

Tomasz JERZYKIEWICZ<sup>1</sup>, Piotr KIJEWSKI<sup>2</sup>,  
Jerzy MROCZKOWSKI<sup>3</sup>, Andrzej Karol TEISSEYRE<sup>3</sup>

## GENEZA OSADÓW BIAŁEGO SPĄGOWCA MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	57
Wstęp . . . . .	58
Stratygrafia i litologia w obszarze typowym i na monoklinie przedsudeckiej	60
Charakterystyka petrograficzna . . . . .	63
Opis megaskopowy . . . . .	64
Opis mikroskopowy . . . . .	64
Składniki szkieletu ziarnowego . . . . .	64
Spoiwa mineralne . . . . .	67
Wnioski . . . . .	68
Skład granulometryczny . . . . .	70
Parametry teksturalne . . . . .	70
Interpretacja diagramów . . . . .	70
Struktury sedimentacyjne . . . . .	73
Kumulacyjne . . . . .	73
Deformacyjne . . . . .	76
Diagenetyczne . . . . .	80
Warunki sedimentacji, paleoprądy . . . . .	81
Poglądy i uwagi o genezie złoża . . . . .	85
Literatura . . . . .	87
Origin of the Weissliediges deposits in the Fore-Sudetic Monocline . . . . .	90

### Streszczenie

Biały spągowiec jest transgresywnym osadem morza cechsztyńskiego na monoklinie przedsudeckiej. O depozycji w przybrzeżnej części morza świadczy występujący w nich zespół struktur sedimentacyjnych i ich orientacja. Dane petrograficzne i teksturalne wskazują na możliwość przejścia materiału piaszczystego białego spągowca przez stadium transportu eolicznego. Struktur eolicznych nie obserwowano — tradycyjny pogląd o eolicznej genezie białego spągowca nie znajduje potwierdzenia — chociaż obecność wydym na cechsztyńskim wybrzeżu jest możliwa do przyjęcia. Przy określaniu modelu środowiska sedimentacji białego spągowca i wyżej leżących łupków miedzionosnych

analogii wśród środowisk współczesnych należy szukać na płaskich wybrzeżach, gdzie w strefach międzyplywowych tworzą się nasypy piaszczyste i odcięte baseny akumulacji drobnodetrytycznej, w których — podobnie jak na wybrzeżach namorzynowych — możliwy jest rozwój roślinności. Przyjęcie takiego modelu środowiska sedimentacji osadów białego spągowca i łupków miedzionosnych byłoby zgodne z hipotezą powstawania złóż miedzi monokliny przedsudeckiej na drodze procesu sabkha. Okruszcowanie piaskowców jest niewątpliwie wtórne, powstało ono w wyniku migracji roztworów w złożonym osadzie w stadium wczesnej diagenety.

<sup>1</sup> Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

<sup>2</sup> Zakład Mechaniki Górotworu ZBiPM „Cuprum”, Pl. 1-Maja 1-2, 50-136 Wrocław

<sup>3</sup> Zakład Nauk Geologicznych PAN, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

## WSTĘP

Pomiędzy kontynentalnymi osadami czerwonego spągowca i morskim cechsztynem, reprezentowanym przez łupki miedzionośne i skały węglanowe, występują jasnoszare piaskowce wydzielane jako biały spągowiec, rzadziej nazywane szarym piaskowcem lub szarym spągowcem. W świetle dotychczas opublikowanych prac na temat białego spągowca, ich genezę i pozycję stratygraficzną w profilu osadów monokliny przedsudeckiej uważać należy za kontrowersyjną.

Poglądy w kwestii przynależności stratygraficznej białego spągowca wyczerpują wszystkie możliwości. Osady te uważane są bądź za rozpoczynające sedymentację morskiego cechsztynu (Zwierzycki 1951; Wyżykowski 1958, 1964; Podemski 1962; Tokarski 1966; Sokołowski 1967), bądź za kończące cykl sedymentacji czerwonego spągowca (Tomaszewski 1962; Kłapeński 1967, 1971; Podemski 1970), bądź wreszcie za reprezentujące najwyższą część czerwonego spągowca i najniższy cechsztyń (Oberc, Tomaszewski 1963). Większość cytowanych autorów jest zdania, że poza barwą osady białego spągowca nie różnią się od podścielających je piaskowców czerwonego spągowca. Zakłada się powstanie białego spągowca na drodze resedymentacji i odbarwienia piaskowców czerwonego spągowca przez transgredujące morze cechsztyńskie i zwraca uwagę, że procesy odbarwienia mogły sięgać głębiej niż redepozycja, i w związku z tym granica stratygraficzna pomiędzy czerwonym spągowcem i cechsztynem przebiega w obrębie białego spągowca, którego część górną należy zaliczyć do cechsztynu, a dolną do czerwonego spągowca (Oberc, Tomaszewski 1963). Próby wyznaczenia tej granicy na drodze analizy granulometrycznej i badań petrograficznych nie dały dotąd przekonujących rezultatów (por. Krasoń, Grodzicki 1964; Przybyłowicz 1968; Zaczek 1972).

W świetle doniesień o występowaniu w stropowej części profilu białego spągowca monokliny przedsudeckiej morskiej fauny (Wyżykowski 1964; Tokarski 1966) i glaukonitu (Grodzicki, Kłapeński, Krasoń 1967) pogląd o morskim pochodzeniu tych osadów wydaje się słuszny. Znalazł on potwierdzenie w ostatnich pracach dokumentujących występowanie brachiopodów (Alexandrowicz, Jarosz 1971) i małżów (Błaszczyk, Prymka 1973) w najwyż-

szej, kilkunastocentymetrowej warstwie białego spągowca obszaru zagłębia lubińskiego. Warstwa ta znana pod nazwą piaskowca lądowego zaliczana jest przez cytowanych autorów do dolnego cechsztynu, jednakże wskazanie dolnej granicy transgresywnych osadów cechsztynu w obszarze monokliny przedsudeckiej jest nadal problemem nierozwiązanym.

Zagadnieniem spornym jest także pochodzenie okruszcowania piaskowców białego spągowca, których część stropowa wchodzi wraz z łupkami miedzionośnymi i częściowo doloomitami w skład złoża. Możliwość tak wysokiego pierwotnego nagromadzenia siarczków w czasie sedymentacji piaskowców jest problematyczna.

Dotychczas opublikowane prace na temat białego spągowca monokliny przedsudeckiej opierają się głównie na materiałach z wierceń. Autorzy przedstawionego opracowania zebrali obserwacje przede wszystkim w obszarze czynnych kopalni „Lubin”, „Polkowice” i „Rudna”. Szczegółowe badania wykonano w tych wyrobiskach górniczych, które ze względu na okruszcowanie prowadzone są w piaskowcach.

W obszarze kopalni „Lubin” prace skoncentrowano w rejonie pola wschodniego (oddziały G-1, G-2, G-3, pochylnie C-4 i C-5) i pola głównego (oddziały G-4 i G-5). W kopalni „Polkowice” obserwacje przeprowadzono w polu wschodnim (oddziały G-23 i G-24), a w kopalni „Rudna” wzdłuż upadowych centralnych (1–3 i 9–11). W tych lokalizacjach przeprowadzono systematyczne badania obejmujące profilowanie ścian wyrobisk, identyfikację, opisy i pomiary struktur sedymentacyjnych oraz pobrano próbki do badań laboratoryjnych. Ponadto przeprowadzono obserwacje w kilku punktach pola zachodniego kopalni „Lubin” (pochylnia WE-3, przecinka 16) i „Polkowice” (przekop 221) i wykorzystano rdzenie z wierceń złożowych wykonanych w kopalni „Polkowice” (otwory Po-24-266; Po-24-29i; Po-24-31i), kopalni „Rudna” (otwór Po-8-R-31), które objęły całe profile osadów białego spągowca. Badaniami objęto łącznie obszar o powierzchni około 70 km<sup>2</sup>, znajdujący się pomiędzy Polkowicami na północnym zachodzie i Lubinem na południowym wschodzie (fig. 1).

