clayey matrix; 10 - tectonic breccias; 11 - tectonic breccias; 12 - strike of beds parallel to the exposure wall; 13 - faults: (a) determined, (b) presumed. Zony graptolitowe (graptolite zones): R. l. - *Rastrites linnaci*; M. cr. - *Monograptus crispus*; M. s. - *Monograptus turricatus*; C. m. - *Cyrtograptus murclisoni* przypuszczalne



denne związane najprawdopodobniej z cyrkulacją termohalinową, podobnie jak ma to miejsce współcześnie (Hollister, Heezen 1966). Po okresie takiej sedymentacji następuje dość nagły powrót do sedymentacji pelagicznej.

Osady warstw z Jodłownika tworzyły się w obecności natlenionych wód dennych. Granica tej jednostki i dolnych łupków graptolitowych odzwierciedla zmianę potencjału redukcyjno-utleniającego wód dennych w basenie sedymentacyjnym.

### DOLNE ŁUPKI GRAPTOLITOWE

Dolne łupki graptolitowe odsłaniają się w Żdanowie (fig. 7A), na Łupiance (fig. 6B, 6C) i w Wojciechowicach (fig. 6A). Pełny profil jednostki (landower–dolny ludlow), służący jako podstawa do jej charakterystyki, odsłania się w Żdanowie (fig. 10). Reprezentowana w odsłonięciach na Łupiance część profilu jednostki (landower i wenlok) wykazuje duże podobieństwo do profilu w Żdanowie (fig. 11), utwory te nie będą zatem omawiane. Podkreślone natomiast zostaną specyficzne cechy dolnych łupków graptolitowych w profilu w Wojciechowicach (fig. 8), gdzie odsłania się landower i najniższy wenlok.

Mięszkość dolnych łupków graptolitowych wynosi 37,5 m (fig. 10); na landower przypada około 17,2 m, na wenlok 13 m, zaś na dolny ludlow 7,3 m. Udokumentowane dotychczas zony graptolitowe (Malinowska 1955) zaznaczono na poszczególnych profilach (fig. 8, 10, 11). Najstarsza stwierdzona tu zona to zona *Rastrites linnaei* (Wojciechowice). Zdaniem autora pozbawiona graptolitów dolna część jednostki reprezentuje całą starszą część landoweru. Problem wieku granicy warstw z Jodłownika i dolnych łupków graptolitowych zostanie szerzej omówiony w dalszej części pracy.

W niższej części dolnych łupków graptolitowych o miąższości 11 m (fig. 10) dominującym typem litologicznym są lidyty. Na całym tym odcinku profilu lidytom towarzyszą łupki krzemionkowe o płytkowej oddzielności; sporadycznie występują także kilkumilimetrowe wkładki łupków ilastych z graptolitami.

Lidyty tworzą warstwy od jednego do kilkunastu (maksymalnie 16) centymetrów miąższości. W odsłonięciu lidyty mają wygląd masywny. Na silnie zwietrzałych powierzchniach (pl. VI, 1) oraz powierzchniach zglądów z reguły zaznacza się laminacja równoległa; laminy mają grubość od jednego do kilku (sporadycznie do kilkunastu) milimetrów. W obrazie mikroskopowym można

wyróżnić kilka podtypów litologicznych, których naprzemianległe występowanie jest odpowiedzialne za powstanie laminacji:

a) lidyty zawierający znaczną ilość substancji organicznej równomiernie rozproszonej, która maskuje bardzo drobnokrystaliczną substancję krzemionkową (prawdopodobnie chalcedon) (pl. VII, 1). W tym tle widoczne są radiolarie o średnicy do 0,2 mm, tworzące kilka procent objętości skały. Sporadycznie występują większe radiolarie z dobrze zachowaną budową wewnętrzną (pl. VI, 4). Niekiedy obecne są także kuliste formy o ścianie zewnętrznej zbudowanej z odpornej substancji organicznej (pl. VI, 3), wtórnie wypełnione krzemionką;

b) lidyty zawierający pewną ilość minerałów ilastych, które grupują się w nieciągłe smugi lub soczewki rozmieszczone w tle maskowanym przez substancję organiczną (pl. VII, 1). Zawartość radiolarii zmienna, niekiedy dochodzi do 25% objętości skały;

c) lidyty bogaty w substancję organiczną, która może prawie całkowicie maskować składniki mineralne skały. Radiolarie występują sporadycznie, natomiast obecne są w ilości kilku procent ziarna detrytycznego kwarcu o średnicy przeciętnej 0,04 mm i maksymalnej 0,1 mm. W takim tle widoczne są niekiedy cienkie żyłki substancji krzemionkowej o meandrycznym przebiegu, ułożone mniej więcej równoległe do laminacji (pl. VII, 2);

d) lidyty, w którym widoczne są wyłącznie radiolarie o przeciętnej średnicy 0,07 mm oraz substancja organiczna o kłaczkowatym wyglądzie. W laminach o kilkumilimetrowej miąższości zaznacza się stopniowa zmiana składu – w dolnej części dominują radiolarie, w górnej substancja organiczna (pl. VII, 3);

e) lidyty ubogi w substancję organiczną, zaznaczający się w postaci jasnych lamin (pl. VI, 2). Skała składa się z bardzo drobnokrystalicznej masy krzemionkowej, w obrębie której występują radiolarie tworzące do 20% jej objętości.

Brak danych o częstości występowania wyróżnionych podtypów w kompleksie lidytyw.

W interwale 11–16,5 m profilu dolnych łupków graptolitowych (górny landower) (fig. 10) stopniowy zanik lidytyw wyrażony jest zarówno zmniejszaniem się miąższości kolejnych warstw, jak i coraz rzadszym ich występowaniem; w interwale tym dominującym elementem stają się czarne łupki.

Zasadniczym typem litologicznym w wyższej części jednostki (najwyższy landower–dolny lud-

low) są czarne łupki. Występują one w interwałach: 16,5–20,2 m, 22,6–30,2 m, 32,9–33,7 m oraz 34,1–37,5 m profilu dolnych łupków graptowych (fig. 10). W czarnych łupkach z pierwszego oraz ze stropowych partii drugiego i czwartego z wymienionych interwałów występują liczne graptolity; w pozostałych horyzontach graptolity występują bardzo rzadko lub brak ich zupełnie. Wśród czarnych łupków można wyróżnić trzy podtypy różniące się rodzajem oddzielności (w obrębie podtypu mogą występować skały w różnym stopniu skrzemionkowane):

1) czarne łupki o płytkowej oddzielności, stanowiące dominujący element litologiczny. W obrazie mikroskopowym widać, że skała jest bogata w rozproszoną substancję organiczną, maskującą chaotycznie rozproszone minerały ilaste. W tym tle występują skupienia illitu mające formę niewielkich, wydłużonych soczewek (pl. VIII, 1), a niekiedy nieciągłych smug (pl. VIII, 2). Sporadycznie występują skupienia illitu dochodzące do 3 mm długości (pl. VIII, 3), widoczne makroskopowo na przeciętych okazach. Występowanie linijnie ułożonych soczewek i smug ilastych nadaje skałe uporządkowaną strukturę powodującą płytkową oddzielność. Zarówno w tle, jak i w obrębie skupień illitu występują chaotycznie rozproszone ziarna detrytycznego kwarcu o średnicy do 0,02 mm w ilości do 1% objętości skały. Na powierzchniach oddzielności łupków autor stwierdził kierunkowe ułożenie graptolitów (pl. X, 3); prostopadły przebieg warstw względem ścian odsłonięcia utrudnia stwierdzenie czy orientacja graptolitów występuje w tych łupkach często, czy sporadycznie;

2) czarne łupki o odłupkowej oddzielności, stanowiące podrzędny element litologiczny. W obrazie mikroskopowym skała nie wykazuje żadnej struktury kierunkowej (pl. VIII, 4). Widoczna jest rozproszona substancja organiczna maskująca chaotycznie rozproszone minerały ilaste. W ilości do 1% obecne są także ziarna detrytycznego kwarcu frakcji pyłowej;

3) sporadycznie występujące czarne łupki o oddzielności blokowej. W obrazie mikroskopowym skała jest bardzo podobna do podtypu 2; różni się jedynie nieco mniejszą zawartością substancji organicznej oraz detrytycznego kwarcu frakcji pyłowej (dziesiątne części procentu).

W interwałach 20,2–22,6 m (dolny wenlok) oraz 30,2–32,9 m i 33,7–34,1 m (dolny ludlow) profilu jednostki występują jasne łupki (fig. 10). Można wśród nich wyodrębnić dwa zasadnicze typy:

a) łupki koloru zielonego, ilaste lub ilasto-krzemionkowe, sporadycznie krzemionkowo-ilaste, pękające z reguły na płytki o bardzo nierównych powierzchniach. Utworzone są z illitu, któremu w ilości do kilku procent mogą towarzyszyć ziarna detrytycznego kwarcu o wielkości do 0,015 mm. W odmianach skrzemionkowanych krzemionka występuje w formie kryptokrystalicznej. W płytkach cienkich widoczne są wyraźnie różnicujące się mikrolaminy, które mogą ulegać boczemu wyklinowywaniu (pl. IX, 3). W łupkach tych występują soczewkowate lub owalne skupienia zbudowane z krzemionki (pl. IX, 1) lub z brązowej ziarnistej substancji. Ich cechy wskazują, iż były to pierwotnie riplemarki utworzone bądź z radiolarii (pl. IX, 2), bądź też z kulistych ziarn zbudowanych z montmoryllonitu, których geneza wiąże się być może z procesem bentonityzacji popiołu wulkanicznego. Widoczne są także nagromadzenia materiału wulkanogenicznego (krystaloklasty amfiboli o wielkości do 0,15 mm) rozproszonego w osadzie o kilkudziesięcimilimetrowej miąższości. Amfibole tkwią w ilastym tle, tworząc soczewkowate nagromadzenia (pl. IX, 4), które obocznie przechodzą w cienkie laminy z amfibolami. Krystaloklasty nie były prawdopodobnie przesypane po dnie, lecz deponowane bezpośrednio przez prąd razem z minerałami ilastymi. Omówione łupki występują szczególnie często w dolnym wenloku.

b) łupki niebieskoszare, krzemionkowe, rzadziej krzemionkowo-ilaste, tworzące masywne warstwy o kilku- lub kilkunastocentymetrowej miąższości, o oddzielności blokowej. W obrębie warstw łupków krzemionkowych zaznaczają się naprzemianległe partie zawierające lub pozbawione rozproszonych siarczków (prawdopodobnie markasyt). W obrazie mikroskopowym widoczny jest illit, który maskuje kryptokrystaliczną krzemionkę. Łupki takie występują przede wszystkim w dolnym ludlowie.

Jasne łupki w wymienionych interwałach tworzą zwarte pakiety lub przewarstwiają się z czarnymi łupkami (fig. 10, 11). Można obserwować stopniowe przejścia między osadem bogatym i ubogim w substancję organiczną – w obrębie jasnego łupka występują laminy oraz nieciągłe smugi ciemnego osadu (pl. XI, 1).

Łupki występujące powyżej kompleksu lidy-tów (11–37,5 m profilu jednostki) charakteryzują się zmiennym stopniem skrzemionkowania (zawartością niedetrytycznej krzemionki) (fig. 10, 11). Przeważają odmiany krzemionkowo-ilaste i ilasto-krzemionkowe; rzadziej występują łupki krze-

mionkowe lub ilaste. Jedynie w najwyższym z wyróżnionych kompleksów czarnych łupków (zona *Lobograptus scanicus* dolnego ludlowu) zaznacza się wzrost stopnia krzemionkowania – występują tu łupki krzemionkowe z wkładkami litytów oraz jasnych, niebieskoszarych rogowców. Źródłem krzemionki dla tych osadów były radiolarie. W najwyższej części dolnych łupków graptolitowych osady stają się coraz bardziej ilaste.

W nieznacznej, lecz zauważalnej ilości występują w profilu jednostki wulkanogeniczne skały osadowe (fig. 10, 11). Dominującym ich typem są skały silnie porowate, lekkie, miękkie, brunatno zabarwione. W obrazie mikroskopowym mają one wygląd czerwonobrunatnej, słabo przeświecającej, skrajnie drobnokrystalicznej masy. Skały te mają charakter hyaloklastytów i związane są z wulkanizmem zasadowym. W dolnym wenloku występują warstwy hyaloklastyków o miąższości 30 i 10 cm, natomiast ich cienkie (0,5–5 cm) wkładki spotyka się w obrębie utworów wenloku i dolnego ludlowu. Znacznie mniejszy udział mają produkty wulkanizmu kwaśnego lub obojętnego. W dolnej części kompleksu litytów (pl. X, 1) oraz w najwyższym landowerze (pl. X, 2) występuje kilka wkładek żółtych i pomarańczowych tufitów o miąższości do 2 cm, natomiast w dolnym ludlowie obecnych jest kilka cienkich (około 0,5 cm) wkładek bentonitów o żółtej lub żółtozielonej barwie.

Wśród ciemnych osadów dolnych łupków graptolitowych występują kongregacje fosforytowe, z reguły mające formę silnie wydłużonych soczewek. Na około 5,5 m, 14,8–15,2 m oraz 27,4–27,8 m profilu jednostki (fig. 10) występują one szczególnie licznie, układając się w swego rodzaju poziomy korelacyjne; w innych horyzontach stratygraficznych mogą występować w niewielkiej ilości.

Dolne łupki graptolitowe w Wojciechowicach reprezentowane są przez dwa fragmenty profilu jednostki kontaktujące ze sobą tektonicznie. W pierwszym z nich, o miąższości co najmniej 3,5 m (fig. 8), występują niemal wyłącznie lityty, podrzędnie natomiast szare łupki krzemionkowe. Lityty tworzą kilkunastocentymetrowe (maksymalnie 30 cm) warstwy. Pakiet ten stanowi zdaniem autora odpowiednik części kompleksu litytów z profilu w Żdanowie i jest starszy od udokumentowanego w niższej części drugiego fragmentu profilu interwału zon graptolitowych *Rastrites linnaei*–*Monograptus turriculatus*.

Drugi fragment profilu o miąższości 8,15 m (fig. 8) reprezentuje przedział wiekowy od inter-

wału zon *Rastrites linnaei*–*Monograptus turriculatus* górnego landoweru do najniższego wenloku (E. Porębska – inf. ustna). Na odcinku 0–6 m tego pakietu występują lityty oraz szare lub szaroniebieskie łupki krzemionkowe i krzemionkowo-ilaste o doskonałej oddzielności płytkowej. Lityty tworzą warstwy o miąższości do kilkunastu centymetrów. Opisane łupki wraz z podrzędnymi wkładkami litytów o kilkucentymetrowej miąższości tworzą odcinek 6–8,15 m pakietu. Opisany profil charakteryzuje się bardzo rzadkim występowaniem graptolitów.

#### INTERPRETACJA MECHANIZMÓW DEPOZYCJI DOLNYCH ŁUPKÓW GRAPTOLITOWYCH

Źródłem krzemionki dla litytów oraz łupków krzemionkowych występujących w dolnej oraz najwyższej części jednostki były radiolarie opadające na dno ze strefy wód przypowierzchniowych. Ich zmienna ilość przy podobnej zawartości  $\text{SiO}_2$  w skale wiąże się zapewne z mechanizmem i tempem depozycji oraz wielkością radiolarii. Najwolniej zdaniem autora osadzały się osady podtypu c litytów. Opal budujący radiolarie uległ tu rozpuszczeniu, a następnie wytrąceniu w postaci żeluz krzemionkowego i krystalizacji w postaci chalcedonu. Krzemionka mogła niekiedy migrować i koncentrować się w postaci żyłek. Jedynie ten typ zawiera znaczną ilość rozproszonego detrytycznego kwarcu. Nieco szybciej przebiegała akumulacja osadów podtypu a, w których pewna ilość radiolarii nie uległa rozpuszczeniu. Akumulacja osadów podtypów b, d oraz e przebiegała zapewne szybciej niż pozostałych. W podtypie b radiolarie opadające na dno zostały pogrzebane w materiale ilastym deponowanym najprawdopodobniej przez prąd denny. Frakcjonowana struktura osadów podtypu d zapewne odzwierciedla gwałtowny zakwit planktonu roślinnego i radiolarii w wodach przypowierzchniowych oraz zróżnicowaną prędkość opadania tych organizmów na dno po obumarciu. Natomiast osad podtypu e powstał w wyniku szybkiego opadnięcia na dno samych radiolarii.

W młodszej części landoweru, w wenloku i znacznej części wczesnego ludlowu dostawa radiolarii do osadu była znacznie zmniejszona. Nie wygasła jednak całkowicie, czego dowodzą opisane riplemarki piasku radiolariowego (pl. IX, 2) czy wypełnienia radiolarii wodorotlenkami żelaza (pl. IX, 4).

Spośród wyróżnionych podtypów czarnych łupków najwolniejszą sedymentację reprezentują



podtypy 2 i 3. Brak śladów bioturbacji w obrazie mikroskopowym oraz śladów zaburzeń osadu powstałych w trakcie ruchu osuwiskowego wskazuje, iż jednorodna struktura osadu jest cechą pierwotną. Te typy osadu powstały w wyniku równoczesnego, jednostajnego opadania na dno materiału mineralnego i substancji organicznej w warunkach całkowicie stagnacyjnych – przy braku prądów dennych.

Natomiast czarne łupki o płytkowej oddzielności powstały w wyniku nałożenia się dwóch procesów: jednostajnego opadania na dno materiału mineralnego i substancji organicznej oraz depozycji materiału ilastego przez prądy dennie. Nieciągły charakter oraz zmienna grubość soczewek i smug ilastych sugeruje, iż prąd denny mógł częściowo erodować osadzone laminy ilaste lub, co wydaje się bardziej prawdopodobne, obszary dna, na których nastąpiła początkowa depozycja iłtu, stawały się uprzywilejowanymi miejscami dalszej jego akumulacji.

Obecność koncentracji fosforytowych w ciemnych osadach dolnych łupków graptolitowych wiąże się najprawdopodobniej z uwalnianiem jonów fosforanowych w wyniku rozkładu substancji organicznych; część tych jonów mogła następnie przechodzić do wód depozycyjnych, część zaś ulegać wytrącaniu w formie koncentracji (por. Curtis 1980). Być może dochodziło do wychwytywania jonów fosforanowych przez materiał wulkanogeniczny (por. Berner 1973), co tłumaczyłoby stwierdzoną przez Kurę (1967) znaczną zawartość fosforu w tufitach (hyaloklastytach!) sylurskich w profilu w Żdanowie.

Jasne łupki były deponowane przez wypadanie materiału detrytycznego z kolumny wody oraz przez prądy dennie. Pierwszy z tych mechanizmów depozycji reprezentują łupki z reguły silnie skrzemionkowane, o blokowej oddzielności, często bogate w rozproszone siarczki. Drugi natomiast łupki w mniejszym stopniu skrzemionkowane, łupiące się na płytki o nierównych powierzchniach, zawierające domieszkę pyłu kwarcowego, a niekiedy także soczewkowane nagromadzenia materiału biogenicznego lub wulkanogenicznego. Rozproszenie tego materiału (który musiał opadać na dno stosunkowo szybko) w osadzie o kilkunasto- do kilkudziesięciomilimetrowej miąższości świadczy o szybkiej depozycji osadu przez prąd. Bardzo wyraźna dysproporcja między kompetencją czynnika transportującego (mogącego przemieszczać bardzo drobnopiaszczysty materiał biogeniczny lub wulkanogeniczny) a maksymalną wielkością niesionego materiału te-

rygenicznego (do 0,015 mm) zaprzecza depozycji tych osadów przez prądy zawieszinowe. Były one zdaniem autora deponowane przez prądy dennie związane zapewne z głębokomorską cyrkulacją termohalinową.