Przeprowadzenie obserwacji w wyrobiskach górniczych było możliwe dzięki życzliwemu zrozumieniu i pomocy ze strony Dyrekcji

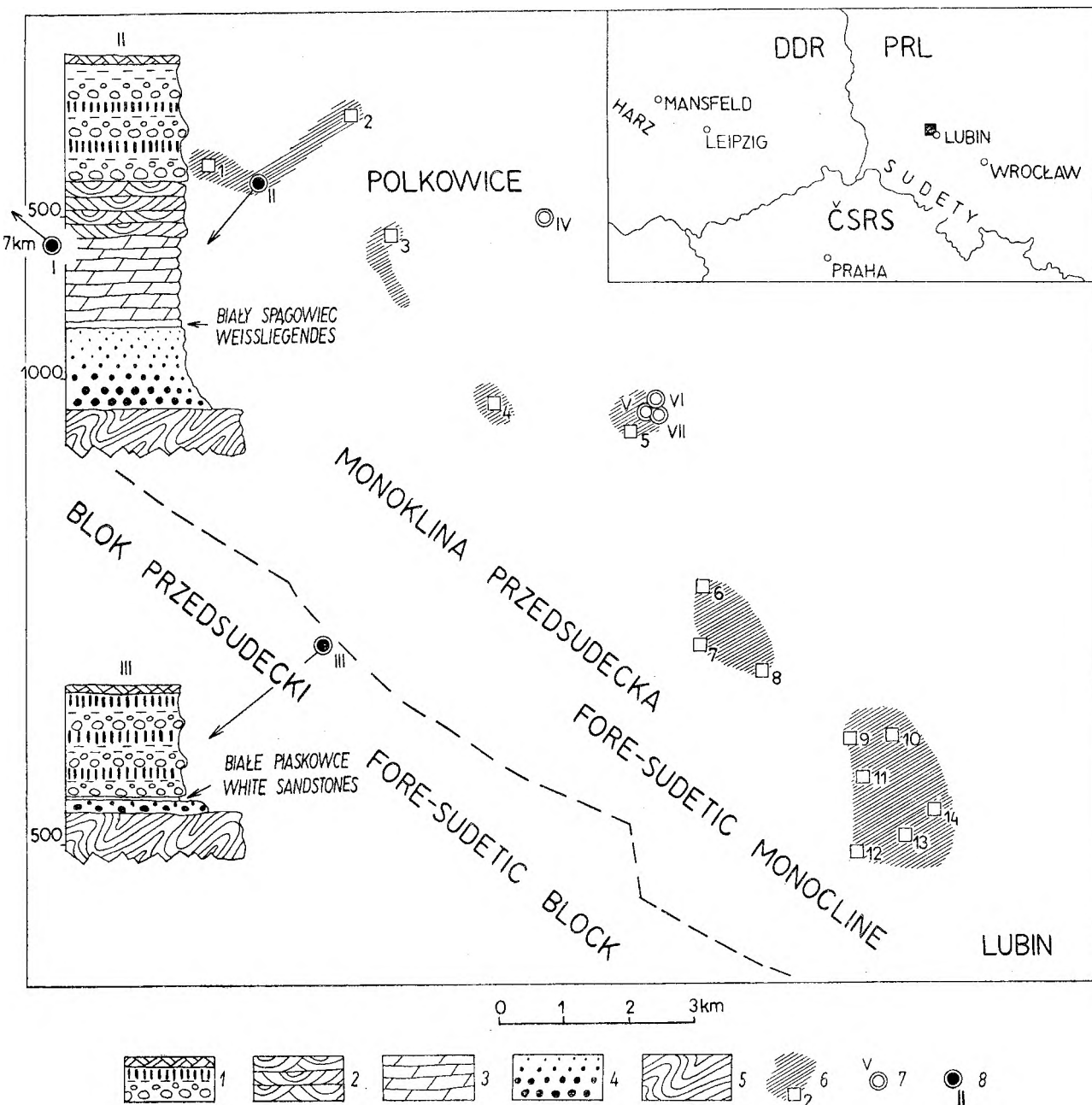


Fig. 1

Szkic sytuacyjny terenu badań i uproszczone profile wierzeń na obszarze monokliny i bloku przedsudeckiego

1 - trzeciorzęd i czwartorzęd; 2 - pstry piaskowiec; 3 - skały węglanowe i salinarne cechsztynu; 4 - czerwony spągowiec; 5 - skały krystaliczne; 6 - teren badań z zaznaczonymi i ponumerowanymi punktami szczegółowych obserwacji, pomiarów i pobrania próbek; 7 - wiercenia kopalniane; 8 - wiercenia z powierzchni. Numery punktów obserwacji i wierzeń odpowiadają numerom próbek analizowanych w pracy

Showing location of area studied and generalized geological columns of borings in the Fore-Sudetic Monocline and the Fore-Sudetic Block

1 - Tertiary and Quaternary; 2 - Buntsandstein; 3 - carbonate rocks and rock salt of Zechstein age; 4 - Rotliegendes; 5 - crystalline rocks; 6 - area investigated with location and numbers of testing-, measurement-, and sample stations; 7 - shallow downward borings made from galleries; 8 - deep surface borings. Numbers of stations and borings correspond to numbers of samples described in the text

Zakładów Górniczych i geologów kopalni „Lubin”, „Polkowice” i „Rudna”: mgr. inż. T. Kowala, mgr. inż. M. Mrowcy, mgr. J. Błaszczyka, mgr. inż. W. Prymki, mgr. inż. H. Flaka, mgr. W. Matuszaka, inż. J. Jani, mgr. R. Zi-

mochy, a także techników: Z. Dolasia, W. Łosia, J. Kapeli i H. Partyki, którzy wskazywali nam najdogodniejsze do przeprowadzenia obserwacji punkty i osobiście brali udział w niektórych marszrutach w kopalni.

Przedstawiana praca jest podsumowaniem niepublikowanych opracowań, które wykonano w latach 1973–1974, w ramach współpracy pomiędzy Zakładem Nauk Geologicznych PAN i Zakładem Geologii CUPRUM. Autorzy są wdzięczni kierownikom wspomnianych Zakładów: prof. dr. J. Znosce i dr. W. Salskiemu za wykazanie daleko idącego zrozumienia dla podjętych przez nich prac. Autorzy czują się

także zobowiązani podziękować kolegom: dr. Z. Baranowskiemu, mgr. inż. E. Kienigowi za ich pomoc i udział w pracach terenowych. W jednym ze zjazdów do kopalni brał także udział prof. dr. S. Dżułyński, któremu autorzy są wdzięczni za pomocne w pracy sugestie. Za zainteresowanie tematem i dyskusje autorzy dziękują także prof. dr. T. Guni i doc. dr. J. Tomaszewskiemu.

## STRATYGRAFIA I LITOLOGIA W OBSZARZE TYPOWYM I NA MONOKLINIE PRZEDSUDECKIEJ

W południowej części monokliny przedsudeckiej, pomiędzy Lubinem a Polkowicami, fundament krystaliczny znajduje się na głębokości około 1000 m. Przykrywają go osady czerwonego spągowca, cechsztynu, pstrego piaskowca, trzeciorzędu i czwartorzędu. Piaskowce wydzielane jako biały spągowiec mają miąższość zmienną, zwykle w granicach od kilku do kilkunastu metrów; ich dolna granica jest trudna do określenia, górną jest kontakt z łupkami miedzionośnymi lub skałami węglanowymi cechsztynu (p. II, 2; fig. 2).

Termin biały spągowiec (Weissliegendes) pochodzi z obszaru mansfeldzkiego zagłębia górniczego i określa występujące pod łupkami miedzionośnymi białe, drobno- lub średnioziarniste piaskowce wykazujące warstwowanie przekątne (por. Eisenhuth, Kautzsch 1954). Poza nieką mansfeldzką podobnie wykształcone piaskowce występują na południowo-zachodnich stokach Harcu w Dolnej Saksonii i w widłach rzek Werra i Fulda w północnej Hesji.

W klasycznych odsłonięciach znanych z tych obszarów można wskazać dolną granicę morskich osadów cechsztynu dzięki lokalnemu występowaniu zlepieńców podstawowych pomiędzy osadami czerwonego spągowca i piaskowcami białego spągowca, co przesądziło o zaliczeniu tych ostatnich do cechsztynu (por. Pryor 1971).

Dla zrozumienia kontrowersji dotyczącej pozycji stratygraficznej białego spągowca na monoklinie przedsudeckiej warto przypomnieć dawną dyskusję na temat stratygrafii białego spągowca w obszarze Werra–Fulda i na przedpolu Harcu.

Wynika z niej, że zmienność litologiczna

w obrębie transgresywnych osadów cechsztynu, polegająca na lokalnym występowaniu zlepieńców podstawowych lub białego spągowca, oraz przekątne warstwowanie ławic w piaskowcach interpretowane jako niezgodność w ułożeniu warstw były przyczyną pomyłek w ocenie przynależności stratygraficznej białego spągowca.

Brandes (1912) zaliczał biały spągowiec do cechsztynu na podstawie obserwacji w odkrywkach zlokalizowanych w okolicach Albingen nad Werrą, gdzie widoczne są przejścia od morskich zlepieńców do piaskowców białego spągowca, a następnie łupków miedzionośnych i wapieni. Zaobserwował on także, że w miejscach występowania zlepieńców cechsztynu z reguły brak białego spągowca. Obserwacje te doprowadziły do wniosku, że zlepienie i piaskowce białego spągowca są różnymi facjami transgresywnego cechsztynu. Zazębianie się tych facji zaobserwował Meinecke (1910) w odkrywkach koło ruin klasztoru w okolicach Walkenried. Odkrywki te były później opisywane przez Richter-Bernburga (1955) i Hermannna (1956), którzy jednak zaliczyli biały spągowiec do najwyższego czerwonego spągowca. Pierwszy z cytowanych autorów sądził, że brak transgresywnej powierzchni abrazyjnej i typowych zlepieńców podstawowych pozwala włączyć biały spągowiec do czerwonego spągowca, drugi uważał biały spągowiec okolic Walkenried za najmłodszy czerwony spągowiec leżący dyskordantnie na dolnym czerwonym spągowcu.