Akumulacja czarnych łupków i lidytów następowała w warunkach euksynicznych w obecności beztlenowych wód dennych. Wskazuje na to: a) znaczny udział materii organicznej w osadach (także tych, które tworzyły się przez bardzo wolne opadanie na dno), która w warunkach aerobowych uległaby zniszczeniu przez bakterie, oraz b) brak bentosu i bioturbacji osadu. Akumulacja jasnych łupków następowała w obecności natlenionych wód dennych. Granica środowiska utleniającego i redukcyjnego znajdowała się w bliskim sąsiedztwie granicy woda/osad, tak że strefa redukcji siarczanów (por. Curtis 1980) mogła znajdować się blisko powierzchni osadu. Obecność natlenionych wód dennych wiązała się z aktywnością prądów dennych przewietrzających przydenne partie basenu. Pewne partie osadu (pl. XI, 1) mogły zapewne być deponowane przez prąd denny przemieszczający natlenioną wodę i deponujący osad nie zawierający substancji organicznej, podczas gdy zasadnicza masa wód dennych była pozbawiona tlenu i osad opadający na dno z kolumny wody zawierał substancję organiczną.

Utwory landoweru w Wojciechowicach mają podobną miąższość, jak w Żdanowie i na Łupiance. W profilu tym zaznacza się bardziej intensywna i dłużej trwająca, niż w pozostałych profilach, depozycja biogenicznej krzemionki. Bardzo mała jest natomiast dostawa materiału terygenicznego. Profil ten wyróżnia się także niewielką zawartością substancji organicznej w łupkach (szara barwa). Fakt ten wiąże się zapewne częściowo z niską produktywnością organiczną w wodach powierzchniowych (wskazuje na to bardzo rzadkie występowanie graptolitów), a częściowo z przewietrzaniem przydennych partii basenu przez prądy dennie (o których aktywności świadczy występowanie tu łupków o wyłącznie płytkowej oddzielności). Przy bardzo niskim tempie akumulacji, jakim cechują się te osady, nawet niewielka zawartość tlenu przynieszonego przez prądy dennie mogła być wystarczająca do bakteryjnego rozkładu opadającej substancji organicznej.

#### SZAROZIELONE ŁUPKI

Powyżej dolnych łupków graptolitowych występuje kompleks jasnych, nie zawierających

graptolitów łupków ilastych o miąższości 7,3 m (fig. 10). Ta partia profilu wykazuje znaczne podobieństwo do jasnych łupków ilastych (Graugrüne ess Schiefer) opisanych przez Jaegera (1977) z górnego ludlowu i přidoli Saksonii i Alp Karnijskich. Jednostka ta została rozpoznana na obszarze struktury bardzkiej jedynie w Żdanowie (fig. 7A).

Dolna granica jednostki (fig. 10) ma charakter zluźnienia tektonicznego i oddziela ciemne, w różnym stopniu skrzemionkowane osady dolnych łupków graptolitowych od jasnych osadów ilastych szarozielonych łupków. Wiek tej granicy w Żdanowie nie jest dokładnie określony. Fauna graptolitowa, występująca około 1 m poniżej granicy jednostek, reprezentuje zonę *Lobograptus scanicus* dolnego ludlowu, zaś wśród graptolitów znalezionych przez autora w ciemnej wkładce około 1,9 m powyżej granicy występuje „*Monograptus*” *egregius* Urbanek (E. Porębska – inf. ustna) wskazujący na górny ludlow. Można przypuszczać, iż zanik sedymentacji ciemnych osadów z graptolitami nastąpił tu w zbliżonym czasie, jak na obszarze Wielkiej Brytanii i Gór Świętokrzyskich oraz Turynii, a więc w pobliżu granicy wczesnego i późnego ludlowu (Tomczykowa, Tomczyk 1978).

Granica szarozielone łupki/górne łupki graptolitowe (fig. 10) ma również charakter zluźnienia tektonicznego i oddziela jasne, miękkie łupki ilaste od czarnych łupków krzemionkowych i litytów. Wśród graptolitów zebranych przez autora z ciemnej wkładki występującej w odległości 1 m poniżej stropu jednostki obecny jest *Monoclimacis ex gr. ultimus* (E. Porębska – inf. ustna) wskazujący na najniższą część přidoli. Spągowa część górnych łupków graptolitowych reprezentuje zonę *Monograptus transgrediens* górnego přidoli (Porębska 1980, 1982). Podobny, jak w profilach w Saksonii i w Alpach Karnijskich (por. Jaeger 1977), rozwój litologiczny oraz nieco większa miąższość jednostki w Żdanowie wskazują na niewielkie rozmiary redukcji tektonicznej stropowej części profilu szarozielonych łupków na wspomnianym zluźnieniu.

Zasadniczym typem litologicznym jednostki są łupki ilaste, żółtozielone i zielone, po zwietrzeniu żółte lub żółtobrazowe, miękkie i rozsypliwie. Wykazują oddzielność odłupkową oraz płytkową; płytki mają bardzo nierówne powierzchnie. Osady te utworzone są z illitu. W obrazie mikroskopowym laminacja zaznacza się bardzo słabo; dostrzegalne laminy mają nieostre granice i lekko falisty przebieg.

W obrębie jednostki występuje kilka wkładek pomarańczowych tufitów o miąższości 3–5 cm. Obecnych jest także kilka kilkucentymetrowych wkładek brunatnych łupków ilastych; część z nich zawiera znaczną domieszkę materiału hyaloklastycznego.

#### INTERPRETACJA MECHANIZMÓW DEPOZYCJI SZAROZIELONYCH ŁUPKÓW

Sposób pękania skał oraz występowanie wyłącznie osadów ilastych i bardzo niskie tempo sedymentacji sugerują, iż osady te były deponowane przez opadanie materiału z kolumny wody (typ o odłupkowej oddzielności) oraz przynajmniej częściowo przez prądy denne (typ o płytkowej oddzielności).

Osady te były deponowane w obecności natlenionych wód dennych. We współczesnych oceanach obszary sedymentacji mułów krzemionkowych pokrywają się z obszarami wysokiej produktywności organicznej w wodach przypowierzchniowych (Ramsay 1973). Wspólny zapis zmiany warunków w wodach dennych basenu sedymentacyjnego z redukcyjnych na utleniające oraz zaniku dostawy biogenicznej krzemionki w osadach z pogranicza dolnych łupków graptolitowych i szarozielonych łupków (fig. 10) wskazuje zatem na spadek produktywności organicznej w wodach przypowierzchniowych jako na istotną, choć zapewne nie jedyną przyczynę zmiany w stopniu utlenienia osadu. Podobnie, pojawienie się w spągu górnych łupków graptolitowych osadów ciemnych, a zarazem bogatych w niedetrytyczną krzemionkę (fig. 10) wskazuje, iż euksynizacja wód dennych w basenie sedymentacyjnym wiąże się ze wzrostem produktywności organicznej w wodach przypowierzchniowych.

Sedymentacja jasnych ilów pelagicznych trwała w ciągu późnego ludlowu i přidoli. Jedynie sporadycznie tworzyły się ciemne osady bogate w materiał hyaloklastyczny. Obecność substancji organicznej w tych osadach odzwierciedla najprawdopodobniej krótkotrwały wzrost produktywności organicznej w wodach przypowierzchniowych oraz zwiększone tempo sedymentacji powodujące szybkie odcięcie osadu od kontaktu z wodami depozycyjnymi.

#### GÓRNE ŁUPKI GRAPTOLITOWE

Jednostka ta została rozpoznana na obszarze struktury bardzkiej jedynie w Żdanowie (fig. 7A). Górne łupki graptolitowe reprezentują najwyższą

część pridoli, lochlow oraz dolny i środkowy prag. Miąższość jednostki wynosi 16,2 m z czego na górny pridoli przypada 1,9 m, na lochkow 6,7 m, zaś na dolny i środkowy prag 7,6 m (fig. 10). Udokumentowane w obrębie jednostki zony graptolitowe (Porebska 1980, 1982) zaznaczono na profilu (fig. 10).

W spągu górnych łupków graptolitowych występuje warstwa brunatnego hyaloklastytu, w części stropowej ze znaczną domieszką materiału ilastego, o miąższości 0,5 m. Powyżej występuje kompleks ciemnych osadów o miąższości 4,6 m reprezentujący zonę *Monograptus transgrediens* górnego pridoli oraz dolny lochkow (fig. 10). Niższą część tego kompleksu tworzą czarne łupki krzemionkowo-ilaste i krzemionkowe o płytkowej oddzielności, z niezbyt licznymi graptolitami. W obrazie mikroskopowym widać, iż na uporządkowaną strukturę łupków składa się, oprócz obecności ułożonych równolegle soczewkowatych skupień illitu, także występowanie mikrolamin wyróżniających się zmienną koncentracją uporządkowanych wydłużonych fragmentów odpornej substancji ograniczonej. W wyższej części kompleksu występują czarne łupki krzemionkowe o płytkowej oddzielności, z nielicznymi graptolitami na powierzchniach oddzielności oraz lidyty tworzące kilkucentymetrowe warstwy. Lidyty, z którego wykonano płytkę ciekłą, wykazuje podobieństwo do podtypu c lidyty landoweru.

W wyższej części (5,1–16,2 m) profilu jednostki (fig. 10) występują przewarstwiewające się ciemne oraz jasne łupki, przy czym czarne łupki stają się coraz rzadsze i cieńsze ku górze, aż do zupełnego zaniku.

W górnym lochkowie występują czarne łupki krzemionkowe i krzemionkowo-ilaste o płytkowej oddzielności oraz niebieskoszare łupki krzemionkowe o oddzielności blokowej lub płytkowej, nie wykazujące makroskopowo widocznej laminacji, niekiedy zawierające siarczki rozproszone w skale lub tworzące skupienia (pl. XI, 4). W obrazie mikroskopowym niebieskoszarych łupków widoczny jest illit maskujący kryptokrystaliczną krzemionkę, któremu w ilości do kilku procent mogą towarzyszyć rozproszone ziarna detrytycznego kwarcu frakcji pyłowej. W obrębie warstw można obserwować naprzemianległe jasne i czarne laminy o kilku- do kilkudziesięciomilimetrowej miąższości, o ostrych granicach (pl. XI, 4).

W stropowej części lochkowu występuje kilka wkładek zielonych łupków ilastych o miąższości 1–3 cm. Dolna ich powierzchnia jest nierówna (pl. XI, 3), co świadczy, iż tworzący te łupki

materiał ulegał grzęźnięciu w starszym osadzie, natomiast górna jest równa i ostra. Łupki te utworzone są z illitu, wyraźnie bardziej drobnoziarnistego niż illit obecny w czarnych lub niebieskoszarych łupkach.

Czarne łupki występujące w niższej części fragmentu profilu jednostki zaliczonego do pragu mają charakter łupków krzemionkowo-ilastych i ilasto-krzemionkowych. Wykazują one oddzielność płytkową, niekiedy może także zaznaczać się tendencja do oddzielności blokowej. Uporządkowana struktura łupków o płytkowej oddzielności jest wynikiem obecności nielicznych, równolegle ułożonych, soczewkowatych skupień illitu i bardzo małych fragmentów odpornej substancji organicznej, a także mikrolamin różniących się zawartością rozproszonej substancji organicznej (zabarwieniem). W łupkach tych w ilości około 1% występują radiolarie.

W utworach pragu czarnym łupkom towarzyszą początkowo niebieskoszare łupki krzemionkowe z rozproszonymi siarczkami, takie jak w górnym lochkowie. W wyższej części coraz częstsze stają się niebieskoszare łupki ilasto-krzemionkowe, w których makroskopowo zaznacza się subtelna laminacja (pl. XI, 2). Można obserwować występowanie naprzemianległych ciemnych i jasnych warstw; w obrębie jasnych warstw zaznaczają się subtelne laminy o zmiennej grubości, występują także nieciągłe smugi ciemnego osadu (pl. X, 4). W tych laminowanych, niebieskoszarych łupkach obecne są konkrecyjne skupienia wodorotlenków żelaza (pl. X, 4).

W stropowej części górnych łupków graptolitowych występują zielone łupki ilasto-krzemionkowe i ilaste rozpadające się na płytki o bardzo nierównych powierzchniach, z kilkumilimetrycznymi przewarstwieniami brunatnoczarnych łupków ilastych prawdopodobnie zawierających znaczną domieszkę materiału hyaloklastycznego. W łupkach tych występują liczne graptolity. Ostatnia wkładka ciemnego łupku wyznacza granicę górnych łupków graptolitowych i łupków zdanowskich.

W obrębie utworów pragu występuje kilka wkładek żółtych i pomarańczowych tufitów oraz brunatnych hyaloklastytów o miąższości 0,5–3 cm.

#### INTERPRETACJA MECHANIZMÓW DEPOZYCJI GÓRNYCH ŁUPKÓW GRAPTOLITOWYCH

Źródłem krzemionki dla lidyty i łupków krzemionkowych występujących w obrębie górnych łupków graptolitowych były prawdopodobnie

nie radiolarie, które są jedynymi napotkanymi w tych skałach organizmami o krzemionkowym szkielecie. Ich bardzo nieznaczny udział w skałach obserwowany w płytkach cienkich wiąże się zapewne z bardzo niskim tempem sedymentacji umożliwiającym rozpuszczanie opałowych szkieletów radiolarii – tak jak w przypadku opisanego lidyty, który wykazuje cechy osadu tworzącego się podczas bardzo wolnego opadania na dno materiału biogenicznego i detrytycznego.

Czarne łupki występujące w obrębie górnego *prídoli*, lochkowu i niższej części odcinka jednostki zaliczonego do pragu tworzyły się głównie w wyniku nałożenia się opadania na dno substancji mineralnej i organicznej oraz depozycji materiału ilastego przez prądy denne; aktywność prądów dennych nie zaznaczała się zapewne w trakcie depozycji osadów tworzących łupki z tendencją do oddzielności blokowej. Obecność mikrolamin w łupkach odzwierciedla zróżnicowane tempo dostawy substancji organicznej do osadu. Te czarne łupki i lidyty tworzyły się w obecności beztlenowych wód dennych.

Jasne łupki tworzyły się w obecności natlenionych wód dennych. Niebieskoszare łupki krzemionkowe bez laminacji, z siarczkami powstawały przez wypadanie materiału detrytycznego i biogenicznego z kolumny wody. Przewarstwianie się ciemnego i jasnego osadu świadczy o wytworzeniu się stanu zbliżonego do równowagi między ilością tlenu obecnego w wodach dennych a jego zużyciem do utleniania opadającej substancji organicznej. Niewielkie zmiany produktywności organicznej w wodach powierzchniowych lub dostawy tlenu przez prądy denne przesunęły granicę środowiska utleniającego i redukcyjnego bądź w pobliżu powierzchni osadu, bądź powyżej dna.

Laminowane, niebieskoszare łupki ilasto-krzemionkowe były prawdopodobnie deponowane przez prądy denne przemieszczające masy natlenionych wód i osadzające materiał detrytyczny pozbawiony substancji organicznej. Depozycja takiego osadu powodowała obniżenie granicy środowiska utleniającego i redukcyjnego w głąb osadu; umożliwiało to wytrącanie się obecnego w osadzie żelaza w formie kongrecji getytowych. Ciemny osad w postaci ciągłych lamin przewarstwiających się z laminowanym, niebieskoszarym osadem lub występujących w nim nieciągłych smug tworzył się prawdopodobnie przez wypadanie z kolumny wody. Lamininy brunatnoczarnego osadu w stropie jednostki odzwierciedlają prawdopodobnie krótkotrwały wzrost produktywności organicznej w wodach przypowierzchniowych

oraz wzrost tempa sedymentacji związany z obecnością materiału hyaloklastycznego.

Wkładki zielonych łupków ilastych ze śladami grzęźnięcia w starszym osadzie to turbidyty ilaste. Jest rzeczą charakterystyczną, iż te wygasające prądy zawieszinowe deponowały wyłącznie bardzo drobnoziarnisty osad ilasty. Część zielonych łupków występujących w stropowym, dwumetrowym odcinku profilu jednostki została zapewne także zdeponowana przez wygasające prądy zawieszinowe.

Podsumowując można stwierdzić, iż osady dolnych i górnych łupków graptolitowych oraz szarozielonych łupków tworzyły się przez opadanie na dno z kolumny wody oraz depozycję przez prądy denne materiału mineralnego i biogenicznego. Depozycja z wygasających prądów zawieszinowych odegrała znikomą rolę. Uwzględniając szacunki czasu trwania okresu sylurskiego (20–45 mln lat – por. Spjeldnaes 1978) oraz miąższość osadów syluru w profilu w Żdanowie (około 50 m), można stwierdzić, iż średnie tempo sedymentacji osadów syluru, a najprawdopodobniej także dolnodewońskiej części górnych łupków graptolitowych, w tym profilu wyraża się liczbą z przedziału 1–2,5 mm/1000 lat. Osady tworzące wymienione jednostki litostratygraficzne są więc osadami pelagicznymi *sensu* Arrhenius 1963 (*vide* Jenkyns 1978). Mają one charakter mułów krzemionkowych i ilów pelagicznych oraz osadów o cechach pośrednich między tymi typami. Ich akumulacja miała miejsce bądź w warunkach zasadniczo euksynicznych (dolne i górne łupki graptolitowe), bądź też w obecności natlenionych wód dennych (szarozielone łupki).

#### LUPKI ŻDANOWSKIE – NIŻSZA CZĘŚĆ JEDNOSTKI

Powyżej górnych łupków graptolitowych w profilu w Żdanowie (fig. 7A) występuje kompleks jasnych łupków ilastych z wkładkami pyłowców oraz łupków mułowcowych, o miąższości 16 m (fig. 10), który reprezentuje niższą część łupków żdanowskich. Łupki żdanowskie to najniższa jednostka tzw. serii żdanowskiej obejmującej młodsze od górnych łupków graptolitowych jasne osady dewonu (Haydukiewicz 1979).

Brak bezpośrednich dowodów określających wiek tej części profilu. Można przypuszczać, iż reprezentuje ona wyższą część pragu, gdyż a) stanowi ciągły nadkład stratygraficzny górnych łupków graptolitowych sięgających do środkowego pragu (Porębska 1982) oraz b) nie stwierdzono

w niej występowania konodontów charakterystycznych dla emsu (Chorowska, Oberc 1980).

W dolnej oraz górnej części opisywanego fragmentu profilu łupków żdanowskich (0–6,6 m oraz 9–16 m powyżej spągu jednostki – fig. 10) dominującym typem litologicznym są łupki o odłupkowej oddzielności, barwy zielononiebieskiej w niższej, a zielonożółtej i zielonej w wyższej części. Podrzędnie występują żółte lub szare pyłowce (w najniższej części profilu jednostki także drobnoziarnisty piaskowiec z laminacją równoległą) z rynnowym warstwowaniem przekątnym małej skali lub warstwowaniem konwolutnym (pl. XI, 5), żółtozielone łupki mułowcowe laminowane równolegle (pl. XI, 6) oraz zielone lub szaroniebieskie łupki ilaste łupiące się na cienkie płytki o gładkich powierzchniach. Wymienione elementy litologiczne grupują się w cienkie (sporadycznie średnie) ławice, tworząc sekwencje o ziarnie drobniejącym ku górze; dolne granice tych ławic są ostre.

W interwale 6,6–9 m powyżej spągu jednostki (fig. 10) brak łupków o odłupkowej oddzielności. Występują tu żółte i żółtoszare pyłowce z rynnowym warstwowaniem przekątnym małej skali, równolegle laminowane żółtozielone łupki mułowcowe oraz szaroniebieskie i zielononiebieskie łupki ilaste o płytkowej oddzielności. Grupują się one w średniej miąższości ławice rozpoczynające się pyłowcem, o ziarnie drobniejącym ku górze; jedynie w dole odcinka występuje gruba ławica złożona z kilkakrotnie przewarstwianego się pyłowca i łupku mułowcowego. Na powierzchniach granicznych, zarówno spągowych, jak i stropo-

wych pyłowca z łupkiem mułowcowym lub ilastym widoczne są ślady drążenia organizmów w postaci licznych krzyżujących się ze sobą wałeczków.

#### INTERPRETACJA MECHANIZMÓW DEPOZYCJI ŁUPKÓW ŻDANOWSKICH

Łupki żdanowskie były deponowane w obecności natlenionych wód dennych.

Partie profilu składające się z pyłowców, łupków mułowcowych oraz łupków ilastych o płytkowej oddzielności to osady prądów zawieszonych niskiej gęstości. Na taki mechanizm depozycji wskazuje grupowanie się tych typów litologicznych w ławice o ostrych spągach, z charakterystyczną sekwencją struktur wewnętrznych rozpoczynającą się interwałem C lub D (sporadycznie B) Boumy i gradacyjnym zmniejszaniem się frakcji osadu ku górze.