Większość badaczy skośne ułożenie warstw piaskowców białego spągowca interpretowało jednak słusznie jako sedymentacyjne. Cecha ta w połączeniu z drobnym ziarnem w piaskow-

cach i brakiem otoczków doprowadziła do akceptowanego do niedawna poglądu o eolicznym pochodzeniu tych osadów. Sporządzono nawet mapy paleogeograficzne opierające się na pomiarach przekątnego warstwowania, które było interpretowane jako wydmy (Richter 1940; Eisenhuth, Kautzsch 1954).

Pogląd o eolicznym pochodzeniu piaskowców białego spągowca przedpola Harcu i w obszarze Werra—Fulda został ostatnio zakwestionowany przez Pryora (1971), który głównie na podstawie badań cech teksturalnych tych osadów uznał je za płytkomorskie.

W badanym obszarze utwory białego spągowca składają się z warstw jasnoszarych, drobnoziarnistych piaskowców i cienkich lamin ciemnoszarych mułowców. Ze względu na charakter struktur sedymentacyjnych w białym spągowcu opracowanej części monokliny przedsudeckiej można wyróżnić dwa typy osadów:  $\alpha$ —piaskowce z laminami mułowców wykazujące warstwowanie przekątne tabularne dużej skali,  $\beta$ —piaskowce z laminami mułowców wykazujące różnorodne struktury sedymentacyjne, wśród których oprócz rozwiniętego na mniejszą skalę przekątnego warstwowania jako typowe należy wymienić riplemarki i związane z nimi rodzaje warstwowań oraz struktury płomieniowe i inne pokrewne struktury deformacyjne (pl. II—VI).

Pierwszy z wyróżnionych typów osadu ( $\alpha$  na fig. 2) autorzy obserwowali w niższej części profilu białego spągowca na głębokości poniżej 3 m od kontaktu z łupkami miedzionośnymi, drugi ( $\beta$  na fig. 2) reprezentowały warstwy znajdujące się bezpośrednio pod łupkami, czyli w stropowej części profilu. Taka, polegająca na odmiennym zespole struktur sedymentacyjnych, dwudzielność profilu białego spągowca zaznacza się prawie w całym przebadanym obszarze; znane są jednak sporadyczne przypadki występowania osadów typu  $\alpha$  w stropowej części osadów białego spągowca. Wydzielonym typom osadów należy przypisywać jedynie znaczenie facjalne. Powstały one w wyniku zróżnicowanych (w granicach określonych w dalszej części pracy) warunków środowiska sedymentacji.

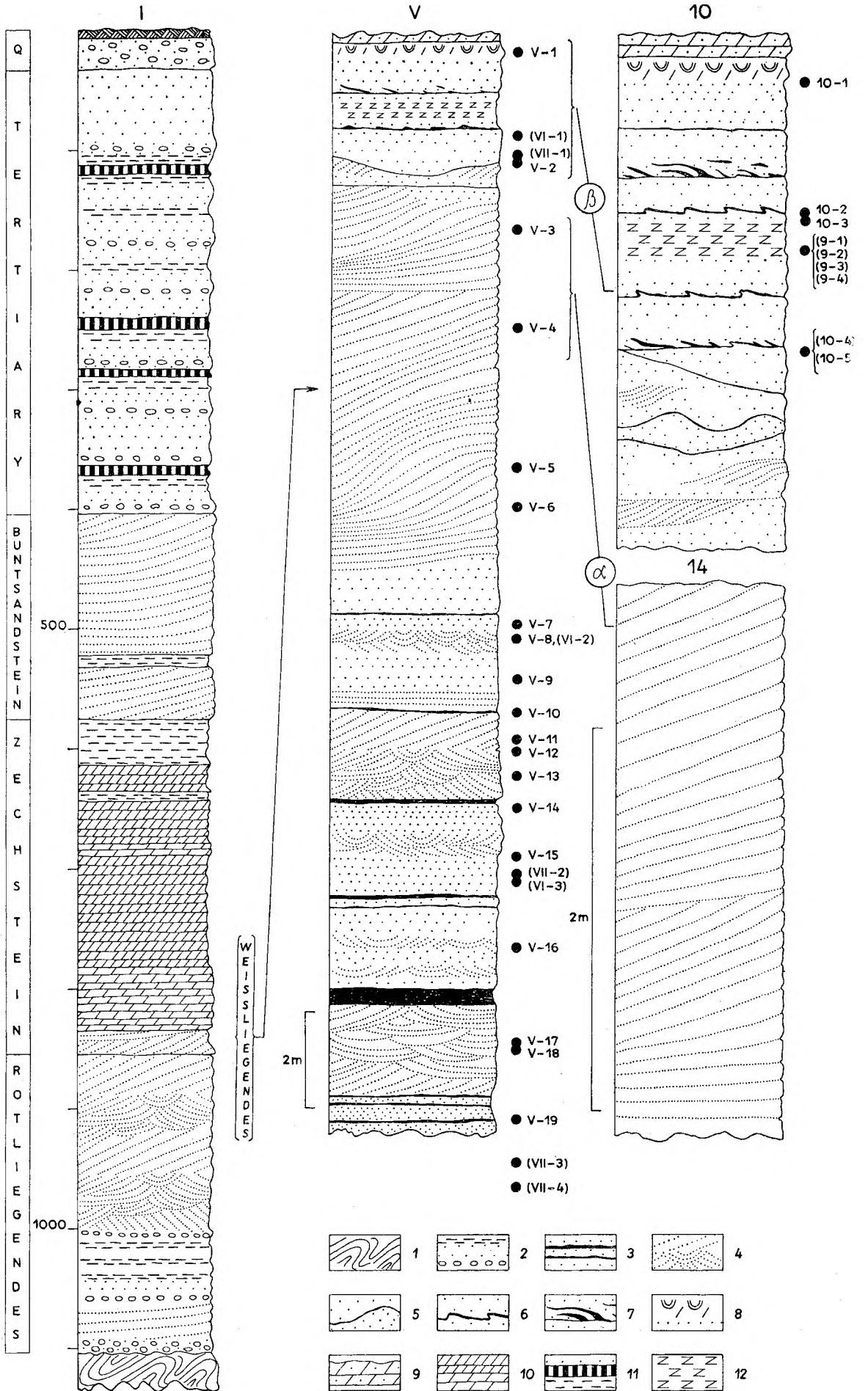
Charakterystycznym elementem litologicznym utworów białego spągowca monokliny przedsudeckiej jest występująca w ich stropie cienka, zwykle kilkunastocentymetrowa warstwa wykazująca strukturę bioturbacyjną (pl. II; pl. VIII, 2). Znana jest ona w literaturze pod na-

zwą piaskowca lingulowego. Stwierdzono w niej bowiem występowanie brachiopodów (Alexandrowicz, Jarosz 1971). Oprócz sporadycznie występujących w niej, na ogół słabo zachowanych ośrodek skorupki (pl. VII3), widoczne są w opisywanej warstwie ciemne skupienia substancji organicznej. Cechą wyróżniającą tę warstwę jest ciemnoszara barwa budującej ją piaskowca, jego większa zwięzłość wywołana dolomitycznym spoiwem i wyraźnie zaznaczająca się struktura bioturbacyjna polegająca na bezładnym rozmieszczeniu skupień i strzępów ciemnoszarej substancji organicznej. Intensywność zaburzeń biogenicznych maleje na ogół ku dołowi warstwy, gdzie widoczne są niekiedy relikty drobnej falistej laminacji (pl. VIII).

Bardzo istotną cechą litologiczną białego spągowca w obszarze zagłębia lubińskiego jest występowanie skupień minerałów rudnych. Forma tych skupień jest różnorodna. Oprócz mineralizacji rozproszonej w przekrojach poprzecznych warstw piaskowców widoczne są punkty i plamy wywołane nagromadzeniem minerałów rudnych rozmieszczone bezładnie (pl. III; pl. III) lub ułożone w charakterystyczne smugi nazwane przez Oberca i Tomaszewskiego (1963) warstwowaniem wtórnym (pl. VII4). Autorzy przedstawianej pracy są zdania, że skupienia minerałów rudnych w piaskowcach powstały na drodze migracji roztworów w złożonym już osadzie i w związku z tym przypominające warstwowanie smugi nazywają zgodnie z terminologią Birkenmajera (1959) warstwowaniem diagenetycznym.

Przedstawiony zespół cech litologicznych charakteryzuje biały spągowiec i pozwala odróżnić go od osadów czerwonego spągowca, które są z reguły gorzej wysortowane, występują wśród nich frakcje żwirowe i większej miąższości warstwy mułowców i ilowców. Piaskowce czerwonego spągowca wykazują najczęściej warstwowanie przekątne typu rynnowego (por. fig. 2).

W strefie przejściowej różnice teksturalne na ogół zaznaczają się słabo, a struktury zwykle są nieczytelne i praktycznie granica jest niedostrzegalna. Należy przy tym podkreślić, że barwa osadu nie może być kryterium decydującym o granicy pomiędzy białym i czerwonym spągowcem, ponieważ znane są przykłady odbarwienia pierwotnie zapewne czerwonych piaskowców czerwonego spągowca i na



odwrót objawy wtórnego zabarwienia piaskowców białego spągowca\* (pl. VIII1—4).

W typowym profilu białego spągowca, zestawionym na podstawie obserwacji w ścianach wyrobisk i wierceń kopalnianych, poniżej reprezentujących bez wątpienia biały spągowiec osadów typu  $\alpha$  i  $\beta$  występuje kilkumetrowej miąższości zespół warstw wykazujących na przemian barwę czerwoną i białą (fig. 2, profil wiercenia V, poniżej próby V-7). Występujące wśród nich cienkie warstwy mułowców i ilowców wykazują często ciemnoczerwoną barwę nawet wówczas, gdy występują w obrębie białych piaskowców. Tę część profilu autorzy

wydzielają jako strefę przejściową nie precyzując dolnej granicy transgresywnych osadów białego spągowca. Możliwość dokładnego wskazania dolnej granicy transgresywnych osadów białego spągowca wobec braku zlepieńców podstawowych i faktu, że transgresja morza cechsztyńskiego w obszarze monokliny przedsudeckiej zastała powierzchnię drobnoklastycznych osadów czerwonego spągowca wydaje się wątpliwa. Obecne trudności w wyznaczaniu granicy osadów transgresywnych można porównać do trudności w wytyczeniu linii brzegowej na płaskich wybrzeżach, gdzie zasięgi lądu i morza zazębiają się ze sobą i są zmienne w czasie.

### CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Przedstawiana charakterystyka petrograficzna oparta jest na megaskopowych i mikroskopowych badaniach prób piaskowców pochodzących z całego opracowanego obszaru. Próby do badań pobrano zarówno ze ścian

\* Występowanie w górnej części profilu utworów czerwonego spągowca jasnych odmian piaskowca nie zawsze odpowiada jednak stratygraficznie białemu spągowcowi. Przykładem może być tutaj profil otworu wiertnicznego S-151 gdzie na staropaleozoicznych łupkach krystalicznych występuje pakiet czerwonych piaskowców o miąższości 35,5 m zawierających w stropie 2,5 m warstwę białych i szarych piaskowców przykrytych osadami trzeciorzędu i czwartorzędu (fig. 1). Brak jest tutaj utworów cechsztynu i częściowo czerwonego spągowca, które zostały zerodowane w trzeciorzędzie. Bezpośredni kontakt cienkiej warstwy białych piaskowców z piaskami i ilami trzeciorzędowymi wskazuje, że są to odbarwione w wyniku infiltracji wód trzeciorzędowych piaskowce niższych ogniów czerwonego spągowca.

wyrobisk kopalnianych jak i wierceń, które przebiły cały profil białego spągowca (fig. 2). Szczegółowymi badaniami mikroskopowymi objęto przede wszystkim próby z wiercenia V (próby od V-2 do V-19) oraz próby 1-2, 2-1, 9-1, 9-2, 9-3, 10-1, 10-3 (łącznie 26 prób).

Badania obejmowały szczegółowy opis megaskopowy prób, szczegółowy opis mikroskopowy szlifów, ustalenie składu mineralnego drogą analizy planimetrycznej (800—1000 ziarn szkieletu w każdym szlifie), określenie obrotowości i sferyczności ziarn kwarcu, skaleni i minerałów ciężkich (minimum 100 odczytów z jednego preparatu dla minerałów lekkich) oraz gęstości upakowania wyrażonej liczbą styków przypadających na jedno ziarno w płaszczyźnie szlif (minimum 200 odczytów w jednym szlifie).

Celem tych badań było przede wszystkim

Fig. 2

#### Pozycja geologiczna i profile typowe osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej

I — wiercenie z powierzchni; V — wiercenie w kopalni; 10, 14 — ściany wyrobisk w kopalni. 1 — skały krystaliczne; 2 — zlepienie, piaskowce, mułowce i ilowce; 3 — piaskowce z warstwami mułowców i ilowców; 4 — piaskowce warstwowane skośnie; 5 — piaskowce z laminami mułowców o przebiegu falistym; 6 — piaskowce z riplemarkami podkreślonymi laminami mułowców; 7 — piaskowce z laminami mułowców wykazującymi struktury płomieniowe; 8 — warstwa bioturbacyjna; 9 — dolomity graniczne z łupkami miedzianożnymi w spagu; 10 — skały węglanowe i salinarne; 11 — piaskowce, mułowce i ilowce z pokładami węgla brunatnych; 12 — piaskowce ze smugami skupień rudnych — siarczkowe warstwowanie diagenetyczne. Miejsca analizowanych prób zaznaczono czarnymi punktami i opisano cyframi, z których pierwsza odnosi się do numeru wiercenia (cyfry rzymskie) lub punktu obserwacji w obszarze kopalni (cyfry arabskie), a druga oznacza numer kolejny próby. W podobny sposób oznaczono wszystkie ilustrowane na figurach i planszach próby. Są one zgromadzone w kolekcji Muzeum Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego

#### Geologic setting and typical profiles of the Weissliegende deposits of the Fore-Sudetic Monocline

I — deep surface boring; V — shallow downward boring made from gallery; 10, 14 — walls of mine excavations. 1 — crystalline rocks; 2 — conglomerates, sandstones, siltstones, and claystones; 3 — sandstones interlayered with siltstones and claystones; 4 — crossbedded sandstones; 5 — sandstones with siltstones interlaminated in a wavy fashion; 6 — sandstones with ripple-marks veneered by silty laminae; 7 — sandstones with laminae of siltstone showing flame structures; 8 — bioturbation layer; 9 — border dolomites underlain by Kupferschiefer; 10 — carbonate rocks and rock salt; 11 — sandstones, siltstones, and claystones with lignite seams; 12 — sandstones with streaks of ore minerals — diagenetic bedding. Location of samples analysed shown by black dots. First figures in sample numbers refer either to boring numbers (Roman numerals) or to gallery stations (Arabic numerals), while following figures refer to serial sample numbers (comp. fig. 1)

uściślenie terminologii petrograficznej, rozpoznanie procesów diagenetycznych, którym badane skały uległy w procesach lityfikacji oraz próba rozpoziomowania badanej serii na podstawie cech mikroskopowo-petrograficznych.

#### OPIS MEGASKOPOWY

Opis megaskopowy najłatwiej przedstawić na przykładzie wiercenia V, które przebiło całą serię piaskowców od warstwy bioturbacyjnej w stropie do czerwonych piaskowców w spągu (fig. 2). W wierceniu tym wyraźnie zaznaczają się trzy zespoły warstw:  $\beta$  — szara część stropowa (2,5 m),  $\alpha$  — jasnoszara lub jasnobieżowa część środkowa (4,8 m) oraz występujący w części dolnej zespół jasnobrunatnych warstw przejściowych z poziomami i przelawieniami skał zabarwionych na kolor wiśniowo-brunatny (5,5 m).

W stropie zespołu górnego występują związane, ciemnoszare piaskowce o bioturbacyjnej strukturze, beładnie lub bardzo niewyraźnie warstwowane, zawierające liczne, nieregularne strzępki, smuzki i skupienia ciemniej zabarwionych łupków ilasto-mułkowych. Warstwa ta osiąga miąższość od kilku do kilkunastu centymetrów. Niższą część zespołu górnego stanowią jasnoszare piaskowce z podkreślonymi obecnością ciemnych lamin mułowców różnorodnymi strukturami sedymentacyjnymi (patrz rozdział o strukturach sedymentacyjnych). W tej części profilu występują także nagromadzenia minerałów kruszcowych.

W zespole środkowym przeważają jasnoszare lub jasnobieżowe skośnie warstwowane piaskowce. W obrębie warstw skośnych zauważa się mniej lub bardziej wyraźne zróżnicowanie wielkości ziarna materiału detrytycznego od cienkich, paromilimetrycznych lamin mułkowych lub piaszczysto-mułkowych do około centymetrycznych, a rzadziej grubszych lamin piaskowca średnioziarnistego. Lamin piaszczysto-mułkowe są zawsze nieco ciemniej zabarwione, nigdy jednak nie wykazują tak ciemnoszarych barw, jak w górnej części zespołu górnego.

W zespole warstw przejściowych obserwuje się największe różnice w sposobie uwarstwienia, zabarwienia i zwięzłości piaskowców. Przeważają średnio zwięzłe jasnoszare lub brunatne piaskowce, najczęściej wyraźnie skośnie warstwowane. We wszystkich ławicach występują laminę lub przewarstwienia bardzo kruchych

piaskowców, dających się rozkruszyć w palcach. Piaskowce intensywnie zabarwione na kolor brunatnowiśniowy występują w stropie ławic lub rzadziej w całym profilu ławicy. Jeszcze ciemniejsze szarowiśniowe barwy cechują skały mułkowo-ilaste tworzące tu cienkie przeławiczenia (do 20 cm miąższości) lub występujące jako laminę (do kilku milimetrów grubości) w skośnie warstwowanych piaskowcach. W wielu próbach obserwowane zmiany zabarwienia piaskowców w sąsiadujących ze sobą laminach, na przykład laminę jasnobrunatną, występują na przemian z laminami różowobieżowymi lub brunatnymi. Ławice odznaczające się zmiennym zabarwieniem występują w wyższej części omawianego zespołu, natomiast ławice w całości zabarwione na kolor brunatnowiśniowy pojawiają się dopiero w najniższej części opisywanego wiercenia.