Trudno jednoznacznie określić genezę łupków ilastych o odłupkowej oddzielności. Są to osady pelagiczne lub hemipelagiczne. Brak laminacji czy płytkowej oddzielności może wiązać się z jednostajnym opadaniem materiału terygenicznego na dno przy braku prądów dennych lub być wynikiem bioturbacji osadu. Jasna barwa osadów oraz obecność hieroglifów organicznych na powierzchniach ławic turbidytowych wskazują na drugą z tych możliwości. Zachowanie się równoległej struktury w osadach ilastych, stanowiących stropowe części sekwencji turbidytowych, byłoby zatem związane z szybkim tempem ich depozycji.

### CHARAKTER I ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Najstarsze rozpoznane w Górach Bardzkich utwory dolnego paleozoiku reprezentują (najprawdopodobniej zachodzącą w późnym ordowiku) sedymentację ilów pelagicznych. Produktywność organiczna w wodach przypowierzchniowych była niewielka, tak że ilość tlenu obecnego w wodach dennych wystarczała do całkowitego utlenienia opadającej substancji organicznej. Sedymentacja ta została gwałtownie przerwana i doszło do osadzenia się kompleksu osadów klastycznych zdeponowanych przez podmorskie sploty masowe (głównie prądy zawieszinowe) oraz przez prądy denne, o miąższości co najmniej kilkudziesięciu, a zapewne nie więcej niż 100–150 metrów.

Powstanie omawianego kompleksu osadów

klastycznych, a także zmianę charakteru sedymentacji wyrażoną w profilach przejściem od warstw z Jodłownika do dolnych łupków graptolitowych wiązano dotychczas z ruchami fazy taikońskiej, które miały się zaznaczyć w obrębie basenu sedymentacyjnego (Oberc 1957; Teller 1962) lub na jego brzegach (Oberc 1980). Osady warstw z Jodłownika zaliczone do ordowiku przechodzą w ciągłości sedymentacyjnej i bez niezgodności kątowych w dolne łupki graptolitowe syluru. Charakter klastycznych osadów warstw z Jodłownika świadczy, iż w czasie ich sedymentacji nie nastąpiło istotne spłylenie dna basenu sedymentacyjnego. Obecność tych osadów wiąże się najprawdopodobniej z pojawieniem się aktywnych obszarów alimentacyjnych na obrzeżeniu

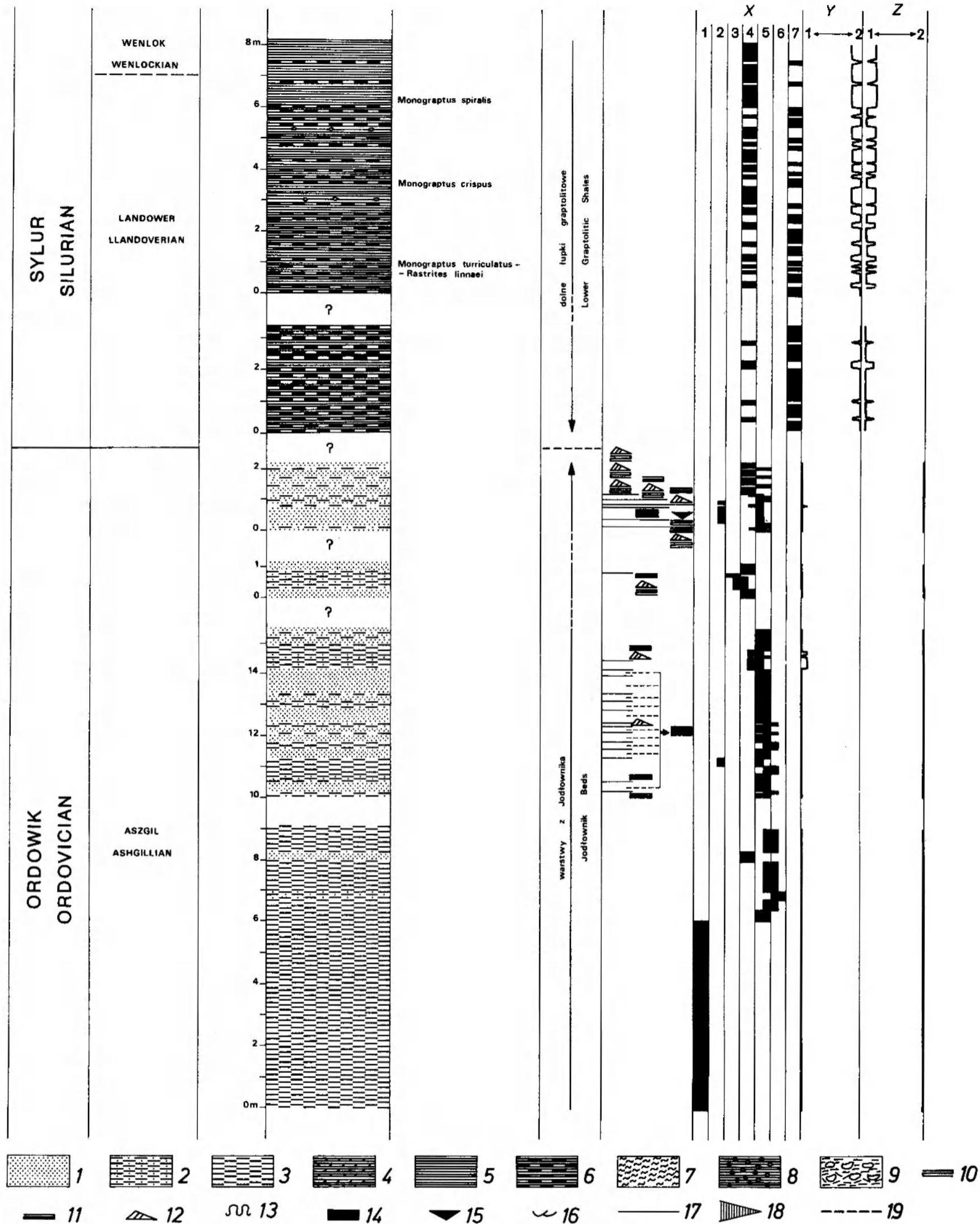


Fig. 8. Profil litostratygiczny dolnego paleozoiku w Wojciechowicach. Litologia: 1 - piaskowce; 2 - pyłowce i łupki mułowcowe; 3 - jasne łupki ilaste; 4 - jasne łupki krzemionkowe i rogowce; 5 - czarne łupki ilaste i krzemionkowe; 6 - lidyty; 7 - osady wulkanogeniczne; 8 - konkretne fosforytowe; 9 - buły piaskowcowe w mułowcowej lub ilastej matrix. Struktury sedimentacyjne: 10 - laminacja pozioma w piaskowcu; 11 - laminacja pozioma w pyłowcu i łupku mułowcowym; 12 - laminacja przekątna małej skali; 13 - konwolucje; 14 - brak gradacji i struktur trakcyjnych; 15 - odwrócone uziarnienie frakcyjne; 16 - struktury miseczkowe; 17 - ostra granica ławicy. Inne symbole: 18 - luka; 19 - kontakt tektoniczny; X - barwa osadu: 1 - czerwona, 2 - brunatna, 3 - niebieska, 4 - szara, 5 - żółta, 6 - zielona, 7 - czarna; Y - stopień utlenienia osadu: 1 - osad utleniony, 2 - osad nieutleniony; Z - zawartość niedetrytycznej krzemionki w osadzie: 1 - wyłącznie krzemionka, 2 - brak krzemionki

Lithostratigraphic profile of the Lower Palaeozoic deposits in the Wojciechowice Section. Lithology: 1 - sandstones; 2 - siltstones and mud shales; 3 - light coloured clay shales; 4 - light coloured siliceous shales and cherts; 5 - black clay shales and siliceous shales; 6 - lydites; 7 - tephra; 8 - phosphoritic nodules; 9 - sandstone nodules within muddy or clayey matrix. Sedimentary structures: 10 - parallel lamination in sandstone; 11 - parallel lamination in siltstone or mud shale; 12 - small-scale crosslamination; 13 - convolutions; 14 - ungraded and nonlaminated sediment; 15 - inverse grading; 16 - dish structures; 17 - sharp bed boundary. Other symbols: 18 - hiatus; 19 - tectonic contact; X - colour of sediment: 1 - red, 2 - brown, 3 - blue, 4 - grey, 5 - yellow, 6 - green, 7 - black; Y - degree of sediment oxygenation: 1 - oxygenated, 2 - anoxigenated; Z - content of nondetrital silica: 1 - exclusively silica, 2 - lack of silica

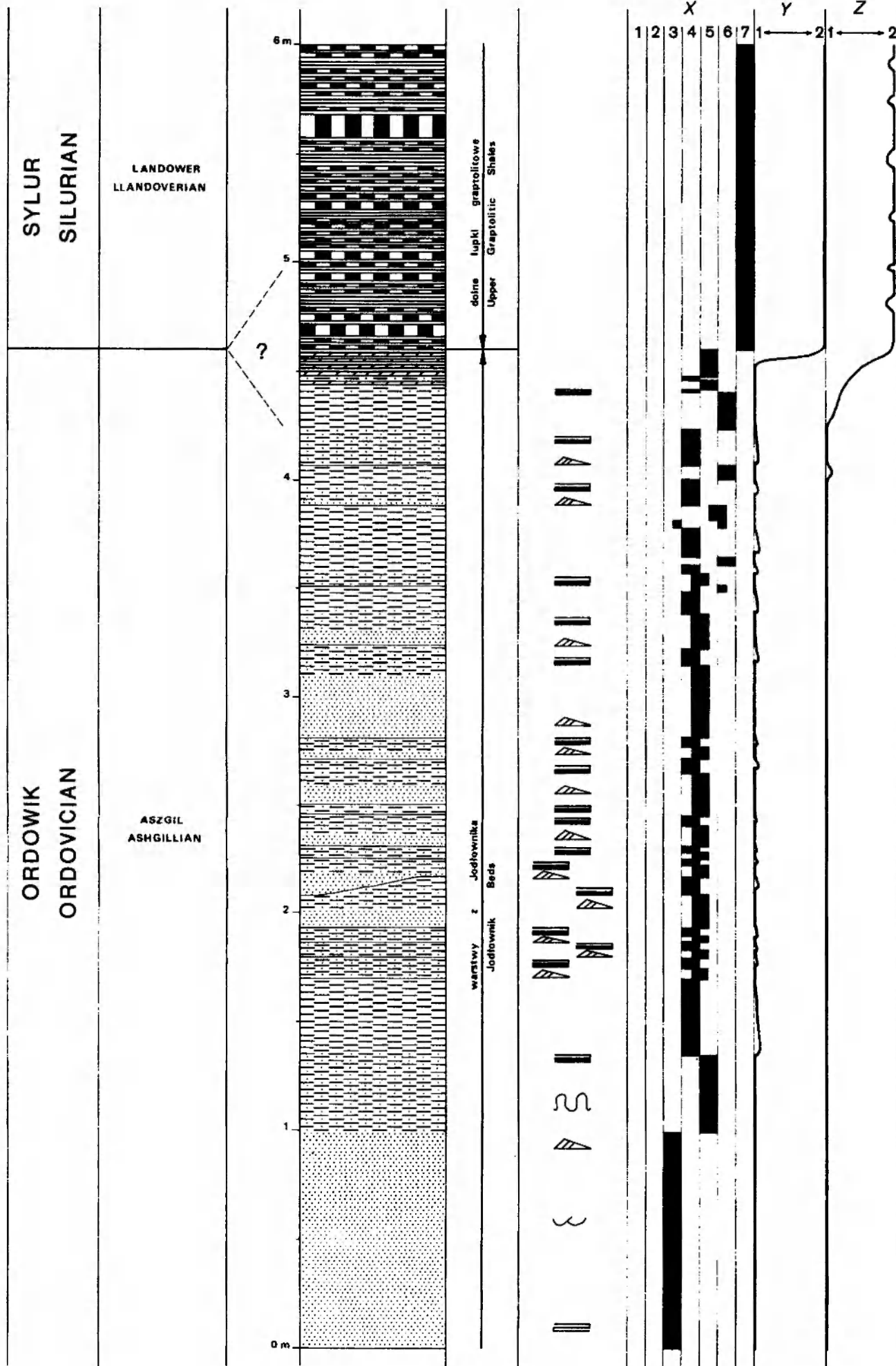


Fig. 9. Profil litologiczny osadów z pogranicza warstw z Jodłownika i dolnych łupków graptolitowych w Żdanowie. Objasnienia jak na figurze 8

Lithological profile of the transition zone between the Jodłownik Beds and Lower Graptolitic Shales in the Żdanów Section. Explanations as in Figure 8

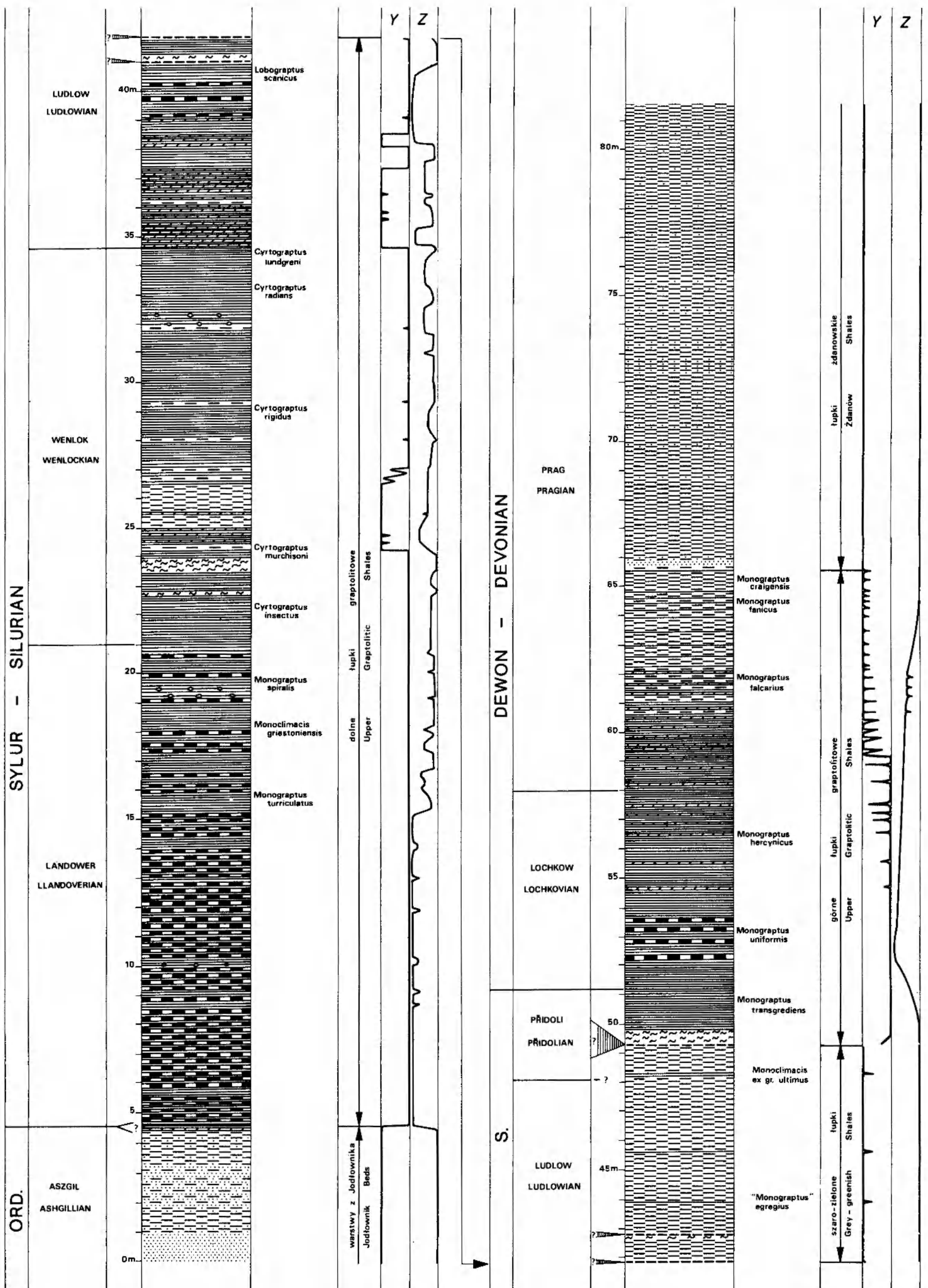


Fig. 10. Profil litostatygraficzny dolnego paleozoiku w Żdanowie. Objaśnienia jak na figurze 8  
Lithostratigraphic profile of the Lower Palaeozoic deposits in the Żdanów Section. Explanations as in Figure 8



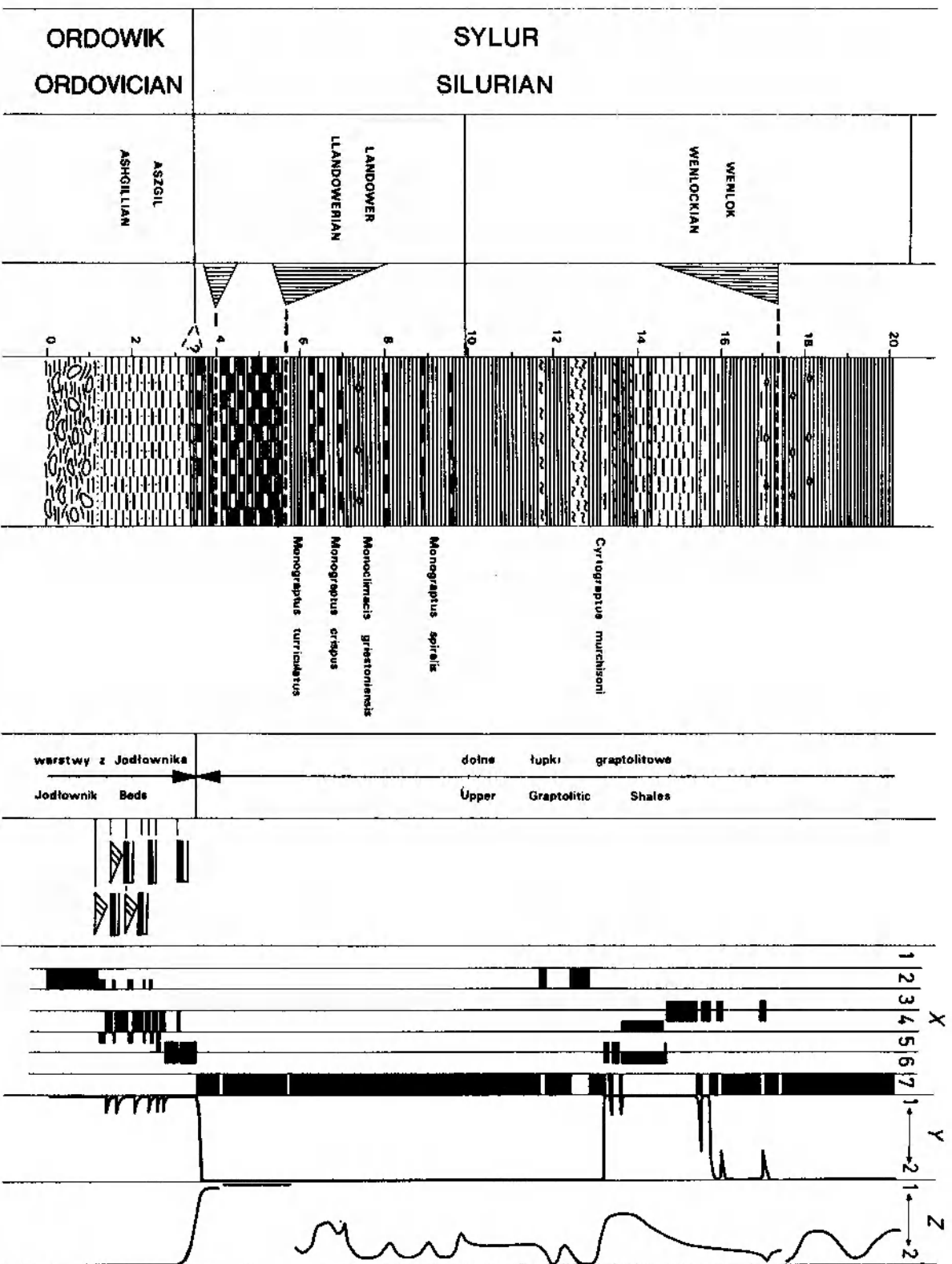


Fig. 11. Profil litostratigraficzny dolnego paleozoju na kuziance. Objasnienia jak na figurze 8  
Lithostratigraphic profile of the Lower Palaeozoic deposits in the Luctianka Section. Explanations as in Figure 8

basenu. Wiązanie tego faktu z ruchami orogenicznymi fazy takońskiej nie znajduje uzasadnienia w świetle składu mineralnego osadów klastycznych, świadczącego o ich bardzo wysokiej dojrzałości petrograficznej.

Pojawienie się aktywnych obszarów alimentacyjnych wiązało się najprawdopodobniej z eustatycznym obniżeniem poziomu oceanu światowego i wynurzeniem szelfów na obrzeżeniu basenu sedymentacyjnego. Nagła zmiana charakteru sedymentacji zapisana w profilu w Wojciechowicach (fig. 8) jest, zdaniem autora, odbiciem gwałtownego obniżenia poziomu oceanu światowego, jakie nastąpiło w późnym aszgilu (McKerrow 1979) i było zapewne wynikiem rozwoju aszgilskiego zlodowacenia kontynentalnego w północnej Afryce (Frakes 1979). Takie cechy sedymentacji klastycznej zarejestrowane w osadach warstw z Jodłownika, jak depozycja osadów przez podmorskie sploty masowe, wzrost tempa sedymentacji oraz frakcji materiału detrytycznego dostarczanego w obręb basenu, dobrze odpowiadają charakterowi sedymentacji zachodzącej w głębokim basenie w okresach obniżonego poziomu oceanu światowego (por. von Thiede 1981). Z postulowaną klimatyczną przyczyną eustatycznego obniżenia poziomu morza zgodne jest występowanie w obrębie warstw z Jodłownika osadów głębokomorskich prądów trakcyjnych rejestrujące nasilenie głębokowodnej cyrkulacji termohalinowej.

Po okresie sedymentacji turbidytowo-trakcyjnej nastąpił powrót do sedymentacji pelagicznej. W przeciwieństwie do sytuacji przed okresem sedymentacji turbidytowo-trakcyjnej osady pelagiczne miały teraz charakter mułów radiolariowych. Nastąpiła także euksynizacja wód dennych w basenie sedymentacyjnym. Powiązanie tych zmian zarejestrowane w osadach strefy przejściowej od warstw z Jodłownika do dolnych łupków graptolitowych w profilach w Żdanowie (fig. 9) i na Łupiance (fig. 11) jest kluczowym argumentem dla podanej poniżej interpretacji genezy zmian charakteru sedymentacji oraz wieku odzwierciedlającej te zmiany granicy warstw z Jodłownika i dolnych łupków graptolitowych. Konieczność uwzględnienia przyczyn rozwoju sedymentacji mułów radiolariowych w okresie bezpośrednio poprzedzającym euksynizację wód dennych basenu sedymentacyjnego nie pozwala bowiem na odwoływanie się do procesów diastroficznych działających na obrzeżeniu lub w obrębie basenu sedymentacyjnego (np. subsydencja w obszarze alimentacyjnym lub utwo-

rzenie zbiornika o ograniczonej wymianie wód z oceanem światowym) jako przyczyny omawianych zmian charakteru sedymentacji.

Zmiany te były najprawdopodobniej odbiciem eustatycznego podniesienia się poziomu oceanu światowego, jakie nastąpiło w najwcześniejszym sylurze i było zapewne związane ze stopieniem lub znacznym zmniejszeniem rozmiarów czap lodowych na Gondwanie (McKerrow 1979). Bezpośrednimi przyczynami zmian charakteru sedymentacji były zmiany paleogeograficzne (zatonienie szelfów) i klimatyczne (ocieplenie klimatu).

We współczesnych oceanach strefy sedymentacji krzemionkowej pokrywają się z obszarami dywergencji wód (upwellingu) i mają mniej więcej równoleżnikowy przebieg (Ramsay 1973). Rozwój sedymentacji mułów radiolariowych najprawdopodobniej wywołany został poważnymi zmianami klimatycznymi i paleogeograficznymi, które zmodyfikowały układ cyrkulacji hydrosfery i spowodowały przesunięcie strefy wysokiej produktywności planktonu radiolariowego ponad obszar, na którym następowała depozycja omawianych osadów. Pojawienie się w najwcześniejszym sylurze osadów krzemionkowych jest cechą charakterystyczną dla osadów strefy sakso-turyńskiej geosynkliny warycyjskiej (por. Jaeger 1977).

Pojawienie się ciemnych osadów można wiązać między innymi z wytworzeniem się rozległej warstwy beztlenowej w kolumnie wody w wyniku transgresji wód oceanu światowego na obszary szelfowe (wzrost obszarów o wysokiej produktywności organicznej) i zużywaniem obecnego w wodach tlenu do rozkładu szczątków organicznych (por. Leggett *et al.* 1981). Ocieplenie klimatu spowodowało osłabienie głębokowodnej cyrkulacji termohalinowej, a zatem zmniejszoną dostawę tlenu do wód dennych.

Omówiona interpretacja przyczyn zmian charakteru sedymentacji, których odzwierciedleniem jest granica warstw z Jodłownika i dolnych łupków graptolitowych, narzuca wnioski odnośnie do wieku tej granicy litostratygraficznej. Zdaniem autora pojawienie się ciemnych osadów w spągu dolnych łupków graptolitowych w Górach Bardzkich nastąpiło w podobnym czasie, jak na geosynkinalnych obszarach Wielkiej Brytanii, gdzie sedymentacja taka rozpoczęła się w okresie istnienia zespołu graptolitów zony *Glyptograptus persculptus* najniższego landoweru (Leggett 1980). Na poparcie tej tezy można przytoczyć następujące argumenty:

1) euksynizacja wód dennych, jaka nastąpiła w najwcześniejszym sylurze, miała rozległy, regio-

nalny zasięg, zaznaczając się zarówno na obszarach geosynklynalnych, jak i epikontynentalnych (por. Leggett 1980; Jaeger 1977; Kornaś 1974; Tomczykowa, Tomczyk 1981; Tomczyk 1963; Podhalańska 1980);

2) w czwartorzędzie euksynizacja basenów morskich na rozległych obszarach następowała bardzo szybko w skali czasu geologicznego (Ryan, Cita 1977; Degens, Stoffers 1980).

Pozycja chronostratygraficzna granicy warstw z Jodłownika i dolnych łupków graptolitowych jest obecnie opracowywana w oparciu o graptolity i konodonty. Dotychczasowe rezultaty badań paleontologicznych pozwalają sugerować bliską koincydencję czasową wspomnianej granicy litostratygraficznej i granicy chronostratygraficznej ordowik/sylur (E. Porębska – inf. ustna).

Tworzenie się ciemnych osadów bogatych w substancję organiczną trwało zasadniczo przez cały okres sedymentacji dolnych łupków graptolitowych. Jedyne na krótkie okresy uległo ono przerwaniu we wczesnym wenloku i we wczesnym ludlowie. Fakt ten był najprawdopodobniej wynikiem wzmożonej aktywności prądów dennych, związanych zapewne z głębokowodną cyrkulacją termohalinową, aktywności powodującej zwiększoną dostawę tlenu potrzebnego do bakteryjnego rozkładu opadającej na dno substancji organicznej. Zapewne nie zaznaczyło się wówczas istotne zmniejszenie produktywności fitoplanktonu w wodach powierzchniowych.

Sedymentacja mułów radiolariowych trwała w ciągu wczesnego oraz starszej części późnego landoweru; krótkotrwały wzrost jej intensywności zaznaczył się w ciągu zony *Lobograptus scanicus* wczesnego ludlowu. W młodszej części późnego landoweru (profile w Żdanowie i na Łupiance), w wenloku i przez znaczną część wczesnego ludlowu miała miejsce sedymentacja osadów składających się z mułu radiolariowego oraz ilastego materiału terygenicznego; proporcje tych składników ulegały w ciągu tego okresu wahaniom.

W profilu w Wojciechowicach spadek intensywności sedymentacji krzemionkowej w późnym landowerze zaznaczył się znacznie słabiej. Zapisana tutaj bardziej intensywna i dłużej trwająca sedymentacja krzemionkowa, bardzo mała dostawa materiału terygenicznego i bardzo słaby rozwój planktonu graptolitowego sugerują, iż osady te były zapewne deponowane w większej odległości od lądu niż osady z pozostałych profili.

Prawdopodobnie pod koniec wczesnego ludlowu nastąpiła zmiana (zapewne o dość gwałtownym charakterze) warunków redukcyjnych na utleniające w przydennych partiach basenu oraz

zanik sedymentacji krzemionkowej. Współwystępowanie tych zmian w osadach na granicy dolnych łupków graptolitowych i szarozielonych łupków w profilu w Żdanowie sugeruje, iż bezpośrednimi ich przyczynami mogły być zmiany klimatyczne (powodujące przemieszczenie lub zanik strefy dywergencji wód) oraz paleogeograficzne (zmniejszenie obszarów szelfowych). Czynnikiem wywołującym te z kolei zmiany były zapewne regionalne procesy diastroficzne związane z kolizją Laurentii i Baltiki.

Sedymentacja jasnych, skondensowanych ilów pelagicznych trwała w ciągu późnego ludlowu i pridoli. W późnym pridoli nastąpiła ponowna euksynizacja wód dennych basenu sedymentacyjnego, której towarzyszyło rozpoczęcie się sedymentacji krzemionkowej. Współwystępowanie tych zmian na granicy szarozielonych łupków i górnych łupków graptolitowych ponownie skłania do wniosku, iż wywołane one były klimatycznymi i zapewne także paleogeograficznymi przeobrażeniami.

Zarówno sedymentacja mułów radiolariowych, jak i tworzenie się osadów bogatych w substancję organiczną osiągnęły swe maksimum we wczesnym lochkowie. Począwszy od późnego lochkowu następował stopniowy zanik warunków euksynicznych w przydennych partiach basenu oraz wygasanie sedymentacji krzemionkowej. Długotrwałość oraz stopniowy charakter tych zmian wskazują, iż były one wywołane innymi (inaczej zachodzącymi), niż w przypadku zakończenia sedymentacji dolnych łupków graptolitowych, procesami. Prawdopodobnie były one wynikiem:

1) stopniowego oziębiania się klimatu, które mogło być przyczyną: nasilenia głębokowodnej cyrkulacji termohalinowej powodującej efektywne przewietrzanie głębokich partii basenu i będącej rezultatem tworzenia się w strefach polarnych zimnych, bogatych w tlen wód (Berry, Wilde 1978) oraz stopniowego przemieszczania lub zaniku strefy dywergencji wód, powodującej spadek produktywności fitoplanktonu i zanik sedymentacji krzemionkowej;

2) stopniowej regresji morza na otaczających basen obszarach kontynentalnych przyczyniającej się do zaniku warunków euksynicznych i pojawienia się osadów deponowanych przez prądy zawieszinowe.

Ostateczne ustalenie się warunków utleniających w przydennych partiach zbiornika i zanik sedymentacji krzemionkowej nastąpiły w środkowym pragu.

W okresie bezpośrednio młodszym od dato-

wanego biostratygraficznie środkowego pragu osadzały się jasne ily pelagiczne lub hemipelagiczne oraz podrzędnie osady klastyczne deponowane przez prądy zawieszinowe niskiej gęstości.

Dla osadów dolnego paleozoiku Gór Bardzkich typowe jest bardzo niskie tempo sedymentacji, brak materiału terygenicznego o frakcji grubszej niż iltasta, a także intensywny rozwój sedymentacji krzemionkowej (mułów radiolariowych). Sedymentacja o takim charakterze została jedynie na krótko przerwana w późnym ordowiku, kiedy to doszło do utworzenia się niewielkiej miąższości kompleksu osadów zdeponowanych przez podmorskie sploty masowe i denne prądy trakcyjne. Osady dolnego paleozoiku Gór Bardzkich tworzyły się zatem w środowisku pelagicznym, najprawdopodobniej w znacznej odległości od obszarów lądowych.

Depozycja osadów dolnego paleozoiku Gór Bardzkich niewątpliwie, a osadów serii żdanowskiej prawdopodobnie zachodziła poniżej burzowej podstawy fałowania. Biorąc pod uwagę bardzo długi czas trwania takiej sedymentacji, można stwierdzić, iż osady te tworzyły się w środowisku głębszym niż nerytyczne (szelfowe). Próby bliższego określenia batymetrii zbiornika (batiał, abyssal) mogą być oparte jedynie na takich przesłankach:

1) występowanie w obrębie utworów ordowiku-dewonu osadów podmorskich splotów masowych sugeruje, iż osady te były deponowane poniżej skłonu obrzeżającego basen (skłonu kontynentalnego?). Występowanie tutaj niemal wyłącznie osadów prądów zawieszinowych niskiej gęstości oraz nieturbidytowych splotów masowych o małej objętości wskazuje na depozycję tych osadów w obrębie równi akumulacyjnej;

2) w czasie depozycji tych osadów zaznaczają się okresy aktywności silnych prądów dennych związanych z głębokomorską cyrkulacją termohalinową. Współcześnie największe prędkości dennych prądów gęstościowych stwierdza się w najgłębszych partiach basenów oceanicznych (Lonsdale, Spiess 1977);

3) w obrębie utworów ordowiku-dewonu zaznaczają się radykalne zmiany w stopniu utlenienia osadów (czerwone barwy osadów w ordowiku i dewonie, czarne osady bogate w substancję organiczną w sylurze i najniższym dewonie). Taką zmienność stopnia utlenienia osadów jest charakterystyczna dla najgłębszych stref basenów sedymentacyjnych, w przeciwieństwie do osadów stref najpłytszych niemal zawsze dobrze utlenionych oraz osadów stref pośrednich głębokości (głębokości występowania minimum tlenowego w kolumnie wody) niemal zawsze słabo utlenionych (Berry, Wilde 1978);

4) w jasnych (deponowanych w obecności natlenionych wód dennych) osadach ordowiku-dewonu obserwuje się brak bentonicznej fauny muszlowej oraz rzadkie ślady bioturbacji osadu. Jest to zapewne odzwierciedleniem znacznych głębokości basenu sedymentacyjnego. We współczesnych morskich basenach sedymentacyjnych wraz ze wzrostem głębokości obserwuje się spadek biomasy (liczby osobników) fauny bentonicznej przypadającej na jednostkę powierzchni dna (Odum 1963).

Można zatem stwierdzić, że osady dolnego paleozoiku Gór Bardzkich tworzyły się w głębokiej partii basenu sedymentacyjnego, najprawdopodobniej na obszarze równi akumulacyjnej.

#### LITERATURA

- ANKETELL J. H., CEGŁA J., DŻUŁYŃSKI S., 1970: On the deformational structures in systems with reversed density gradients. Zaburzenia w układach o niestacynym warstwowaniu gęstościowym. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 40, z. 1.
- BEDERKE E., 1924: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. u. Palaeont.*, H. 7.
- BERNER R. A., 1973: Phosphate removal from sea water by absorption on volcanogenic ferric oxides. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol. 18, no. 1.
- BERRY W. B. N., WILDE P., 1978: Progressive ventilation of the oceans – an explanation for the distribution of the Lower Paleozoic black shales. *Am. J. Sc.*, vol. 278, no. 3.
- CHOROWSKA M., 1979: *Orzeczenie stratygraficzne do ark. Kłodzko*. Arch. Oddz. Dolnośl. Inst. Geol., Wrocław (maszynopis).
- CHOROWSKA M., OBERC J., 1980: Stratygrafia i tektonika najwyższego syluru i dolnego dewonu w profilu w Żdanowie na podstawie konodontów (Sudety, Góry Bardzkie). The stratigraphy and tectonics of the Uppermost Silurian and Lower Devonian of the Żdanów section (Góry Bardzkie Mts., Sudety Mts.) in the light of conodont studies. *Kwart. Geol.*, t. 24, nr 2.
- CURTIS C. D., 1980: Diagenetic alteration in black shales. *J. Geol. Soc. London*, vol. 137, no. 2.
- CWOJDZIŃSKI S., 1980: Ewolucja geologiczna Polski Południowo-Zachodniej w interpretacji tektoniki płyt. Geologic evolution of South-Western Poland in terms of plate tectonics. *Geol. Sudetica*, vol. 15, nr 1.
- DAHLGRÜN F., FINCKH L., 1924: Ein Silurprofil aus dem Warthaer Schiefergebirge in Schlesien. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, B. 44.
- DATHE E., 1904: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von*

- Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Neurode. Lief. 115.*
- DEGENS E. T., STOFFERS P., 1980: Environmental events recorded in Quaternary sediments of the Black Sea. *J. Geol. Soc. London*, vol. 137, no. 2.
- DON J., 1985: Model ekspansyjnego rozwoju Sudetów Zachodnich w paleozoiku (propozycja). *Prz. Geol.*, t. 33, nr 3.
- DOTT R. H., Jr., BOURGEOIS J., 1982: Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 93.
- DŻUŁYŃSKI S., KOTLARCZYK J., 1962: O pogrążonych pręgach falistych (ripplemarkach). On load-casted ripples. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 32, z. 2.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E., 1942: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck. Lief. 343.*
- FRAKES L. A., 1979: *Climates throughout Geologic Time.* Elsevier, Amsterdam.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1976: *Sedymentologia.* Wyd. Geol. Warszawa.
- HAYDUKIEWICZ J., 1979: Stratigraphy of the Zdanów Series in the northern part of the Bardo Unit on the basis of conodonts. *Stratygrafia serii zdanowskiej w północnej części struktury bardzkiej na podstawie konodontów. Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 2.
- HOLLISTER C. D., HEEZEN B. C., 1966: *Ocean bottom currents*, [w:] *Encyclopedia of Oceanography*, (red.) R. W. Fairbridge. Reinhold, New York.
- JAEGER H., 1977: Das Silur/Lochkov-Profil in Frankenberg-Zwischengebirge (Sachsen). *Freiberger Forschungsh.*, C, 326.
- JENKYN H. C., 1978: *Pelagic environments*, [w:] *Sedimentary Environments and Facies*, (red.) H. G. Reading. Blackwell, Oxford.
- KORNAŚ I., 1974: Dolny sylur w Górach Kaczawskich na podstawie fauny graptolitowej. Spraw. z posiedzeń nauk. Inst. Geol., *Kwart. Geol.*, t. 18, nr 2.
- KRUG VON NIDDA, 1855: Graptolithen bei Herzogswalde (Brief an Herrn Zepharowich), *Z. Deutsch. Geol. Ges.*
- KURAI, 1967: Fosforyty sylurskie w Górach Bardzkich. Spraw. z posiedzeń nauk. Inst. Geol., *Kwart. Geol.*, t. 11, nr 4.
- LEGGETT J. K., 1980: British Lower Palaeozoic black shales and their palaeo-oceanographic significance. *J. Geol. Soc. London*, vol. 137, no. 2.
- LEGGETT J. K., MCKERROW W. S., COCKS L. R. M., RICKARDS R. B., 1981: Periodicity in the Early Palaeozoic marine realm. *ibid.*, vol. 138, no. 2.
- LONSDALE P., SPIESS F. N., 1977: *Abyssal bedforms explored with a deeply towed instrument package*, [w:] *Influence of abyssal circulation on sedimentary accumulations in space and time*, (red.) B. C. Heezen. *Dev. in Sedim.*, vol. 23.
- MALINOWSKA L., 1955: *Stratygrafia gotlandu Gór Bardzkich. Stratigraphy of the Gothlandian of the Bardo Mountains. Biul. Inst. Geol.*, nr 95.
- MCKERROW W. S., 1979: Ordovician and Silurian changes in sea level. *J. Geol. Soc. London*, vol. 136, no. 2.
- OBERC J., 1953: Problematyka geologiczna Gór Bardzkich, [w:] *Przewodnik XXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 21, z. 4.
- 1957: *Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów.* Wyd. Geol., Warszawa.
- 1968a: *Ordowik. Góry Bardzkie i okolice Kłodzka*, [w:] *Budowa geologiczna Polski, t. I. Stratygrafia, cz. 1. Prekambr i paleozoik.* Wyd. Geol., Warszawa.
- 1968b: *Sylur. Region Bardzki*, [w:] *Budowa geologiczna Polski, t. I. Stratygrafia, cz. 1. Prekambr i paleozoik.* Wyd. Geol., Warszawa.
- 1972: *Budowa geologiczna Polski, t. IV. Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe.* Wyd. Geol., Warszawa.
- 1977: *The Góry Bardzkie Structure*, [w:] *Geology of Poland*, vol. IV. Tectonics. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1980: Early to Middle Variscan development of the West Sudetes. Rozwój waryscydów Sudetów Zachodnich. *Acta Geol. Pol.*, vol. 30, no 1.
- ODUM E. P., 1963: *Podstawy ekologii.* Państw. Wyd. Rol. Leśn., Warszawa.
- PODHALAŃSKA T., 1980: *Stratygrafia i rozwój facjalny środkowego i górnego ordowiku wyniesienia Łęby (NW Polska). Stratigraphy and facial development of Middle and Upper Ordovician deposits in the Łęba Elevation (NW Poland).* *Acta Geol. Pol.*, vol. 30, no. 4.
- PORĘBSKA E., 1980: *Stratygrafia, litologia i sedymentacja ordowiku?, syluru i dolnego dewonu Gór Bardzkich.* Stratigraphy, lithology and sedimentation of the Ordovician?, Silurian and Lower Devonian in the Bardzkie Mts. Materiały Konferencji Terenowej, Srebrna Góra, 1980. Wrocław.
- 1982: Latest Silurian and Early Devonian graptolites from Żdanów Section, Bardo Mts. (Sudetes). Graptolity późnego syluru i wczesnego dewonu z profilu Żdanowa (Góry Bardzkie, Sudety). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, vol. 52.
- RAMSAY A. T. S., 1973: *A history of organic siliceous sediments in oceans*, [w:] *Organisms and continents through geological time*, (red.) N. F. Hughes. *Spec. Pap. Palaeont.*, vol. 12.
- RUPKE N. A., 1978: *Deep clastic seas*, [w:] *Sedimentary Environments and Facies*, (red.) H. G. Reading. Blackwell, Oxford.
- RYAN W. B. F., CITA M. B., 1977: *Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation*, [w:] *Influence of abyssal circulation on sedimentary accumulations in space and time*, (red.) B. C. Heezen. *Dev. in Sedim.*, vol. 23.
- SPEARS D. A., 1980: Towards a classification of shales. *J. Geol. Soc. London*, vol. 137, no. 2.
- SPJEALDNESS N., 1978: *The Silurian System*, [w:] *Contributions to the Geologic Time Scale. Stud. in Geol.*, vol. 6.
- STOW D. A. V., LOVELL J. P. B., 1979: Contourites. Their recognition in modern and ancient sediments. *Earth Sc. Rev.*, vol. 14, no. 3.
- TELLER L., 1959: Problem warstw zdanowskich oraz granica sylur-dewon w Górach Bardzkich. *Prz. Geol.*, t. 7, nr 1.
- 1960: Poziom *Monograptus hercynicus* z warstw zdanowskich w Górach Bardzkich. *Monograptus hercynicus Zone from the Zdanow Beds of the Bardo Range – Sudetes. Acta Geol. Pol.*, vol. 10, no. 3.
- 1962: *Zagadnienie granicy ordowik-sylur w Górach Bardzkich. Problem of the Ordovician-Silurian boundary in the Bardo Mts. (Sudetes). Księga Pamiątkowa ku czci Prof. J. Samsonowicza*, PAN, Warszawa.
- THIEDE VON J., 1981: Sedimentation und physiographische Entwicklung des Nordatlanticks seit dem mittleren Mesozoikum. *Geol. Rundschau*. vol. 70, no. 1.
- TOMCZYK H., 1963: Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego. Ordovician and Silurian in the Basement of the Fore-Carpathian Depression. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 33, z. 3.