#### OPIS MIKROSKOPOWY

##### SKŁADNIKI SZKIELETU ZIARNEGO

Wszystkie badane piaskowce charakteryzują się podobnym składem mineralnym szkieletu ziarnowego (pl. IX 1, 2). Głównym składnikiem detrytycznym jest zawsze kwarc; skalenie i okruchy skał reprezentują składniki dodatkowe, a minerały ciężkie, muskowit i agregaty łuseczkowego minerału o wyglądzie glaukonitu stanowią składniki akcesoryczne.

Kwarc występuje najczęściej w formie subangularnych i obtoczonych ziarn kwarcu monokrystalicznego o wygaszaniu jednorodnym, który stanowi 40—57% objętościowej całej skały. Słabiej obtoczone ziarna ujawniają nieraz wyraźnie rozpoznawalne pokroje bipiramidalne, niekiedy z krótkimi ścianami słupa heksagonalnego. Dość liczne ziarna ujawniają ślady obtopienia i zatoki korozyjne wypełnione odszklonym i przeważnie w różnym stopniu zargilizowanym tłem skalnym. Jako wrostki, oprócz substancji ciekłych, gazowych i mikroenkław odszklonego szkliwa, występują najczęściej apatyt, cyrkon, biotyt, turmalin, amfibol, sylimanit (?) i rutyl. Obserwacje mikroskopowe wskazują, że większość kwarcu pochodzi z kwaśnych skał wylewnych i prawdopodobnie ich tufów oraz starszych skał osadowych. Kwarce, których pochodzenie ze skał metamorficznych jest pewne lub wysoce prawdopodobne występują zawsze w mniejszości. Ostrokrawędziste odłupki kwarcu o niskiej sferyczności (0,2—



—0,4) i słabym obtoczeniu (0,15—0,25) występują rzadko lub są w ogóle nieobecne.

Spośród przerostów kwarcu z innymi minerałami najczęściej występują zrosty ze skałeniami alkalicznymi, reprezentujące być może fragmenty bliżej nieokreślonych granitoidów lub gnejsów oraz przerosty mikropegmatytowe. W niektórych szlifach pojawiają się pojedyncze okruchy przerostów granofirowych, natomiast myrmekity spotyka się wyjątkowo. Kwarc polikrystaliczny występuje w ilości 2—14% objętościowych.

Obtoczenie ziarn kwarcu we frakcji 0,125—0,250 mm waha się w górnej części profilu (próby *V-1—V-16*) w przedziale 0,32—0,53, przy średniej sferyczności zmieniającej się w zakresie 0,63—0,68. W dolnej części profilu średnie obtoczenie waha się w przedziale 0,32—0,50, przy średniej sferyczności oscylującej w zakresie 0,63—0,71.

Okruchy skał krzemionkowych występują sporadycznie. Zaliczono tu fragmenty zbudowane z drobnoziarnistego, ksenomorficznego kwarcu, których pochodzenie jest niepewne, jak również okruchy metalidytów i skał chalcedonowych. Okruchy metalidytów, w różnym stopniu przekrystalizowane, ujawniają zmienne ilości nieprzezroczystego pigmentu organicznego (grafitowego?), resztki organizmów krzemionkowych (radiolari?) oraz żyłki kwarcowe, niekiedy należące do kilku generacji.

Skalenie są reprezentowane głównie przez skalenie potasowe (ortoklaz, mikroklin, mikropertyt infiltracyjny ortoklazowy, rzadziej mikroklinowy, łącznie 4—11%), którym towarzyszą w zmiennych proporcjach kwaśne plagioklasy (albit, albit szachownicowy, oligoklaz, łącznie 0,2—1,5%). Skalenie potasowe są często idealnie świeże lub tylko lekko przyprószone drobnymi łuseczkami serycytu lub serycytu i kaolinitu. Niektóre jednak ziarna, a zwłaszcza mikropertyty, są w znacznym stopniu przeobrażone, zmętniałe i niejednokrotnie skorodowane przez węglany. Procesy kaolinizacji rozwijają się często wzdłuż szczelin rys łupliwości i szczeliniek przełamów, otwartych w wyniku nacisków i deformacji kompacyjnych. Z plagioklazów idealną świeżością odznaczają się niekiedy ziarna czystego albitu. Przeważnie jednak plagioklasy są znacznie silniej zserycytyzowane i skaolinizowane niż skalenie potasowe. W piaskowcach zabarwionych na brunatno lub wiśniowo obserwuje się dość liczne pseudomorfozy kaolinitowe lub serycytowe po ska-

niach. W piaskowcach białawych, a zwłaszcza w odmianach bogatych w węglany, ilość pseudomorfoz kaolinitowych jest mniejsza, wzrasta natomiast ilość pseudomorfoz węglanowych, niekiedy z resztkami kaolinitu utworzonego najwyraźniej w etapie poprzedzającym karbonatyzację.

Średnie obtoczenie ziarn skaleni we frakcji 0,125—0,250 mm wynosi w górnej części profilu 0,44, przy średniej sferyczności 0,63. W dolnej części profilu średnie obtoczenie wynosi 0,46, przy średniej sferyczności 0,60.

Okruchy skał metastabilnych występują w formie subangularnych lub obtoczonych, a niejednokrotnie nawet idealnie obtoczonych ziarn. Rozmiary okruchów skał metastabilnych wahają się w tych samych granicach jak ziarna kwarcu i skaleni.

Fragmenty skał wulkanicznych (0,5—3%) ujawniają nierzadko mikrofenokryształy obtopionego i skorodowanego kwarcu bipiramidalnego, kwaśnego plagioklazu (często zmętniałego i częściowo przeobrażonego), ortoklazu oraz biotyty o mocnym ciemnozielonym lub brunatnozielonym pleochroizmie. Tło skalne jest najczęściej mikrofelzytowe lub felzytowe, a niekiedy sferulitowe lub granofirowe i z reguły jest częściowo, a nawet silnie zargilizowane (kaolinizacja, serycycytacja). Większość tych okruchów reprezentuje najprawdopodobniej lawy kwaśne. Tylko wyjątkowo obserwuje się okruchy ujawniające blaszki świeżego biotyty ułożone na podobieństwo tekstury ofitowej, tkwiące w gruntownie przeobrażonym tle skalnym, nie zawierającym jednak chlorytów.

Okruchy skał osadowych (0,8—4,2%) reprezentują przede wszystkim kolistę, elipsoidalną lub wydłużoną, lecz zawsze doskonale obtoczoną ziarna złożone z agregatu drobnołuseczkowych minerałów ilastych, jak się wydaje z przewagą hydromiku lub smektytów. Okruchy te ulegają bardzo łatwo odkształceniom kompacyjnym ulegając wciskom, modelowaniu, a także odkształceniom dysjunktywnym. W pobliżu wcisków bezładne na ogół ułożenie łuseczek i minerałów ilastych ustępuje miejsca ułożeniu uporządkowanemu sprawiającemu, że okruh ilasty reaguje w tym miejscu na światło spolaryzowane jak monokryształ miki (pressure shadows—petrografów anglosaskich). W piaskowcach zabarwionych na brunatno okruchy te są często zabarwione jednostajnie na brunatno; w piaskowcach barwy białawej fragmenty te są bezbarwne lub wykazują charakterystyczne

zabarwienie bladofioletowe lub bladospine. Zabarwienie to może być równomierne lub ograniczone do pewnej partii okruchu, np. strefy wewnętrznej obwiedzionej otoczką bezbarwną lub znacznie słabiej zabarwioną. W odmianach tych pigment złożony z wodorotlenków żelaza jest zwykle wydzielony w formie bardzo drobnych grudek, niekiedy rozsianych dość równomiernie w całym okruchu ilastym. Wydaje się, że w białych piaskowcach okruchy te ulegają postępującym procesom kaolinizacji, a w odmianach bogatych w węglany — także karbonatyzacji postępującej od brzegów ku wnętrzu okruchów. W piaskowcach tych można obserwować wszelkie stadia pośrednie, od fragmentów ilastych obwiedzionych cienką otoczką bardzo drobnoziarnistych i nieprawidłowych ziarenek minerałów węglanowych, poprzez fragmenty obwiedzione romboedrami dolomitu, do okruchów niemal całkowicie skarbonatyzowanych. Okruchy te mogą reprezentować obtoczone fragmenty łupków ilastych. Biorąc jednak pod uwagę ich charakterystyczny skład mineralny i całkowity brak ziarn detrytycznych o wymiarach mułu, można przypuszczać, że są to fragmenty przeobrażonych tufów popiołowych czerwonego spągowca. Bardzo podobne przeobrażone drobnoziarniste tufy znane są z czerwonego spągowca zachodniej części monokliny przedsudeckiej.

Znacznie rzadziej pojawiają się w badanych piaskowcach okruchy drobnoziarnistych arenitów lub wak kwarcowych z mniej lub bardziej obfitym tłem serycytowo-kaolinitowym lub serycytowo-kaolinitowo-chlorytowym (?). Niekiedy tło tych skał ujawnia słabą kierunkową rekrytalizację. Sporadycznie trafiają się także okruchy mułowców złożone z kwarcu, skaleni, muskowitu, serycytu i tlenków żelaza.

Okruchy skał metamorficznych (do 2%) są reprezentowane przez łupki łyszczykowe, fylity i łupki kwarcytowe. Do bardzo rzadkich składników należą agregaty kwarcowo-epidotowe.

Biotyt występuje w formie samodzielnych świeżych blaszek niezmiernie rzadko. W niektórych szlifach występują częściowo przeobrażone biotyty cechujące się znacznie obniżonymi barwami interferencyjnymi i słabym brunatnym pleochroizmem. Niektóre z tych blaszek ujawniają początkowe procesy kaolinizacji atakujące przeobrażone biotyty wzdłuż powierzchni łupliwości, a także na końcach blaszek. W niektórych blaszkach minerały z gru-

py kaolinitu gromadzą się w charakterystycznych soczewkowatych skupieniach ułożonych zgodnie z łupliwością biotyту i powodujących „wydymanie się” blaszek opływających owe skupienia (tekstura „soczewkowa”).

Muskowit występuje akcesorycznie niemal we wszystkich badanych szlifach, zwykle w blaszkach o średnicy do 0,1 mm, rzadziej osiąga rozmiary do 0,2 mm. Niektóre z blaszek zdradzają odkształcenia kompakcyjne polegające na wyginaniu i modelowaniu dookoła sąsiednich ziarn kwarcu lub skaleni. Niektóre blaszki są częściowo rozszczepione, a nawet ujawniają pęknięcia w kierunkach poprzecznych względem łupliwości. Kompakcyjnie zdeformowane blaszki muskowitu uległy niekiedy początkowym procesom kaolinizacji, jednak zwykle w wyraźnie mniejszym stopniu niż blaszki biotyту.

W wielu szlifach obserwowano pseudomorfozy „włóknistego” kaolinitu po minerałach blaszkowych, prawdopodobnie głównie po biotycie.

Często także notowano pojedyncze, owalne lub koliste agregaty zbudowane z gęstej tkaniny rozmaicie zorientowanych łuseczek minerału przypominającego glaukonit. Agregaty te mają zwykle wymiary 0,07—0,1 mm, a wyjątkowo do 0,14 mm i są zawsze idealnie obtoczone. Identyfikacja wspomnianego minerału jako glaukonitu jest niepewna i wymagałaby potwierdzenia na drodze badań rentgenograficznych. Agregaty bardzo podobnego mikroskopowo chlorytu znane są z migdałowcowo wykształconych odmian melafirów czerwonego spągowca zachodniej części monokliny przedsudeckiej. Identyczne agregaty występują też w piaskowcach czerwonego spągowca monokliny przedsudeckiej.

Minerały ciężkie przezroczyste reprezentowane są głównie przez cyrkon i turmalin. Występują one najczęściej w ziarnach obtoczonych lub subangularnych, a tylko wyjątkowo w formie euhedralnych nie uszkodzonych przez abrazję szupków. Ponadto ziarna turmalinu są niejednokrotnie połamane i częściowo bardzo dobrze obtoczone, a częściowo ograniczone ściankami przełamu (lub łupliwości), przy czym naroża tych ścianek są w różnym stopniu obtoczone (0,15—0,40). Wymiary większości ziarn wahają się w granicach 0,06—0,15 mm. Średnie obtoczenie cyrkonu w górnej części profilu (próby V-1—V-16) wynosi 0,46, przy średniej sferyczności 0,68. W dolnej części profilu (próby V-17—V-19) średnie obtoczenie

cyrkonu wynosi 0,56, przy średniej sferyczności 0,66. Średnie obtoczenie turmalinu z górnej części profilu wynosi 0,60, przy średniej sferyczności 0,67.

Sporadycznie występują takie minerały ciężkie, jak apatyt (subangularny, obtoczony), epidot (subangularny) i rutyl (subangularny, obtoczony). Do rzadkich minerałów ciężkich należą granaty (ziarna obtoczone), amfibole (subangularne) oraz staurolit (subangularny).

Minerały ciężkie nieprzezroczyste obejmują magnetyt (obtoczony), hematyt (obtoczony), leukoksen (subangularny, obtoczony), ilmenit (obtoczony, subangularny) oraz wodorotlenki żelaza pochodzące prawdopodobnie z uwodnienia (i utlenienia) hematytu i magnetytu. Sporadycznie notowano obtoczone ziarna siarczków.

#### SPOIWA MINERALNE

W skład spoiwa wchodzi szereg substancji mineralnych, jak hydromiki, kaolinit, kwarc I i kwarc II, węglan I i węglan II, siarczki, siarczany i wodorotlenki żelaza (pl. IX 3–6). Najbardziej równomiernie rozmieszczone jest błonkowe spoiwo ilaste i spoiwo kaolinitowe typu wypełniającego. W niektórych szlifach dominuje wypierające spoiwo siarczanowe. Wszystkie pozostałe spoiwa są rozmieszczone „wyspowo” lub też występują jedynie lokalnie, jak na przykład kwarc I, który nie ma praktycznie żadnego znaczenia jako składnik cementujący ziarna detrytyczne.

Kolejność tworzenia się poszczególnych spoiw mniej więcej odpowiada kolejności, w jakiej spoiwa są wymienione w niniejszym opisie, choć istnieją nadal pewne wątpliwości odnośnie do umiejscowienia w tym wykazie spoiwa kwarcowego I, a także następstwa spoiwa węglanowego II i spoiwa siarczkowego. Charakterystyka petrograficzna wyróżnionych spoiw mineralnych została przedstawiona w skrócie poniżej.

Ilaste spoiwo błonkowe (1–15%) występuje we wszystkich badanych piaskowcach tworząc powłoczki na ziarnach detrytycznych. Grubość tych powłoczek waha się od kilku do około 50 mikronów. W piaskowcach zabarwionych na brunatno powłoczki te powlekają wszystkie ziarna detrytyczne i są silnie infiltrowane wodorotlenkami żelaza, co daje w efekcie brunatne, wiśniowe lub czerwonobrunatne za-

barwienie tych skał. W piaskowcach barwy białej część ziarn detrytycznych jest już wolna od powłoczek, a na ziarnach pokrytych nimi grubość powłoczek jest zwykle mniejsza niż w piaskowcach brunatnych. Jeszcze cieńsze powłoczki obserwowano w piaskowcach barwy szaroseledynowej, w których duża część ziarn jest ponadto zupełnie lub częściowo wolna od spoiwa błonkowego. W piaskowcach barwy białej, szarej lub seledynowej spoiwo błonkowe jest na ogół zupełnie wolne od infiltracji wodorotlenków żelaza, ujawniając niekiedy tylko delikatne zabarwienie fioletowe lub sinozielone (podobne do zabarwienia obtoczonych fragmentów ilastych), które nie maskuje wysokich barw interferencyjnych właściwych spoiwu błonkowemu. Zazwyczaj odnosi się wrażenie, że spoiwo błonkowe składa się z szeregu małych blaszek hydromiki lub miki układających się mniej lub bardziej równoległe do powierzchni ziarn detrytycznych, które otaczają. Trudno rozstrzygnąć definitywnie czy wspomniana „blaszkowa” budowa niektórych spoiw błonkowych jest wynikiem diagenetycznej rekryształizacji, czy też pozostałością struktury pierwotnej. W tym drugim przypadku mielibyśmy do czynienia z drobnoluseczkowym spoiwem hydromikowym pochodzenia detrytycznego. Spoiwo błonkowe staje się coraz cieńsze lub zanika w miejscu stykania się ziarn detrytycznych. W licznych szlifach obserwowano szwy mikrostylolitowe na granicy dwu stykających się ziarn kwarcu. Zwykle poza strefą kontaktu mikrostylolitowego pojawia się natychmiast spoiwo błonkowe.

W wielu szlifach stwierdzono, że spoiwo błonkowe ulega procesom ługowania i mniej lub bardziej zaawansowanej kaolinizacji. Przeobrażenia te prowadzą do zmniejszenia się grubości powłoczek hydromikowych, które przybierają ponadto charakterystyczny postrzępio-ny wygląd z licznymi blaszkami częściowo przeobrażonych hydromik sterczących pod różnymi kątami względem powierzchni ziarn detrytycznych.

Spoiwo kaolinitowe (do 18%) wypełnia zwykle przestrzenie porowe całkowicie. Kaolinit jest najczęściej wykształcony pod postacią skomplikowanych agregatów i przerostów o budowie robaczkowatej lub wachlarzowatej, jest z reguły wolny od domieszek mineralnych rozpoznawalnych mikroskopowo i nie zawiera ziarn detrytycznych frakcji młodszej. We wszystkich szlifach obserwowano

jednak partie, w których przekrystalizowane robaczkowate agregaty kaolinitu osiągają rozmiary 0,1–0,2 mm. Zdarza się nierzadko, że jeden taki agregat wypełnia całkowicie zakątek międzyziarnowy. Powyższe obserwacje wskazują, że kaolinit ma w badanych piaskowcach charakter spoiwa mineralnego wykrywanego prawdopodobnie z roztworu; w szczególności spoiwo to nie zdradza żadnych cech właściwych detrytycznej masie wypełniającej (matrix).