- TOMCZYKOWA E., TOMCZYK H., 1978: Sylur Polski jako wskaźnik zróżnicowania szelfu Fennosarmacji i rozwoju oceanu Prototetydy. *Prz. Geol.*, t. 26, nr 1.
- 1981: *Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich*, [w:] *Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego – Kielce, 1981*. Wyd. Geol., Warszawa.
- TUBIELEWICZ H., 1979: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, ark. Kłodzko*. Arch. Oddz. Dolnośl. Inst. Geol., Wrocław (maszynopis).
- WAJSPRYCH B., 1978: Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich (Sudety). Allochthonous Palaeozoic rocks in the Visean of the Bardzkie Mts. (Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 48, z. 1.
- 1980: *Sedymentacja utworów dolnego karbomu w północnej części Gór Bardzkich a problem allochtonizmu*. Sedimentation of Lower Carboniferous deposits in northern part of the Góry Bardzkie versus allochthonism problem. Materiały Konferencji Terenowej, Srebrna Góra, 1980. Wrocław.
- WYŻGA B., 1984: *Charakterystyka sedymentologiczna utworów dolnego paleozoiku Gór Bardzkich (Sudety)*. Arch. Inst. Nauk Geol. Uniw. Jagiel. (praca magisterska, maszynopis).

# LOWER PALAEOZOIC OF THE BARDO MOUNTAINS (SUDETES): A SEQUENCE OF DEEP-SEA PELAGIC SEDIMENTS

Bartłomiej WYŻGA

Nature and Natural Resources Protection Research Center, Polish Academy of Sciences  
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

## Summary

**ABSTRACT** Lower Palaeozoic of the Bardo Mts. consists of deep-sea terrigenous and siliceous sediments, at least a hundred and tens metres thick. These sediments have been subdivided into the following lithostratigraphic units: Jodłownik Beds (Upper Ordovician), Lower Graptolitic Shales (Llandoveryan-Lower Ludlowian), Grey-greenish Shales (Upper Ludlowian-Přidolian), Upper Graptolitic Shales (Uppermost Přidolian-Middle Pragian), and the Żdanów Shales (Middle Pragian-?).

Lower part of the Jodłownik Beds is interpreted as pelagic sediments deposited in oxygenated bottom-water conditions, and the higher part of the unit as the complex of sediments deposited by subaqueous gravity flows, mostly turbidity currents, and deep-sea traction currents. The Lower Graptolitic Shales, Grey-greenish Shales and the Upper Graptolitic Shales represent pelagic sediments

tens of metres thick, whose accumulation took place in mostly euxinic conditions (Lower and Upper Graptolitic Shales) or in oxygenated bottom-water conditions (Grey-greenish Shales). The Żdanów Shales are interpreted as pelagic or hemipelagic sediments with subordinate intercalations of the deposits of low density turbidity currents, accumulated in oxygenated bottom-water conditions.

The sedimentary contact between the Jodłownik Beds and the Lower Graptolitic Shales was ascertained. In the author's opinion changes of the sedimentation mode (vanishing of the turbiditic sedimentation, initiation of radiolarian ooze sedimentation and euxinization of bottom waters of the sedimentary basin) recorded in the transition zone between the Jodłownik Beds and the Lower Graptolitic Shales took place due to the glaciostatic rise of the World's ocean level in the Earliest Silurian.

## GEOLOGICAL SETTING

According to Wajsprych (1978, 1980) the sedimentary basin of the Bardo Mts. originated during Early Carboniferous and the Ordovician, Silurian, Devonian and a part of Carboniferous rocks constitute allochthonous elements in the basin infill. The validity of this view was confirmed by the results of the detailed geological mapping (Figs. 2-5) carried out by the present author in the region of Żdanów village (Fig. 1).

The Lower Palaeozoic sequence of the Bardo Mts. is subdivided into Jodłownik Beds (Oberc 1968b), Lower Graptolitic Shales (Oberc 1977), Grey-greenish Shales (Jaeger 1977), Upper Graptolitic Shales (Oberc 1977) and Żdanów Shales (Oberc 1957). The sequence is considered to represent the so-called Bavarian facies of the Saxo-Thuringian zone of the Variscan geosyncline (Jaeger 1977).

The present paper is an attempt at reconstructing depositional mechanisms and sedimentary environments of the Lo-

wer Palaeozoic rocks of the Bardo Mts. Investigations were carried out in three sections: at Wojciechowice village (Fig. 1A), at Żdanów village (Fig. 1B) and on the slopes of Łupianka Mt. (Fig. 1C).

The Jodłownik Beds and a lower part of the Lower Graptolitic Shales (Llandoveryan-Lowermost Wenlockian) outcrop in the Wojciechowice Section (Fig. 6A). These rocks reveal block tectonics probably created by breaking of an earlier fold structure. All distinguished lithostratigraphic units occur in the Żdanów Section (Fig. 7A), spanning Upper Ordovician through Pragian. Two fold structures occur in the section: pseudosyncline in the southern part and pseudoanticline in the northern part of the exposure; northern limb of the pseudosyncline is also southern limb of the pseudoanticline (Fig. 7B). The Łupianka Section (Fig. 6B, C) reveals the uppermost part of the Jodłownik Beds and the Lower Graptolitic Shales (Llandoveryan-Wenlockian).

## LITHOLOGY, STRATIGRAPHY AND DEPOSITIONAL MECHANISMS

### JODŁOWNIK BEDS

A dozen or so metres thick complex of clayey and higher up sandy-clayey sediments outcrop in the NE-part of the Wojciechowice Section (Fig. 6A). These rocks were considered earlier (Oberc 1957, 1968b) to represent the Kłodzko Shales which are now treated as the much younger unit (*cf.* Tubielewicz 1979; Chorowska 1979). On the basis of the characteristic sequence of facies changes recorded in these rocks and of the occurrence of lithological types common with the Jodłownik Beds *sensu* Oberc (1968b), the complex was included into the Jodłownik Beds by the present author.

Red-violetish clay shales showing flaggy or flaky fissility, 6 m thick (Wojciechowice - Fig. 8), represent the lowest known part of the Jodłownik Beds. They are interpreted as pelagic clays deposited in oxygenated bottom-water conditions.

Higher part of the unit (Wojciechowice - Fig. 8; Żdanów - Fig. 10; Łupianka - Fig. 11) consists of alternating sandstones, siltstones, mud shales and light coloured clay shales. The sandstones are quartz wackes (Pl. I, 2; IV, 3) or quartz arenites (Pl. I, 3, 4). Accumulation of these sediments took place below the storm wave base and dominant part of them has the features of deposits of subaqueous sediment

gravity flows (*cf.* Rupke 1978). Beds showing sharp bases, normal grading and characteristic sequence of internal structures generally starting with Bouma B (Pl. I, 3) or C division, may be linked with low density turbidity currents. Beds with sharp bases and tops, internally structureless and ungraded, containing shaly intraclasts (Pl. I, 1) are attributed to flows immediate in character between grain flows and fluidized-sediment flows. A bed showing sharp base and top, inverse grading and flat shear planes near the base (Pl. II, 2) is interpreted to be a debris flow deposit. Turbidity currents were the basic type of flows, two other types were of lesser importance.

The Jodłownik Beds contain also subordinate sandstone intercalations which are interpreted as the deposits of deep-sea traction currents (*cf.* Stow, Lovell 1979). These sandstones show planar cross-sets, parallel laminae sets (Pl. IV, 1, 2; V, 2, 4), and cut-and-fill structures (Pl. V, 1). Single (Pl. II, 1) and piled ripples (Pl. II, 4) occur in muddy or sandy sediment. These ripples may be linked with the activity of bottom traction currents (*cf.* Dżułyński, Kotlarczyk 1962).

The Jodłownik Beds contain numerous sandstone nodules (Pl. IV, 4) surrounded by muddy sediment (Pl. III, 1). These nodules are interpreted as a result of deformation of soft sediment, leading to development of balls and pillows (Pl. III, 2, 3) and angular fragments of disrupted sandstone layers (Pl. II, 3, 4). Conditions leading to development of reverse density gradient in the sediment and thus to soft-sediment deformation (*cf.* Anketell *et al.* 1970) were repeated many times during the sedimentation of the Jodłownik Beds deposits.

The uppermost part of the unit (Żdanów – Fig. 9; Łupianka – Fig. 11) records a rapid vanishing of the turbiditic sedimentation and development of pelagic sedimentation, first having clayey character and subsequently siliceous one (radiolarian oozes). The boundary between the Jodłownik Beds and the Lower Graptolitic Shales reflects euxinization of bottom waters in the sedimentary basin.

#### LOWER GRAPTOLITIC SHALES

The Lower Graptolitic Shales outcrop in the Żdanów (Llandoveryan–Lower Ludlowian – Fig. 7A, 10), Łupianka (Llandoveryan, Wenlockian – Fig. 6B, C, 11) and Wojciechowie (Llandoveryan, Lowermost Wenlockian – Fig. 6A, 8) Sections. The thickness of the unit is 37.5 m. Graptolite zones documented so far (Malinowska 1955) are shown in Figures 8, 10 and 11.

The lower part of the unit, 11 m thick (Fig. 10), consists of lydites with intercalations of black siliceous shales. These sediments originated due to the sedimentation of a radiolarian ooze. Five types of lydite, reflecting various modes of deposition and diagenesis of the radiolarian ooze, have been distinguished on the basis of microscopic studies. The lamination in lydites (Pl. VI, 1) is the effect of an alternation of these types.

Deposits of type a (Pl. VII, 1) contain considerable amount of evenly dispersed organic matter. This type is characterized by the content of radiolaria, sometimes well preserved (Pl. VI, 4), amounting several percent of the rock volume, and by the occurrence of spherical forms having tests composed of organic matter (Pl. VI, 3). The most apparent feature of type b (Pl. VII, 1) is the occurrence of illite concentrations in the form of discontinuous streaks and lenses. Radiolaria content is variable, up to 25%. Deposits of type c

(Pl. VII, 2) are characterized by the abundance of organic matter and by the presence of dispersed grains of detritic quartz which reaches up to several percent of the rock volume. Radiolaria are nearly absent. Veinlets of chalcedony occur in some places, being more or less parallel to the lamination planes. Type d (Pl. VII, 3) consists of radiolaria and flocculent organic matter. Laminae reveal a graded structure; the radiolarian content diminishes upwards whereas organic matter becomes more abundant. Type e is composed of lydite which is poor in organic matter and appears as brighter laminae (Pl. VI, 2). Radiolaria, up to 20% of the rock, occur within very fine grained silica.

Deposits of type c, in which opaline skeletons of radiolaria were completely dissolved, are the effect of the slowest accumulation and the longest contact with depositional waters. Remobilized silica precipitated as silica gel which in some places was concentrated to form veinlets, and then cristallized as chalcedony. Type a deposits are attributed to a slightly faster accumulation. Deposits of types b, d and e must have been accumulated comparatively quickly. In the case of type b, radiolaria dropping on the bottom must have been buried by clayey material deposited probably by bottom currents. Graded structure of type d deposits may reflect a rapid bloom of phytoplankton and radiolaria in the surface waters, and different settling velocities of these organisms after their death. Deposits of type e originated due to fast accumulation of radiolaria.

Deposits from the interval of 11–37.5 m above the base of the unit (Fig. 10) are characterized by varying degree of silification. Siliceous-clay shales and clay-siliceous ones predominate here. Only in the *Lobograptus scanicus* zone the biogenic silica increases in the deposits.

The dominant lithological type above the lyditic complex (Upper Llandoveryan–Lower Ludlowian – Fig. 10) are black shales. Three subtypes differing in kind of fissility can be distinguished in these shales:

1) shales showing flaggy fissility (dominant). On the fissility surfaces current-oriented graptolites were found (Pl. X, 3). Such deposits originated due to two overlapping processes: monotonous fallout of mineral particles and organic matter from the water column, and deposition of clayey material by bottom currents in the form of lenses (Pl. VIII, 1, 3) or discontinuous streaks (Pl. VIII, 2);

2) shales showing flaky fissility (subordinate) and

3) shales showing massive breaking (occasional). Types 2 and 3 are internally homogeneous (Pl. VIII, 4). They are the effect of pelagic settling of mineral particles and organic matter in stagnant conditions without activity of bottom currents.

Phosphoritic nodules occur in the black shales (Figs. 8, 10, 11). They are the effect of releasing, migration and fixation of phosphate ions during diagenetic alterations in deposits rich in organic matter (*cf.* Curtis 1980).

Besides the black shales there are also light coloured shales within the Lower Wenlockian and the Lower Ludlowian (Fig. 10). Two types of the light coloured shales were distinguished:

– shales abounding in nondetrital silica, siliceous and siliceous-clay ones, showing massive breaking, frequently containing considerable amounts of disseminated sulphides. These shales were deposited by fallout of mineral and organic particles from the water column. Such shales occur mainly in the Lower Ludlowian;

– clay-siliceous and clay shales, splitting into slabs with rough surfaces, showing distinct microlamination (Pl. IX, 3),



sometimes containing grains of biogenic (Pl. IX, 2) or volcanogenic (Pl. IX, 4) origin in the form of lenticular concentrations (Pl. IX, 1, 4). These shales were deposited by bottom currents, probably connected with deep-sea thermohaline circulation. The shales occur mainly in the Lower Wenlockian.

Accumulation of the black shales and lydites took place in euxinic conditions. The light coloured shales originated in oxygenated bottom-water conditions. Some intercalations of a light coloured sediment within the black one, containing subtle laminae and discontinuous streaks of black sediment (Pl. XI, 1), may have originated by deposition of organic matter-free detritus from bottom currents transporting oxygenated waters, and by pelagic settling of mineral and biogenic particles through anoxygenic waters.

There is insignificant content of volcanogenic deposits within the unit (Fig. 10). These are mainly hyaloclastites; very thin intercalations of tuffite (Pl. X, 1, 2) and bentonite occur occasionally.

The development of the Lower Graptolitic Shales in the Lupianka Section (Fig. 11) and in the Żdanów Section (Fig. 10) is very similar. The Llandoveryan rocks in the Wojciechowiec Section (Fig. 8) provide the record of a more intensive and longer persisting sedimentation of radiolarian ooze than in the other profiles, very slight supply of terrigenous material and insignificant development of graptolitic plankton.

#### GREY-GREENISH SHALES

In the Żdanów Section (Fig. 7A), the Lower Graptolitic Shales are followed upward by a complex, 7.3 m thick, of light coloured clay shales devoid of graptolites (Fig. 10). These shales are very similar to the Graugrüne ess Schiefer from the Upper Ludlowian and Pridolian of Saxony and Carnic Alps (Jaeger 1977).

The boundaries of the Grey-greenish Shales are tectonic discontinuities. On the basis of the biostratigraphic data (Fig. 10) it can be supposed that this unit represents the Late Ludlowian and almost the whole of the Pridolian.

The pelagic clays of the unit were deposited in the oxygenated bottom-water conditions by fallout of mineral particles from the water column (shales showing flaky fissility) and probably also by bottom currents (shales showing flaggy fissility). One may suppose that these sediments record a long period of reduced organic productivity in the surface waters.

#### UPPER GRAPTOLITIC SHALES

The Upper Graptolitic Shales outcropping in the Żdanów Section (Fig. 7A) represent the Uppermost Pridolian–Middle Pragian. The thickness of the unit is 16.2 m (Fig. 10).

1980, 1982) are shown in Figure 10.

### SEDIMENTATION MECHANISMS AND SEDIMENTARY ENVIRONMENT

Pelagic sediments (*sensu* Arrhenius 1963 *vide* Jenkyns 1978) represent the dominant part of the geological time recorded in the described Lower Palaeozoic profiles. They were siliceous oozes and pelagic clays and deposits intermediate in character between these types. These sediments are characterized by very low sedimentation rates and by the absence of terrigenous material coarser than clay. The Lower Palaeozoic sediments of the Bardo Mts. originated in the

The profile starts with a hyaloclastite layer 0.5 m thick. It is followed upward by a complex of black siliceous-clay and siliceous shales with rare intercalations of lydite in the upper part, 4.6 m thick (Fig. 10). This part of the profile represents the Latest Pridolian and Early Lochkovian. The shales show flaggy fissility. Accumulation of the black shales and lydites took place in euxinic conditions. The siliceous sediments were most likely radiolarian oozes, however radiolaria were almost completely dissolved during diagenesis.

The Upper Lochkovian–Middle Pragian part of the profile (5.1–16.2 m) consists of alternating black and light coloured shales. The black shale facies gradually disappears upward and this is accompanied with a progressive decrease of the nondetrital silica content in the deposits (Fig. 10). First, black siliceous and siliceous-clay shales alternate with light coloured siliceous shales showing massive breaking or flaggy fissility, nonlaminated, sometimes containing sulphides (Pl. XI, 4). These light coloured sediments were deposited in oxygenated bottom-water conditions by fallout of mineral and biogenic particles from the water column. Higher up black clay-siliceous shales alternate with light coloured clay-siliceous shales showing subtle lamination (Pl. XI, 2) and discontinuous streaks of black sediment (Pl. X, 4). Such deposits originated by deposition of organic matter-free detrital material from bottom currents transporting oxygenated waters, and by fallout of mineral and biogenic particles from the column of anoxygenic waters.

In the Upper Lochkovian there occur thin intercalations of light coloured clayey sediment (Pl. XI, 3) deposited by turbidity currents. It is likely that part of light coloured deposits from the highest part of the unit originated in this way.

#### ŻDANÓW SHALES – LOWER PART OF THE UNIT

Complex of light coloured, mainly clayey sediments, 16 m thick (Fig. 10), occurring above the Upper Graptolitic Shales in the Żdanów Section (Fig. 7A) represents the lower part of the Żdanów Shales. It is probably of a Late Pragian age.

Clay shales showing flaky fissility predominate in this complex (Fig. 10). Their homogenous structure reflects either monotonous fallout of mineral particles from the water column in the absence of bottom currents, or is the effect of bioturbation.

The Żdanów Shales contain also subordinate thin beds consisting of siltstones, mud shales and clay shales showing flaggy fissility (Fig. 10). These beds show sharp bases, normal grading and characteristic sequence of internal structures starting with Bouma C or D division (Pl. XI, 5, 6), and are interpreted as deposits of low density turbidity currents.

pelagic environment, far from land areas. They were accumulated mainly in euxinic conditions (Lower and Upper Graptolitic Shales) or in the oxygenated bottom-water conditions (Jodłownik Beds, Grey-greenish Shales, Żdanów Shales).

Accumulation of the Lower Palaeozoic sediments took place in the environment deeper than neritic. Their character and also the characteristic course of changes of oxygen conditions in depositional waters (*cf.* Berry, Wilde 1978) suggest

that these sediments originated in a deep part of the basin, most likely on a basin plain.

The sandy-clayey sediments of the Jodłownik Beds have been attributed so far (*cf.* Oberc 1957, 1980; Teller 1962) to the diastrophism during Taconian Phase. In the author's opinion character of these sediments and their great petrographic maturity contradict such an interpretation. The author suggests that the sudden interruption of pelagic sedimentation and development of turbiditic sedimentation recorded in the Wojciechowice Section (Fig. 8) reflect a rapid lowering of the World's ocean level, which took place at the beginning of the Late Ashgillian (McKerrow 1979) and was probably the effect of ice cap development in the northern Africa (Frakes 1979). Changes of the sedimentation mode (vanishing activity of the source area, initiation of radiolarian ooze sedimentation and euxinization of bottom waters) recorded in the transition zone between the Jodłownik Beds and the Lower Graptolitic Shales (Fig. 9, 11) occurred due to the

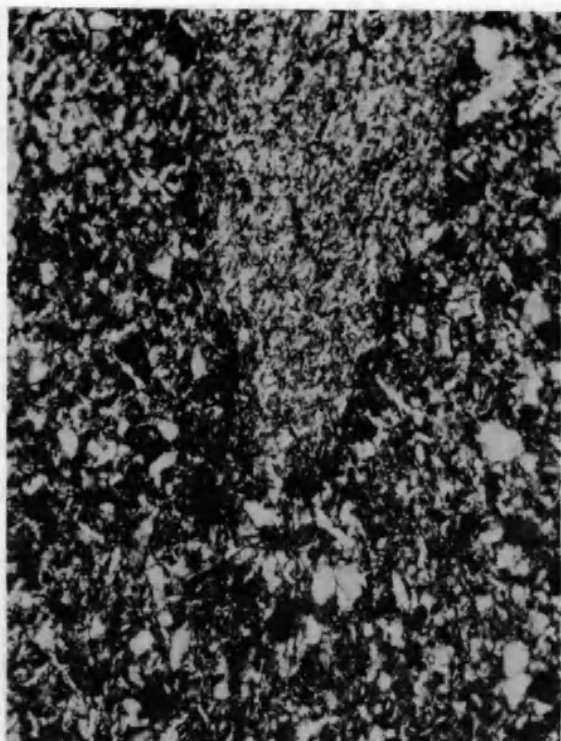
eustatic rise, as the result of decay or considerable diminution of ice caps in the Gondwana, which took place in the Earliest Silurian (McKerrow 1979). The onset of sedimentation of the black deposits in the Bardo Mts. occurred at the beginning of the Llandoveryan, similarly as in the geosynclinal areas of Great Britain (*cf.* Leggett 1980).

General changes of sedimentation mode (changes of oxygen conditions in depositional waters, changes of biogenic silica supply to the deposits) recorded in the Lower Palaeozoic deposits of the Bardo Mts. were probably caused by climatic changes (migration of water divergence zones – *cf.* Ramsay 1973) and palaeogeographic modifications (emergence or submergence of shelf areas). The boundaries: Lower Graptolitic Shales/Grey-greenish Shales and Grey-greenish Shales/Upper Graptolitic Shales are thought to be the effect of rapid modifications, and the upper part of the Upper Graptolitic Shales provides the record of slow course of these modifications.

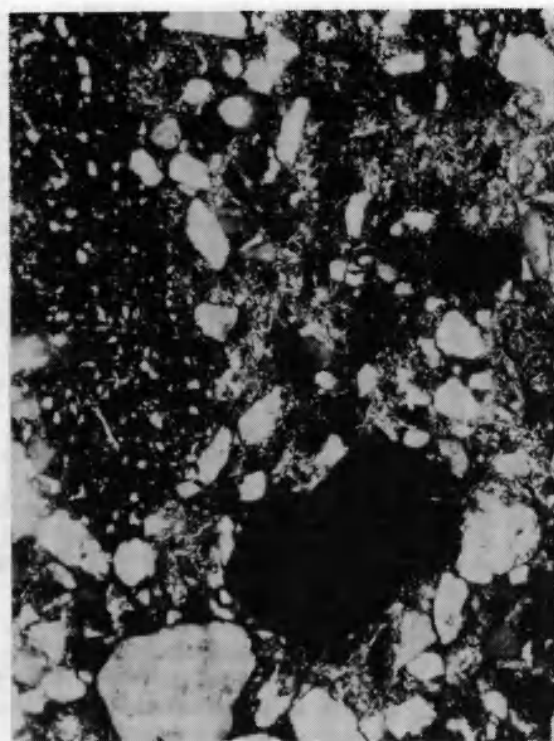
## **PLANSZE I OBJAŚNIENIA**

## PLANSZA I – PLATE I

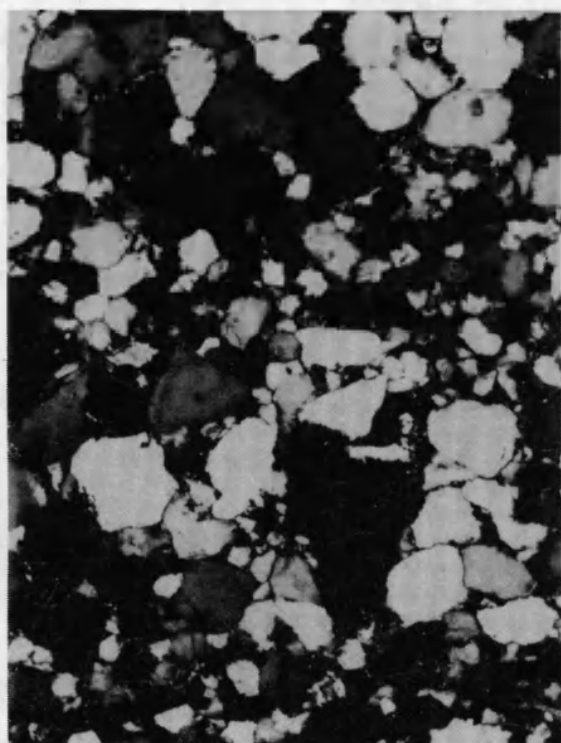
1. Bardzo drobnoziarnista waka kwarcowa z klastem łupka ilastego. Struktura piaskowca chaotyczna. Warstwy z Jodłownika, Wojciechowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 70 ×  
Very fine-grained quartzose wacke with clast of clay shale. Chaotic structure of sandstone. Jodłownik Beds, Wojciechowice. Crossed nicols. Mag. 70 ×
2. Waka kwarcowa. Widoczny bardzo duży udział ilastej masy wypełniającej i słaby stopień wysortowania osadu. W górze zdjęcia widoczny klast mułowca wyerodowany z podłoża. Warstwy z Jodłownika, Wojciechowice. Nikole skrzyżowane. Pow. 70 ×  
Quartzose wacke. Note large proportion of clayey matrix and poor sorting of the rock. A mudstone intraclast is visible in the upper part of the photograph. Jodłownik Beds, Wojciechowice. Crossed nicols. Mag. 70 ×
3. Arenit kwarcowy z laminacją równoległą. Szlif z dolnej części ławicy. Warstwy z Jodłownika, Żdanów. Nikole skrzyżowane. Pow. 50 ×  
Quartzose arenite showing parallel lamination. Thin section from the lower part of bed. Jodłownik Beds, Żdanów. Crossed nicols. Mag. 50 ×
4. Bardzo drobnoziarnisty arenit kwarcowy. Wysortowanie osadu bardzo dobre. Widoczne dwa zestawy warstwowania przekątne rozdzielone powierzchnią graniczną przebiegającą przez środek zdjęcia. Okaz ze zwietrzliny, warstwy z Jodłownika, Żdanów. Nikole skrzyżowane. Pow. 70 ×  
Very well sorted, very fine-grained quartzose arenite showing two cross-laminae sets. Specimen taken from the regolith. Jodłownik Beds, Żdanów. Crossed nicols. Mag. 70 ×



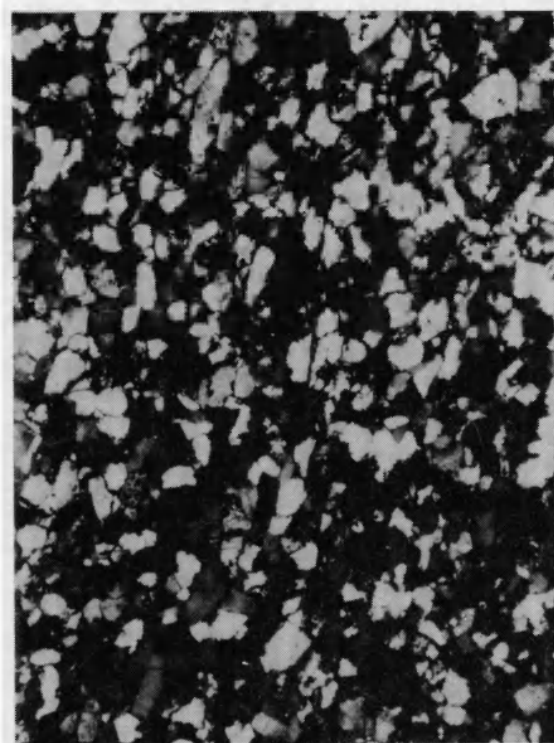
1



2



3



4

Bartłomiej WYŻGA – Sedymencja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich  
Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments

## PLANSZA II – PLATE II

1. Riplemarki tkwiące w obrębie drobnoziarnistego masywnego piaskowca kwarcowego. Riplemarki utworzone z osadu o frakcji pyłowej. Warstwy z Jodłownika, Wojciechowice  
Silt ripples within fine-grained massive quartzose sandstone. Jodłownik Beds, Wojciechowice
2. Dolna część ławicy piaskowca z odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym i płaszczyznami ścinania w części spągowej. Widoczne rozproszone w skale kilkumilimetrowe klasty łupków ilastych. Warstwy z Jodłownika, Wojciechowice  
Lower part of sandstone bed showing inverse grading, flat shear planes near the base and shaly intraclasts up to several millimetres long. Jodłownik Beds, Wojciechowice
3. Fragment rozerwanej warstwy piaszczystej z rynnowym warstwowaniem przekątnym małej skali. Krawędzie fragmentu przecinają struktury wewnętrzne. Po lewej stronie widoczne podgięcie lamin przy krawędzi okazu oraz przemieszczenie lamin wzdłuż powierzchni ścinania. Warstwy z Jodłownika, Łupianka  
Fragment of disrupted sandy layer showing small-scale through cross-bedding. Edges of the fragment cut the internal structures. Note bending of laminae near the edge of the specimen and displacement of laminae along shear planes on the left of the photograph. Jodłownik Beds, Łupianka
4. Fragment nagromadzenia pogrążonych riplemarków rozerwanego wzdłuż powierzchni ścinania biegnącej równoległe do płaszczyzny zglądu (prostopadle do osi wydłużenia struktury). Oś rotacji kolejno nakładających się riplemarków w prawym górnym rogu. W prawym dolnym rogu widoczne ziarno kwarcu o średnicy 6 mm pochodzące z mułowca piaszczystego. Warstwy z Jodłownika, Łupianka  
Load-casted ripples disrupted along shear plane parallel to the plane of slab section (perpendicular to the long axis of the structure). Axis of rotation of successively piled ripples in the right upper corner. Note quartz grain 6 mm in diameter derived from the sandy mudstone (right lower corner). Jodłownik Beds, Łupianka



Bartłomiej WYŻGA – Sedymencja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich  
Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments

### PLANSZA III – PLATE III

1. Fragmenty rozerwanej warstwy piaszczystej pogrążone w obrębie osadu mulowcowego. Warstwy z Jodłownika, Żdanów. Nacięcia na młotku co 5 cm  
Fragments of disrupted sandy layer sank within muddy sediment. Jodłownik Beds, Żdanów.  
Grooves on the hammer spaced at 5 cm intervals
2. Jeden z większych fragmentów rozerwanej i pogrążonej warstwy piaszczystej pokazanej na fot. 1  
One of the largest fragments of disrupted and loaded sandy layer showed on phot. 1
3. Kilkucentymetrowe – najczęściej spotykane – fragmenty rozerwanej i pogrążonej warstwy piaszczystej pokazanej na fot. 1. Widoczne łukowate wygięcie lamin równoległe do krawędzi fragmentu – pogrążonej formy synklinalnej  
Average size fragments of disrupted and loaded sandy layer showed on phot. 1. Note arcuate bending of laminae parallelly to the edges of the fragment – ball and pillow structure

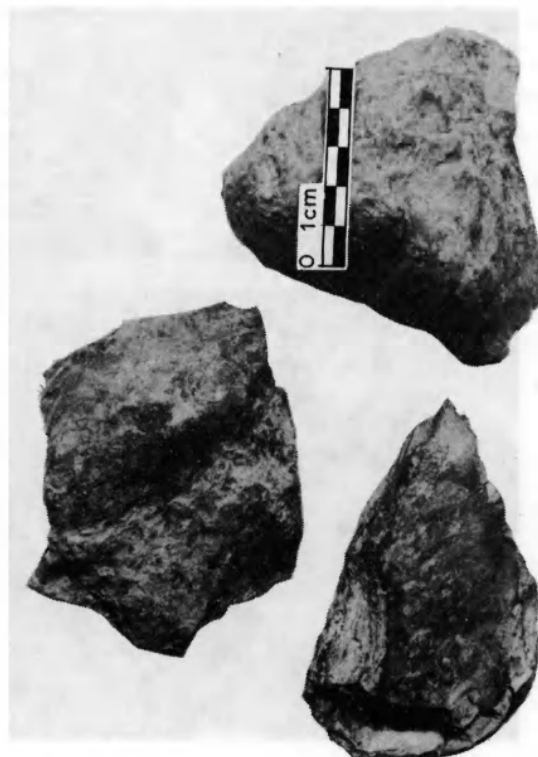




1



2

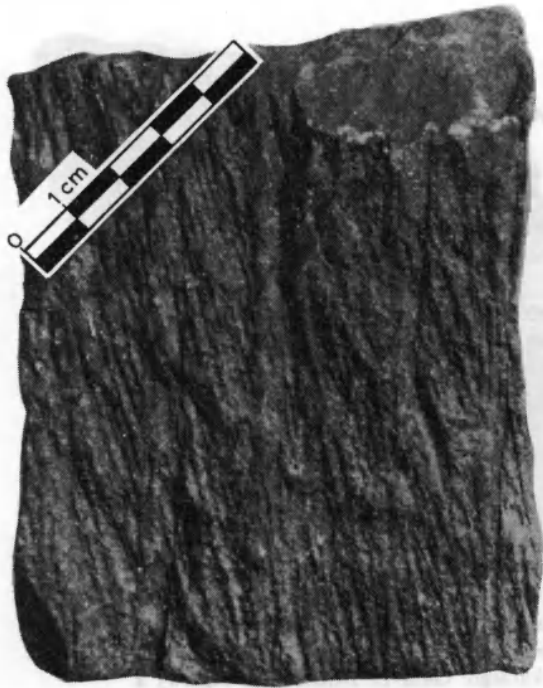


3

Bartłomiej WYŻGA – Sedymencja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich  
Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments

#### PLANSZA IV – PLATE IV

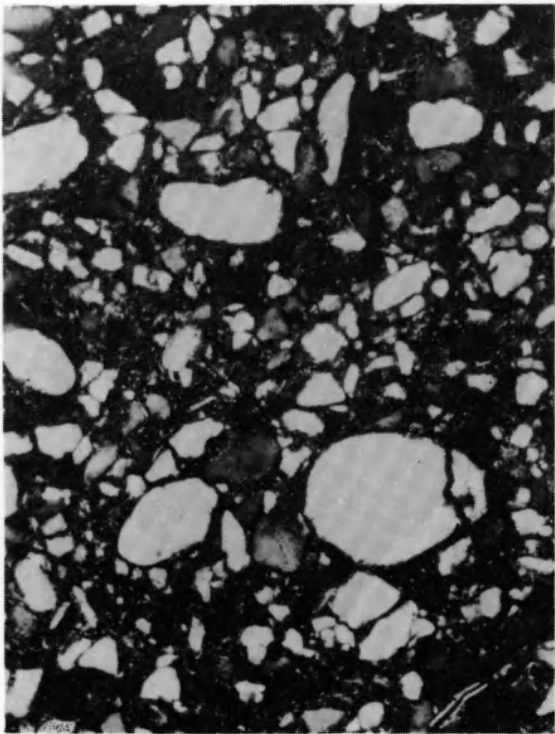
1. Piaskowiec kwarcowy z wypreparowanymi zestawami tabularnego warstwowania przekątnego. Okaz ze zwietrzliny, warstwy z Jodłownika, Żdanów  
Quartzose sandstone showing planar cross-sets. Specimen taken from the regolith. Jodłownik Beds, Żdanów
2. Piaskowiec kwarcowy z wypreparowanymi naprzemianległymi zestawami z laminacją równoległą oraz z tabularnym warstwowaniem przekątnym. Widoczny niewielki kąt, pod jakim laminy dochodzą do powierzchni granicznej zestawów warstwowania przekątnego. Okaz ze zwietrzliny, warstwy z Jodłownika, Żdanów  
Quartzose sandstone showing alternating parallel laminae sets and planar cross-sets. Note small angle at which laminae reach to the bounding surfaces of the cross-sets. Specimen taken from the regolith. Jodłownik Beds, Żdanów
3. Wąka kwarcowa. Widoczny bardzo duży udział ilastej masy wypełniającej i słaby stopień wysortowania osadu. Warstwy z Jodłownika, Łupianka. Nikole skrzyżowane. Pow. 70 ×  
Quartzose wacke. Note large proportion of clayey matrix and poor sorting of the rock. Jodłownik Beds, Łupianka. Crossed nicols. Mag. 70 ×
4. Buły piaskowcowe i pyłowcowe wydobyte z mułowcowego osadu. Są one zaokrąglone lub ograniczone prostymi powierzchniami ścinania. Nacięcia na młotku co 5 cm. Warstwy z Jodłownika, Łupianka  
Sandstone and siltstone nodules prepared from mudstone sediment. They are rounded or bounded by shear planes. Grooves on the hammer spaced at 5 cm intervals. Jodłownik Beds, Łupianka