Kwarc I występuje w formie małych słupków lub nieciągłych obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego. Narośla te występują w miejscach przerw w powłózkach spoiwa błonkowego. Kwarc ten jest zwykle zupełnie klarowny lub zawiera tylko niewielkie ilości bardzo drobnych i nieoznaczalnych wrostków. Natomiast kwarc II wypełnia zwykle pory całkowicie i z reguły daje wrosty dostosowujące się do kształtów por, a tylko w niektórych przypadkach jest częściowo ograniczony ścianami krystalograficznymi. Wypełniając zakątki międzyziarnowe kwarc II pozostaje zwykle w zgodności optycznej tylko z jednym z sąsiadujących ziarn. Niekiedy widać łączność między kwarcem II a kwarcem detrytycznym przez luki i przerwy w powłózkach spoiwa błonkowego. Kwarc II zawiera z reguły liczne wrostki, jak np. węglanu I, kaolinitu, resztki spoiw błonkowych, wrostki siarczanów i siarczków. Obserwacje te wskazują, że przynajmniej część kwarcu II należy do najpóźniejszych faz cementacyjnych w procesie lityfikacji omawianych tu piaskowców.

Spoiwo węglanowe I stanowią głównie drobne romboedry dolomitu wypierające spoiwo kaolinitowe lub częściowo przeobrażone spoiwo błonkowe. Romboedry te zachowują się często jako wrostki w spoiwie węglanowym II (kałcytowym lub dolomitowym) zachowując odrębną orientację optyczną.

Spoiwa siarczanowe i siarczkowe rozwijają się głównie jako spoiwa wypierające w miejscu starszych spoiw kaolinitowych i częściowo także błonkowych. Notowane było wypieranie przez siarczki kaolinitu stanowiącego pseudomorfozy po skaleniach lub tylko przenikającego skał wzdłuż rys łupliwości. W niektórych szlifach można obserwować pseudomorfozy siarczkowe po romboedrach węglanu I. Spoiwa siarczanowe towarzyszą spoiwom siarczkowym lub występu-

ją samodzielnie. Składają się one głównie z gipsu, któremu towarzyszy (w górnych partiach badanego profilu oraz w piaskowcach szaroseledynowych) anhydryt. Spoiwa siarczanowe zawierają bardzo liczne wrostki kaolinitu i węglanu I, a same z kolei są wypierane przez kwarc II. Spoiwa węglanowe i siarczanowe zachowują się ponadto korodująco względem detrytycznych skaleni, pseudomorfoz kaolinitowych po skaleniach, a także obtoczonych agregatów ilastych. Spoiwa węglanowe powodują ponadto lokalnie korozję kwarcu detrytycznego, a niekiedy prawdopodobnie także kwarcu autigenicznego.

#### WNIOSKI

Badane piaskowce białego spągowca reprezentują drobno i bardzo drobnoziarniste arenity skaleniowe z przejściami do arenitów kwarcowych (fig. 3). Piaskowce średnioziarniste występują jedynie w formie lamin i cienkich wkładek w piaskowcach drobnoziarnistych. Wysoka dojrzałość teksturalna badanych piaskowców wyrażająca się dobrym obtoczeniem ziarn detrytycznych, dobrym wysortowaniem, znaczną przewagą kwarcu monokrystalicznego nad kwarcem polikrystalicznym i kwarcu nad składnikami niestabilnymi oraz brakiem pierwotnego tła (matrix) wskazuje, że omawiane piaskowce są osadem środowiska o wysokiej energii kinetycznej i składają się głównie z wyselekcjonowanego materiału detrytycznego, który przeszedł więcej niż jeden cykl depozycyjny. Do podobnych wniosków prowadzą badania nad składem i charakterem przezroczystych minerałów ciężkich ograniczonych głównie do dobrze obtoczonych ziarn cyrkonu i turmalinu. Obserwacje mikroskopowe wskazują, że głównym źródłem materiału detrytycznego omawianych piaskowców były starsze skały osadowe oraz bliżej nieokreślony kompleks skał erupcyjnych, w którym skały kwaśne i ich tufy odgrywały pierwszorzędną rolę. Skałami tymi były najprawdopodobniej głównie utwory czerwonego spągowca, a w znacznie mniejszym stopniu głębszego i mniej lub bardziej zmetamorfizowanego podłoża, jak np. skały kulmu lub nawet starszego paleozoiku. Z drugiej strony dobre obtoczenie przynajmniej części kwarcu frakcji bardzo drobnoziarnistej wyklucza wyłącznie wodny transport i abrazję „na mokro”

tych ziarn. W grę mógł tu wchodzić transport i abrazja eoliczna, np. w środowisku wydm nadmorskich, co wcale nie wyklucza wodnego środowiska ostatecznej depozycji tych skał. Za etapem eolicznej (lub plażowej) obróbki omawianych piaskowców przemawiają także

kowców białego spągowca. Takie środowisko sedymentacji bynajmniej nie wyklucza powstawania spoiw kaolinitowych, pod warunkiem, że było zapewnione efektywne usuwanie ze środowiska reakcji jonów  $K^+$ . Należy tu podkreślić, że spoiwa kaolinitowe nie ujawniają cech świadczących o rekrytalizacji kaolinitu z bliżej nieokreślonego pierwotnego materiału ilastego, lecz raczej wskazują na krystalizację z roztworów.

Do drugiego etapu cementacji należy odnieść wszystkie pozostałe spoiwa. Niewątpliwie spoiwa węglanowe wymagały środowiska silnie alkalicznego. Stopniowe neutralizowanie roztworów porowych mogło warunkować powstawanie spoiwa kwarcowego II. Siarczki występujące w górnej części badanego profilu mają charakter spoiwa wypierającego i rozwijają się głównie z wcześniejszych spoiw ilastych. Z tego względu traktowanie złoża w piaskowcach jako złoża syngenetycznego byłoby nieuzasadnione. Okruszcowanie piaskowców miało miejsce w późniejszych etapach diagenety, a przed ostateczną ich cementacją przez kwarc II.

Przeprowadzone badania mikroskopowe ujawniły dużą jednorodność jakościową i ilościową materiału detrytycznego piaskowców wyższej części strefy przejściowej oraz białego spągowca. Niemniej piaskowce typu *a* różnią się nieznacznie od piaskowców strefy przejściowej nieco większą zawartością kwarcu (w granicach 5–6%) oraz nieznacznie zmienionymi proporcjami skaleni (większy stosunek mikroklinu + ortoklazu do mikropertytu i plagioklazu w piaskowcach typu *a*). Inaczej mówiąc, piaskowce typu *a* są mineralogicznie nieco bardziej dojrzałe od piaskowców niżej leżących, od których różnią się ponadto nieznacznie lepszym obtoczeniem, ciaśniejszym upakowaniem, a w związku z tym nieco mniejszą całkowitą zawartością spoiwa mineralnego. Osiągnięte wyniki, choć nie wykraczające poza wstępną fazę rozpoznania, pozwalają przypuszczać, że byłoby możliwe rozpozniowanie omawianych w tej pracy osadów na drodze badań petrograficznych, a zwłaszcza przez porównanie wyników szczegółowych badań planimetrycznych i teksturalnych (obtoczenie, upakowanie, zawartość spoiwa) w wybranych profilach, umożliwiającą ciągłe opróbowanie skał od typowych piasków czerwonego spągowca do stropowych warstw białego spągowca.

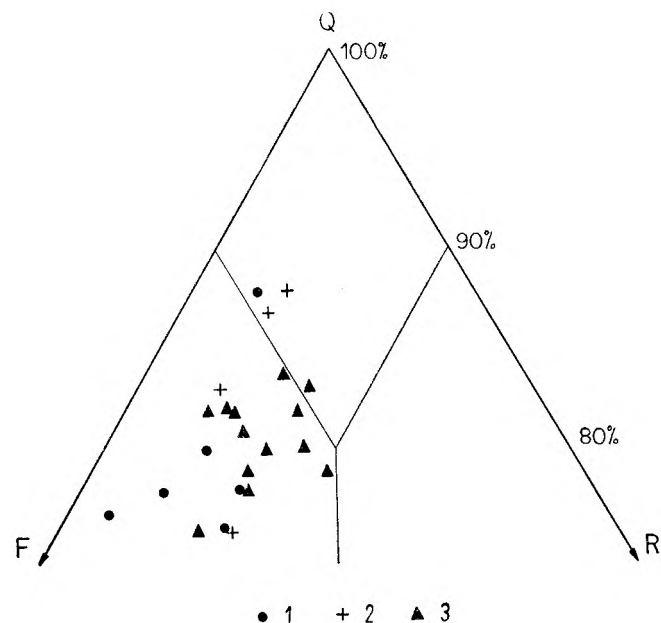


Fig. 3

Skład mineralny piaskowców białego spągowca w trójkącie klasyfikacyjnym Gilberta

1 – piaskowce typu  $\beta$ ; 2 – piaskowce typu  $\alpha$ ; 3 – piaskowce strefy granicznej i czerwonego spągowca (?)