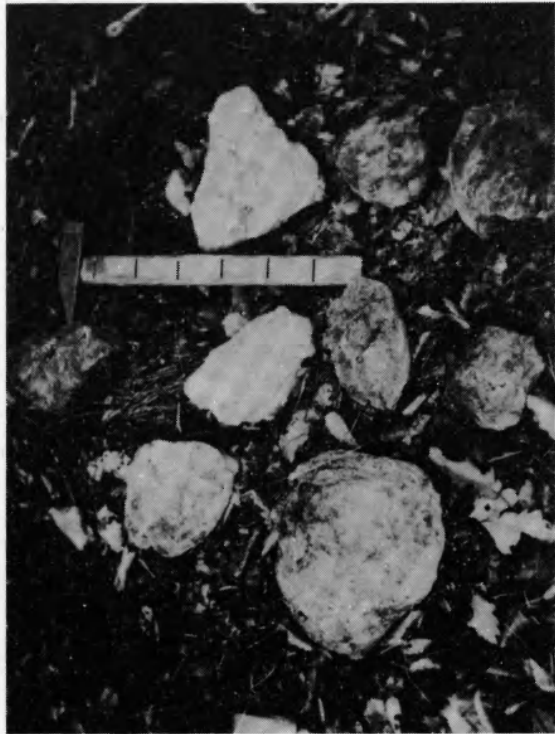
1



2



3



4

Bartłomiej WYŻGA - Sedymantacja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich  
Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments

## PLANSZA V – PLATE V

1. Piaskowiec kwarcowy z wypreparowanymi strukturami – widoczna brzeżna część kanału erozyjnego. W wypełnieniu kanału występują zestawy rynnowego warstwowania przekątnego małej skali; ich granice są skośne w stosunku do laminacji równoległej w osadzie, który uległ rozmyciu. Okaz ze zwietrzliny, warstwy z Jodłownika, Żdanów  
Quartzose sandstone showing internal structures – margin of erosional cutting. Small-scale through cross-sets occur in the infill of the scour; set boundaries are inclined to the parallel lamination in eroded sediment. Specimen taken from the regolith. Jodłownik Beds, Żdanów
2. Piaskowiec kwarcowy z wypreparowanymi zestawami tabularnego warstwowania przekątnego. Widoczne kątowe dochodzenie lamin do górnej oraz styczne do dolnej powierzchni granicznej zestawów. Okaz ze zwietrzliny, warstwy z Jodłownika, Żdanów  
Quartzose sandstone showing planar-tangential cross-sets. Specimen taken from the regolith. Jodłownik Beds, Żdanów
3. Piaskowiec kwarcowy z wypreparowaną laminacją równoległą. Okaz ze zwietrzliny, warstwy z Jodłownika, Żdanów  
Quartzose sandstone showing parallel lamination. Specimen taken from the regolith. Jodłownik Beds, Żdanów
4. Piaskowiec kwarcowy z widocznym przejściem od laminacji równoległej do tabularnego warstwowania przekątnego. Widoczne kątowe dochodzenie lamin do górnej i styczne do dolnej powierzchni granicznej zestawów warstwowania przekątnego. Okaz ze zwietrzliny, warstwy z Jodłownika, Żdanów  
Slab section of quartzose sandstone showing parallel lamination giving way up to planar-tangential cross-bedding. Specimen taken from the regolith. Jodłownik Beds, Żdanów



1



2



3

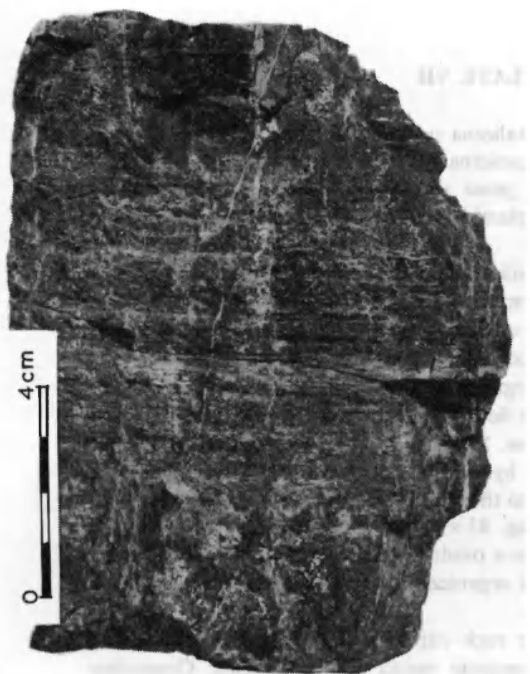


4

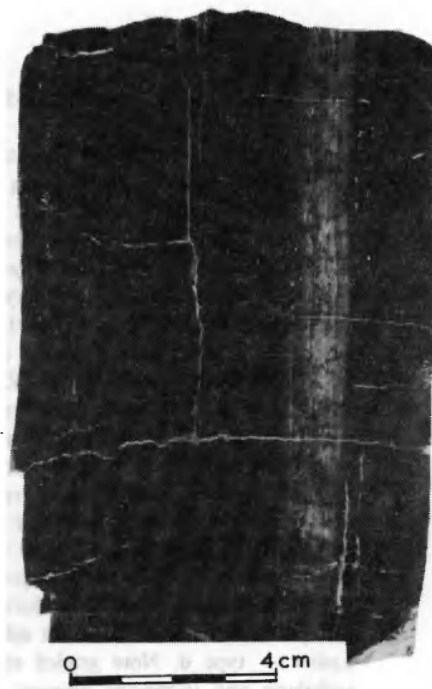
Bartłomiej WYŻGA – Sedymentacja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich  
Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments

## PLANSZA VI – PLATE VI

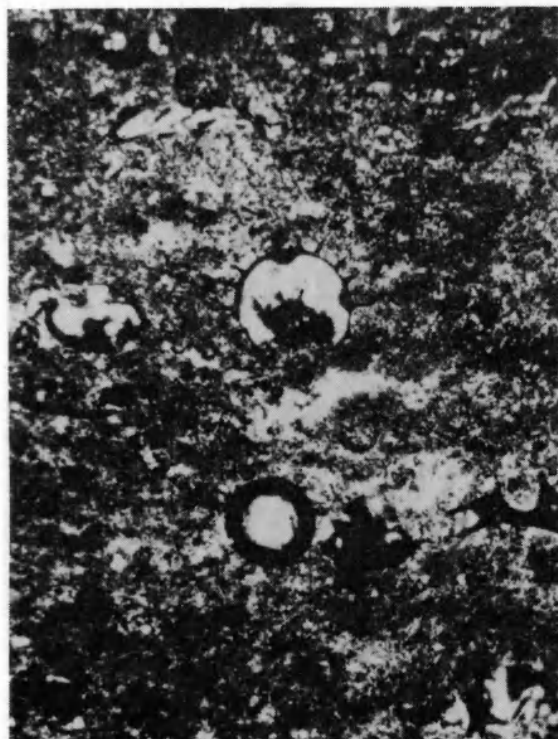
1. Lidyt z wypreparowaną laminacją równoległą. Okaz ze zwietrzliny, dolne łupki graptolitowe, landower, Żdanów  
Weathered lydite showing parallel lamination. Specimen taken from the regolith. Lower Graptolitic Shales, Llandoveryan, Żdanów
2. Jasna lamina w lidycie. Tworzący ją osad zawiera znacznie mniejszą ilość substancji organicznej w porównaniu z resztą skały. Dolne łupki graptolitowe, landower, Żdanów  
Bright lamina in lydite. The lamina contains much lesser amount of organic matter in relation to the rest of the rock. Lower Graptolitic Shales, Llandoveryan, Żdanów
3. Kuliste formy o ściankach utworzonych z odpornej substancji organicznej, pokrytych kolcami (*Acritarcha?*), występujące w lidycie (podtyp a). Formy te są wypełnione krzemionką, część z nich jest zgnieciona. Dolne łupki graptolitowe, landower, Żdanów. Jeden nikol. Pow. 140 ×  
Spherical forms having tests composed by resistant organic matter, with spines (*Acritarcha?*), contained in lydite (type a). The forms are filled by silica; some of them are compressed. Lower Graptolitic Shales, Llandoveryan, Żdanów. One nicol. Mag. 140 ×
4. Radiolaria o średnicy 0,35 mm z dobrze zachowaną budową wewnętrzną, występująca w lidycie (podtyp a). Dolne łupki graptolitowe, landower, Żdanów. Jeden nikol. Pow. 140 ×  
Radiolaria, 0.35 mm in diameter, with well preserved internal structure, contained in lydite (type a). Lower Graptolitic Shales, Llandoveryan, Żdanów. One nicol. Mag. 140 ×



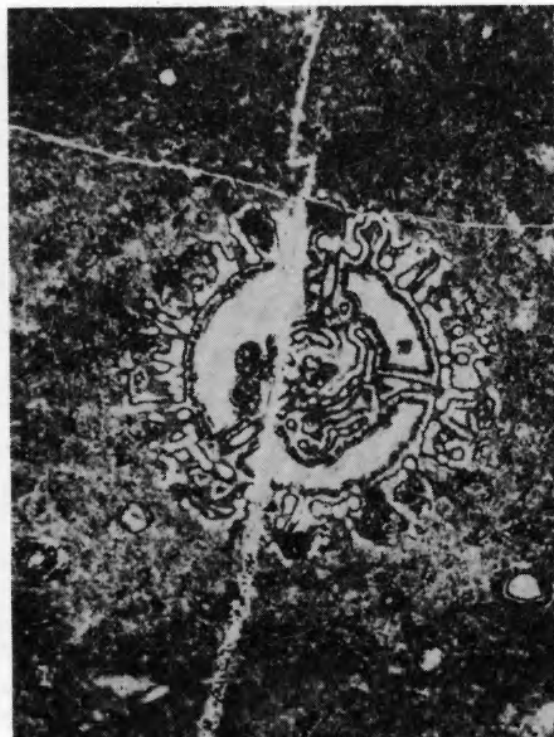
1



2



3



4

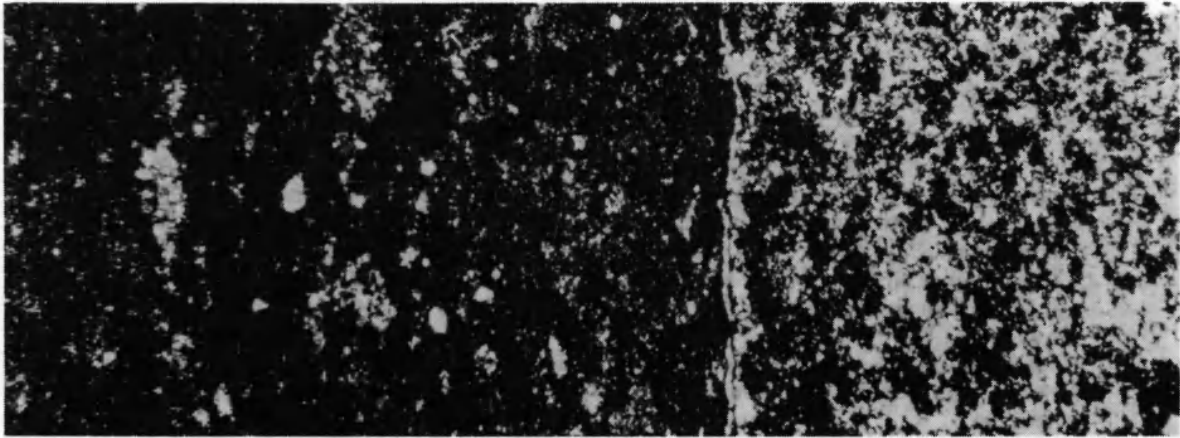
Bartłomiej WYŻGA – Sedymencja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich

Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments

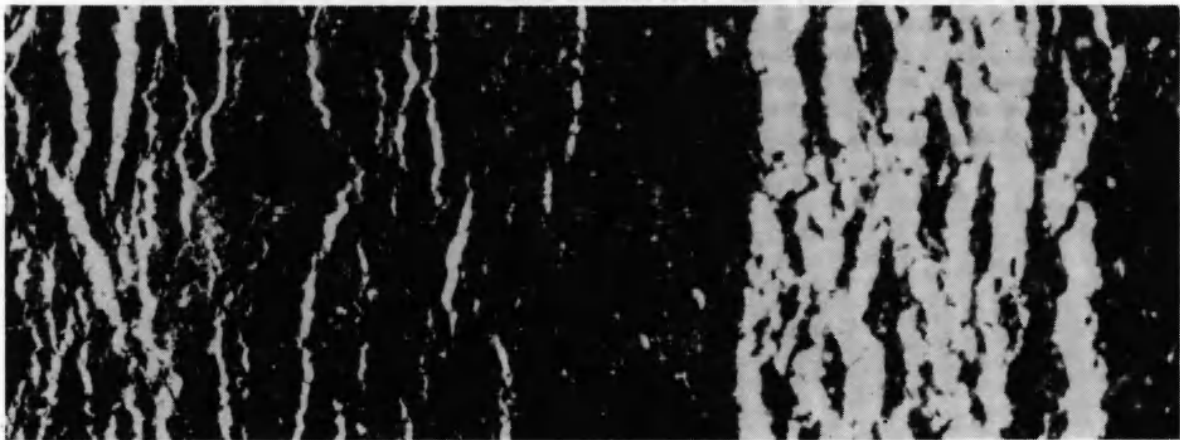
## PLANSZA VII – PLATE VII

1. Lidyty. Podtyp a (dolna część) – bardzo drobnokrystaliczna substancja krzemionkowa maskowana przez równomiernie rozproszoną substancję organiczną. Podtyp b (górną część) – składniki mineralne skały niemal całkowicie zamaskowane przez substancję organiczną; widoczne soczewkowate skupienia illitu oraz radiolarie (białe plamki). Dolne łupki graptolitowe, landower, Żdanów. Nikole skrzyżowane. Pow. 85 ×  
Lydite. Type a (lower part) – very fine-grained siliceous matter masked by evenly dispersed organic matter. Type b (upper part) – mineral elements of the rock nearly completely masked by organic matter; note lenticular concentrations of illite and radiolaria (white spots). Lower Graptolitic Shales, Llandoveryan, Żdanów. Crossed nicols. Mag. 85 ×
2. Lidyty – podtyp c. W tle maskowanym substancją organiczną widoczne żyłki czystej, remobilizowanej krzemionki ułożone mniej więcej równoległe do powierzchni warstwowania. Dolne łupki graptolitowe, landower, Żdanów. Jeden nikol. Pow. 85 ×  
Lydite – type c. In the background masked by organic matter note veinlets of pure, remobilized silica arranged more or less parallelly to the stratification surfaces. Lower Graptolitic Shales, Llandoveryan, Żdanów. One nicol. Mag. 85 ×
3. Lidyty – podtyp d. Widoczna frakcjonowana struktura osadu wyrażona zmniejszaniem się ilości radiolarii i wzrostem ilości kłaczkowatej substancji organicznej ku górze. Dolne łupki graptolitowe, landower, Żdanów. Jeden nikol. Pow. 85 ×  
Lydite – type d. Note graded structure of the rock expressed by decreasing amount of radiolaria and increasing amount of flocculent organic matter upward. Lower Graptolitic Shales, Llandoveryan, Żdanów. One nicol. Mag. 85 ×

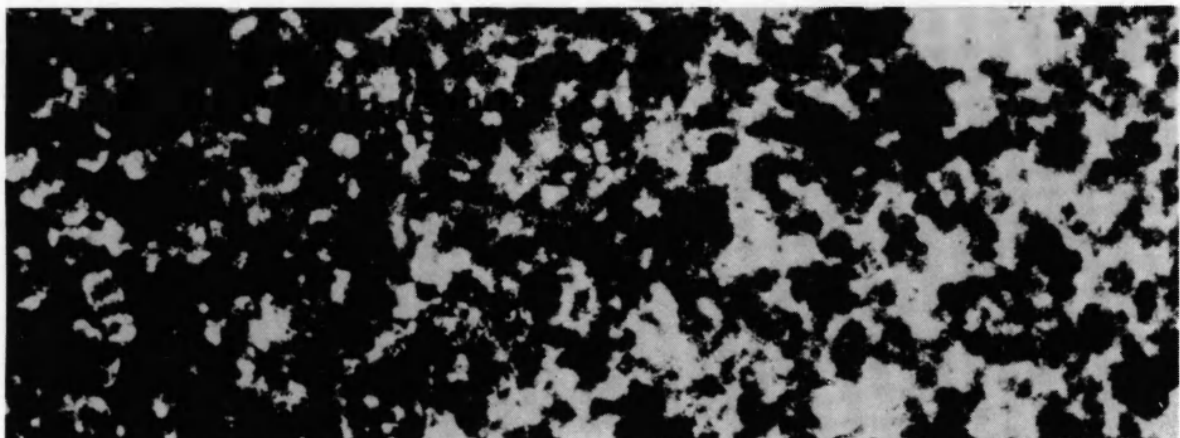




1



2

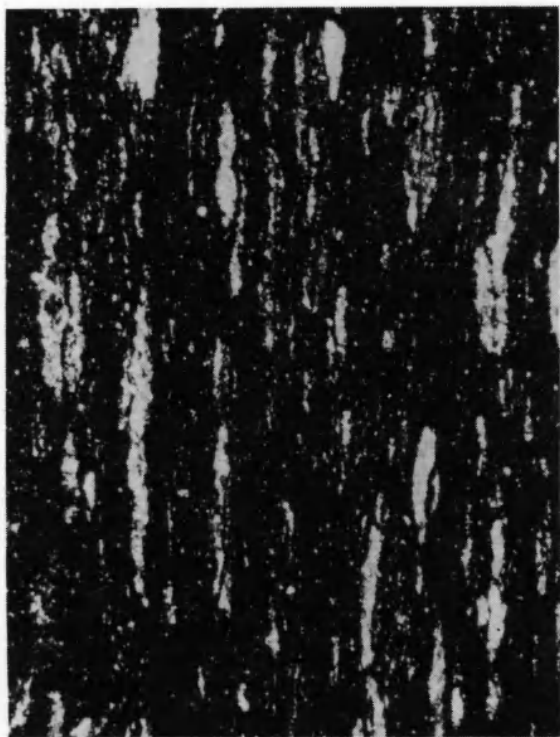


3

Bartłomiej WYŻGA – Sedymencja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich  
Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments

## PLANSZA VIII – PLATE VIII

1. Czarny łupek o płytkowej oddzielności. Widoczne liczne niewielkie, soczewkowate skupienia illitu ułożone równolegle. Dolne łupki graptolitowe, wenlok, Żdanów. Nikole skrzyżowane. Pow. 70 ×  
Black shale showing flaggy fissility. Note numerous small lenticular concentrations of illite arranged parallelly. Lower Graptolitic Shales, Wenlockian, Żdanów. Crossed nicols. Mag. 70 ×
2. Czarny łupek o płytkowej oddzielności. Widoczne nieciągłe, smugowe skupienia oraz niewielkie soczewki illitu ułożone równolegle. Dolne łupki graptolitowe, wenlok, Żdanów. Nikole skrzyżowane. Pow. 70 ×  
Black shale showing flaggy fissility. Note discontinuous streaky concentrations and small lenses of illite, arranged parallelly. Lower Graptolitic Shales, Wenlockian, Żdanów. Crossed nicols. Mag. 70 ×
3. Czarny łupek o płytkowej oddzielności. Widoczne soczewkowate skupienie illitu o długości około 2 mm. Dolne łupki graptolitowe, wenlok, Żdanów. Nikole skrzyżowane. Pow. 70 ×  
Black shale showing flaggy fissility. Note lenticular concentration of illite, about 2 mm in size. Lower Graptolitic Shales, Wenlockian, Żdanów. Crossed nicols. Mag. 70 ×
4. Czarny łupek o odłupkowej oddzielności. Widoczna chaotyczna struktura osadu. Dolne łupki graptolitowe, wenlok, Żdanów. Nikole skrzyżowane. Pow. 70 ×  
Black shale showing flaky fissility. Note chaotic structure of the rock. Lower Graptolitic Shales, Wenlockian, Żdanów. Crossed nicols. Mag. 70 ×



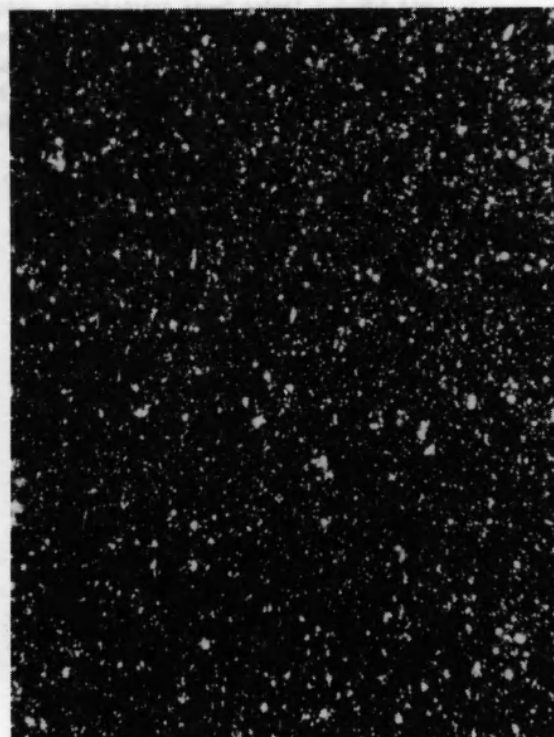
1



2



3

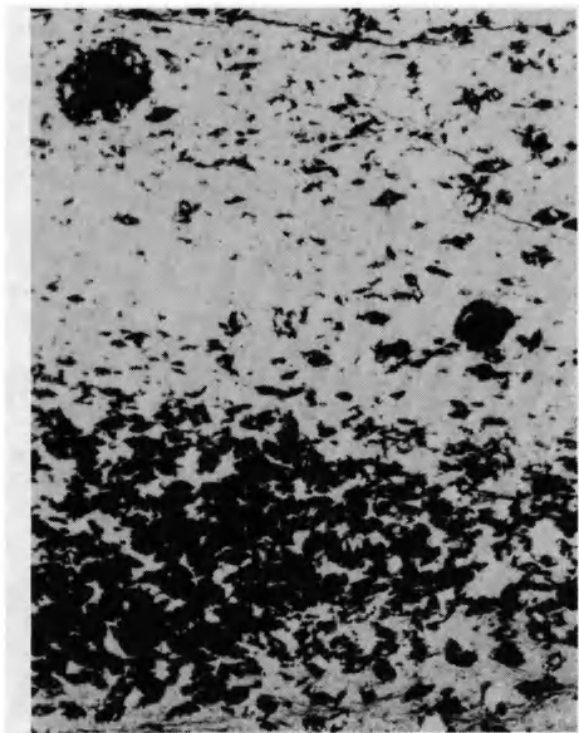
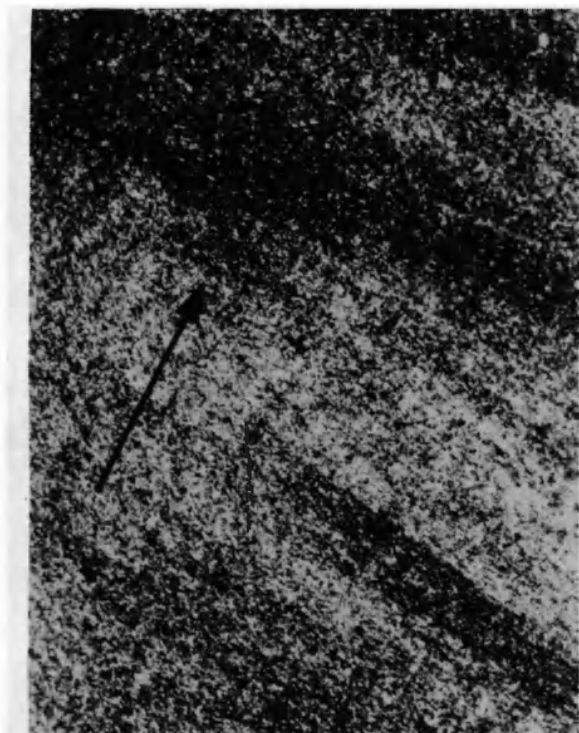
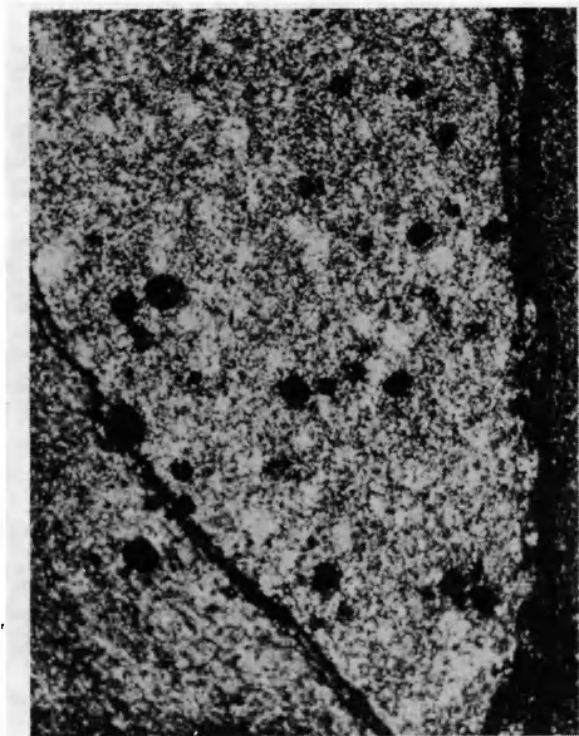


4

Bartłomiej WYŻGA - Sedymentacja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich  
Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments

## PLANSZA IX – PLATE IX

1. Soczewkowate i owalne skupienia krzemionki w jasnym łupku ilasto-krzemionkowym. W łupku zaznacza się subtelna laminacja. Widoczne przekraczające zaleganie lamin na skupieniach krzemionki. Dolne łupki graptolitowe, dolny wenlok, Żdanów  
Lenticular and oval concentrations of silica within light coloured clay-siliceous shale. Subtle lamination visible in the shale; note transgressive covering of silica concentrations by the successive laminae. Lower Graptolitic Shales, Lower Wenlockian, Żdanów
2. Obraz mikroskopowy skupienia krzemionki tkwiącego w łupku ilasto-krzemionkowym. W chalcedonowym jednorodnym tle widoczne pojedyncze radiolarie (białe plamki) o średnicy dochodzącej do 0,1 mm. Czarne plamki to puste przestrzenie, prawdopodobnie po wykruszeniu radiolarii. Nikole skrzyżowane. Pow. 70 ×  
Thin section of concentration of silica within clay-siliceous shale. Note individual radiolaria (white spots) up to 0.1 mm in diameter preserved within homogeneous chalcedonite sediment. Black spots are holes in the thin section, likely after radiolaria broken away. Crossed nicols. Mag. 70 ×
3. Obraz mikroskopowy jasnego łupku ilasto-krzemionkowego. Widoczne boczne wyklinowywanie się mikrolamin. Dolne łupki graptolitowe, dolny wenlok, Żdanów. Nikole skrzyżowane. Pow. 70 ×. Strzałka skierowana stratygraficznie w górę  
Thin section of light coloured clay-siliceous shale. Note wedging out of the microlaminae. Lower Graptolitic Shales, Lower Wenlockian, Żdanów. Crossed nicols. Mag. 70 ×. The arrow directed up the sequence
4. Obraz mikroskopowy jasnego łupku ilasto-krzemionkowego z wyklinowującym się w prawo nagromadzeniem krystaloklastów amfiboli. Wielkość krystaloklastów dochodzi do 0,15 mm. Amfibole są obecnie zastąpione getytem; getyt tworzy także wypełnienia radiolarii (lewy górny róg zdjęcia). Dolne łupki graptolitowe, dolny wenlok, Żdanów. Jeden nikol. Pow. 70 ×  
Thin section of light coloured clay-siliceous shale; visible concentration of amphibole crystalloclasts wedging out to the right. Crystalloclasts are up to 0.15 mm in diameter. Goethite replaces the amphiboles, it composes also filling of the radiolaria (upper left corner of the photograph). Lower Graptolitic Shales, Lower Wenlockian, Żdanów. One nicol. Mag. 70 ×

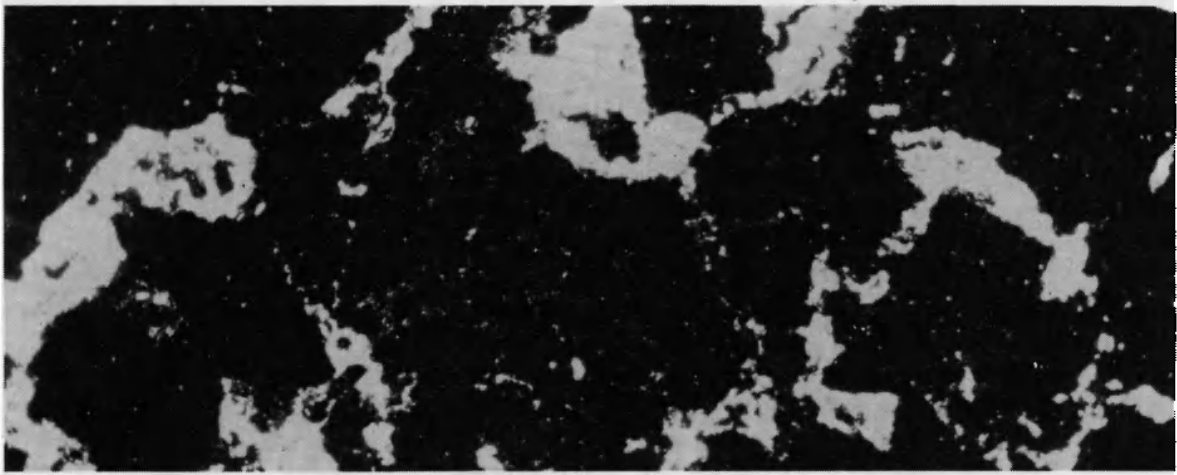


Bartłomiej WYŻGA — Sedymentacja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich

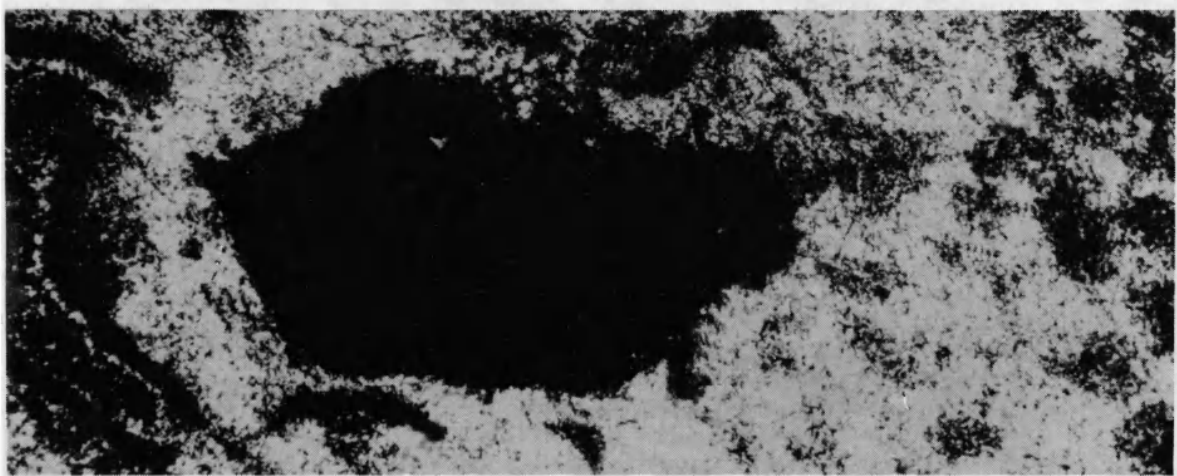
Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments

## PLANSZA X– PLATE X

1. Tufit. Widoczne fragmenty szkliva wulkanicznego tkwiące w drobnokrystalicznej masie. Dolne łupki graptolitowe, niższa część kompleksu litytów landoweru, Żdanów. Nikole skrzyżowane. Pow. 85 ×  
Tuffite. Note vitroclasts within fine-grained crystalline matrix. Lower Graptolitic Shales, lower part of lyditic complex of Llandoveryan, Żdanów. Crossed nicols. Mag. 85 ×
2. Tufit. Widoczny amfibolowy krystaloklast tkwiący w obrębie bardzo drobnokrystalicznej masy (zdevitryfikowane szklivo). Widoczne ślady korozji amfibolu przez magmę. Dolne łupki graptolitowe, górny landower, Żdanów. Nikole skrzyżowane. Pow. 85 ×  
Tuffite. Note amphibole crystaloclast within very fine-grained devitrificated vitroclastic matrix. Visible effects of magma corrosion on amphibole crystal. Lower Graptolitic Shales, Upper Llandoveryan, Żdanów. Crossed nicols. Mag. 85 ×
3. Kierunkowe ułożenie graptolitów na powierzchni oddzielności czarnego łupka. Dolne łupki graptolitowe, górny landower, Łupianka  
Current-oriented graptolites on the fissility surface in black shale. Lower Graptolitic Shales, Upper Llandoveryan, Łupianka
4. Łupek ilasto-krzemionkowy z naprzemianległymi warstwami jasnego i ciemnego osadu. W jasnym osadzie zaznaczają się subtelne laminy o zmiennej grubości, widoczne także nieciągłe, ciemne smugi oraz konkracje getytowe. Górne łupki graptolitowe, prag, Żdanów  
Clay-siliceous shale showing alternating layers of light coloured or black sediment. In the light coloured sediment visible subtle laminae of varying width, also discontinuous streaks of black sediment and goethite concretions. Upper Graptolitic Shales, Pragian, Żdanów



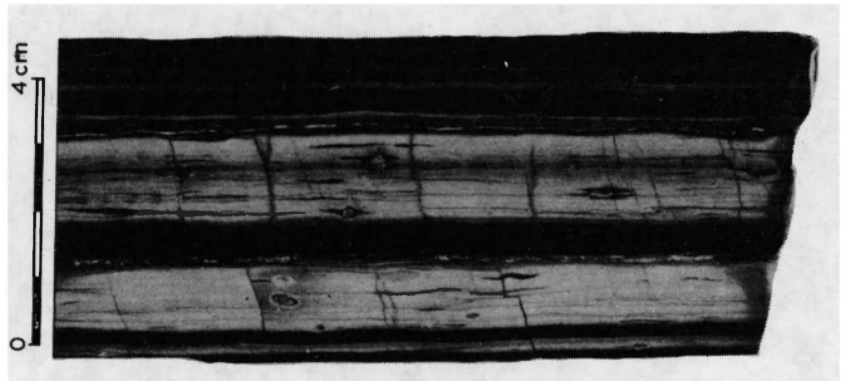
1



2



3



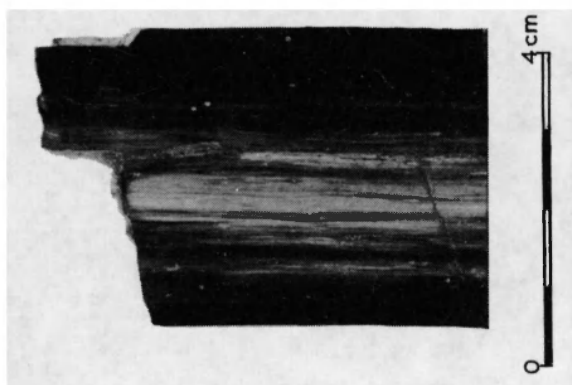
4

Bartłomiej WYŻGA - Sedymencja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich  
Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments

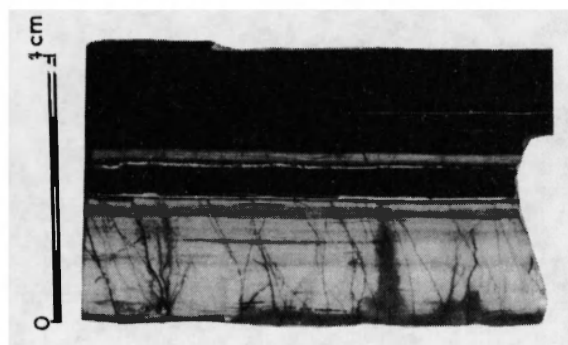
## PLANSZA XI – PLATE XI

1. Łupek krzemionkowy z naprzemianległymi laminami jasnego i ciemnego osadu. Widoczne także nieciągłe smugi ciemnego osadu. Jasne plamki to framboidy pirytowe. Dolne łupki graptolitowe, dolny ludlow, Żdanów  
Siliceous shale showing alternating laminae of light coloured or black sediment. Note also discontinuous streaks of black sediment. Bright spots are pyritic framboids. Lower Graptolitic Shales, Lower Ludlowian, Żdanów
2. Łupek ilasto-krzemionkowy z naprzemianległymi warstwami jasnego i ciemnego osadu. W jasnym osadzie zaznacza się subtelna laminacja. W czarnym osadzie widoczne podłużne skupienie siarczków. Górne łupki graptolitowe, prag, Żdanów  
Clay-siliceous shale showing alternating layers of light coloured or black sediment. In the light coloured sediment visible subtle lamination. In the black sediment note elongate sulphide concentration. Upper Graptolitic Shales, Pragian, Żdanów
3. Wkładka jasnego osadu ilastego w czarnym łupku krzemionkowo-ilastym. Dolna granica jasnego osadu nierówna, ze śladami grzęźnięcia w podłożu, górna równa. Górne łupki graptolitowe, górny lochkow, Żdanów  
Intercalation of light coloured clayey sediment in black siliceous-clayshale. Base of the intercalation rough, with load microstructures, top of it even. Upper Graptolitic Shales, Upper Lochkovian, Żdanów
4. Łupek krzemionkowy – widoczne przewarstwianie się jasnego i ciemnego osadu. Granice warstw ostre i równe. W jasnym osadzie występują skupienia siarczków. Górne łupki graptolitowe, górny lochkow, Żdanów  
Siliceous shale – note alternation of light coloured and black sediment. Layer boundaries sharp and even. Sulphide concentrations are present in the light coloured sediment. Upper Graptolitic Shales, Upper Lochkovian, Żdanów
5. Pyłowiec z laminacją równoległą w spągu i warstwowaniem konwolutnym przechodzący ku górze w łupek mułowcowy laminowany równoległe. Jaśniejsze laminy są bogatsze w pył kwarcowy, ciemniejsze w minerały ilaste. Łupki żdanowskie, Żdanów  
Siltstone showing parallel lamination near the base and convolute bedding grading upward into parallelly laminated mud shale. Brighter laminae have greater proportion of quartzose silt but darker ones of clay minerals. Żdanów Shales, Żdanów
6. Łupek mułowcowy laminowany równoległe. Jaśniejsze laminy bogatsze w pył kwarcowy, ciemniejsze w minerały ilaste. Łupki żdanowskie, Żdanów  
Parallelly laminated mud shale. Brighter laminae have greater proportion of quartzose silt but darker ones of clay minerals. Żdanów Shales, Żdanów

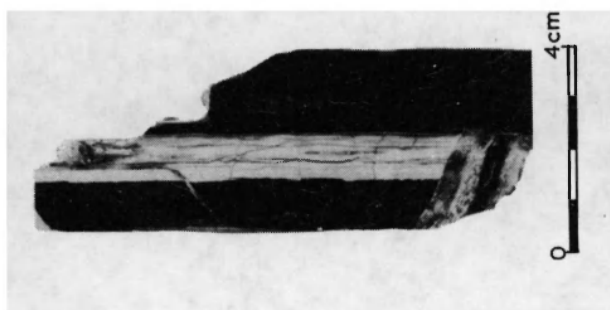




1



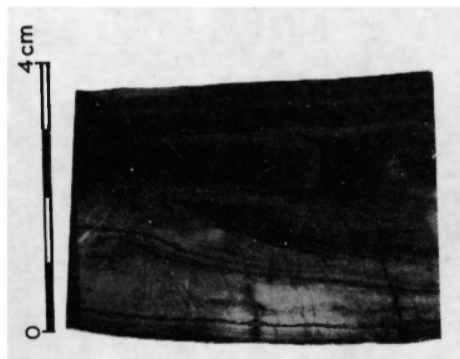
2



3



4



5



6

Bartłomiej WYŻGA - Sedymencja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich  
Lower Palaeozoic of the Bardo Mountains (Sudetes): A sequence of deep-sea pelagic sediments