Mineralogical composition of the Weissliegende sandstones on the Gilbert's classification triangle

1 – beta-type sandstones; 2 – alpha-type sandstones; 3 – transition zone sandstones and the Rotliegende sandstones (?)

takie ich cechy, jak praktyczne odwianie mikroskopowe oraz nieobecność pierwotnego tła.

Cementacja omawianych piaskowców przebiegała co najmniej w dwóch etapach. W etapie pierwszym utworzyły się przede wszystkim spoiwa ilaste (hydromikowe (?) spoiwo błonkowe i wypełniające spoiwo kaolinitowe). Być może do tego samego etapu można odnieść powstanie spoiwa kwarcowego I. Błonkowe spoiwo hydromikowe (?) wymagało środowiska lekko alkalicznego, natomiast spoiwo kaolinitowe – środowiska słabo kwaśnego, lekko utleniającego. Tworzenie się spoiw hydromikowych da się łatwo pogodzić z morskim czy przybrzeżnym środowiskiem tworzenia się pias-

## SKŁAD GRANULOMETRYCZNY

Badania granulometryczne piaskowców białego spągowca wykonano metodą pomiarów ziarn w szlifach mikroskopowych. Otrzymane dane przeliczono na wyniki porównywalne z wynikami analiz sitowych metodą podaną przez Friedmana (1958). Próby do badań wytypowano w sposób następujący: 11 prób pochodzi z wyrobisk białego spągowca prowadzonych w obrębie typu  $\beta$ , 22 próby pochodzą z 3 profilów wiertniczych, które przebiły piaskowce typu  $\beta$  i  $\alpha$  białego spągowca oraz weszły w osady strefy przejściowej pomiędzy czerwonym i białym spągowcem z czego 15 prób pochodzi z rdzenia profilu wiertniczego V (fig. 2, profil V). W sumie badania granulometryczne wykonano w 33 szlifach mikroskopowych. Do badań wytypowano w większości próby pochodzące z profilów wiertniczych, ponieważ dawało to możliwość uchwycenia ewentualnych różnic między piaskowcami typu  $\alpha$  i  $\beta$  białego spągowca. Dla przebadanych prób obliczono następujące parametry teksturalne: medianę ( $Md$ ), średnią średnicę ( $Mz$ ), współczynnik wysortowania ( $So$ ), odchylenie standardowe ( $\delta$ ), odchylenie kwartyli ( $QDa$ ), skośność rozkładu ( $Sk_I$ ) i kurtozę ( $K_G$ ). Parametry te wykorzystane zostały dla porównania badanych prób pomiędzy sobą oraz z parametrami piaskowców białego spągowca występującego w obszarach Harcu i Werra—Fulda, przedstawionymi przez Pryora (1971). Ponadto parametry teksturalne posłużyły dla projekcji punktów reprezentujących badane próby na diagramy Friedmana (1961), Bullera i McManusa (1972).

## PARAMETRY TEKSTURALNE

Biały spągowiec jest osadem bardzo jednorodnym. Reprezentują go piaskowce o medianach nie przekraczających 0,23 mm i średnich średnicach ziarn nie przekraczających 0,24 mm. Mediany nielicznych przewarstwień mułowców nie spadają poniżej 0,042 mm. Wartości mediany najczęściej wahają się w zakresie 0,15—0,20 mm, a średnich średnic ziarn w zakresie 0,15—0,22 mm, co pozwala zaliczyć badane piaskowce według klasyfikacji Wentwortha do drobno— lub bardzo drobnoziarnistych. Sporadycznie występujące (np. w grzbietach riplemarków i struktur płomieniowych) warstewki mułowców nie odgrywają w masie osadu większej roli.

Piaskowce są z reguły dobrze wysortowane, wartości współczynnika wysortowania wynoszą od 1,05 do 1,40, najczęściej od 1,15 do 1,30, a współczynniki dyspersji od 0,31 do 0,69.

Asymetria rozkładu aż w trzech przypadkach na 33 przebadane próby wykazała wartość zero (rozkłady całkowicie symetryczne), co oznacza, że ilość materiału drobniejszego od mediany i grubszego od mediany jest jednakoowa, a dla wielu prób wartość ta jest nieznacznie różna od zera. Większość prób wykazuje asymetrię dodatnią w granicach od 0 do 0,28 mm, w trzech przypadkach do 0,50 mm, co oznacza, że większość przebadanych piaskowców posiada niezbyt dużą przewagę frakcji drobniejszych od mediany (por. tab. 1).

Domieszka materiału ilastego w piaskowcach nie przekracza 8%, co pozwala zaliczyć je według klasyfikacji Gilberta (Williams, Turner, Gilbert 1955) do arenitów.

Porównanie parametrów teksturalnych obliczonych dla piaskowców białego spągowca monokliny przedsudeckiej z analogicznymi parametrami białego spągowca z obszarów Harcu i Werra—Fulda (Pryor 1971) nasuwa następujące wnioski: piaskowce z Harcu i Werra—Fulda są bardziej gruboziarniste, posiadają nieco większe domieszki frakcji drobniejszych od mediany, w tym materiału ilastego, niż piaskowce z monokliny przedsudeckiej, a ponadto są od nich z reguły gorzej sortowane. W sumie jednak skład granulometryczny tych piaskowców jest bardzo podobny. Należy przy tym zwrócić uwagę na fakt, że większe rozbieżności teksturalne istnieją pomiędzy piaskowcami z obszarów Harcu i Werra—Fulda, niż pomiędzy piaskowcami monokliny przedsudeckiej i Harcu (por. Pryor 1971, tab. 3, profil Cornberg i tab. 1 w niniejszej pracy).

## INTERPRETACJA DIAGRAMÓW

Wobec bardzo wielu czynników kształtujących skład granulometryczny osadów, od stworzenia na jego podstawie warunków sedymentacji w sposób bezpośredni jest najczęściej niemożliwe. Możliwe jest natomiast wyciągnięcie przybliżonych wniosków o warunkach środowiskowych metodą zestawiania parametrów teksturalnych na diagramach i porównywania wyników z diagramami osadów, których środowisko sedymentacyjne było znane (por.

Tabela 1

Zestawienie parametrów teksturalnych piaskowców białego spągowca  
Textural parameters for the Weissliediges sandstones

Numer próby Sample number	$Md$ [mm]	$So$	$QDa$ [mm]	$Mz$ [ $\varphi$ ]	$\sigma$ [ $\varphi$ ]	$Sk_I$ [ $\varphi$ ]	$K_G$ [ $\varphi$ ]
V-2	0,23	1,21	0,06	2,16	0,51	0,25	0,88
V-3	0,20	1,39	0,06	2,60	0,59	0,50	0,75
V-6	0,17	1,33	0,05	2,43	0,62	-0,29	1,22
V-7	0,15	1,22	0,025	2,75	0,42	0,28	1,06
V-8	0,14	1,27	0,035	2,90	0,65	0,46	1,40
V-9	0,18	1,10	0,04	2,50	0,51	0,18	1,39
V-10	0,19	1,10	0,04	2,40	0,44	0,0	1,31
V-11	0,22	1,24	0,05	2,20	0,51	0,09	0,88
V-12	0,19	1,21	0,035	2,46	0,56	0,20	1,49
V-13	0,18	1,33	0,05	2,57	0,62	0,20	1,72
V-14	0,22	1,28	0,055	2,23	0,56	0,23	0,97
V-15	0,18	1,16	0,03	2,50	0,44	0,13	1,31
V-16	0,17	1,24	0,037	2,56	0,49	0,05	1,23
V-18	0,18	1,18	0,03	2,53	0,39	0,28	1,43
V-19	0,17	1,16	0,022	2,30	0,47	0,11	2,50
VI-1	0,17	1,29	0,042	2,63	0,54	0,08	0,99
VI-2	0,16	1,29	0,042	2,63	0,56	0,13	1,25
VI-3	0,175	1,30	0,047	2,50	0,59	0,03	0,97
VII-1	0,225	1,30	0,06	2,16	0,58	0,0	0,92
VII-2	0,19	1,39	0,065	2,40	0,65	0,0	0,83
VII-3	0,17	1,15	0,025	2,56	0,41	0,03	1,10
VII-4	0,24	1,39	0,08	2,08	0,69	0,05	0,95
9-1	0,165	1,15	0,035	2,66	0,53	0,11	1,19
9-2	0,14	1,18	0,035	2,86	0,59	0,03	1,23
9-3	0,13	1,19	0,035	3,00	0,64	-0,03	1,07
9-4	0,125	1,23	0,04	3,03	0,65	-0,02	1,28
10-1	0,08	1,17	0,017	3,70	0,44	0,13	0,94
10-2	0,05	1,18	0,009	4,23	0,50	0,07	0,55
10-3	0,08	1,31	0,021	3,70	0,60	0,50	1,02
10-4	0,07	1,22	0,015	3,76	0,48	-0,03	1,39
10-5	0,042	1,05	-	4,50	0,31	-0,08	3,70
1-1	0,19	1,24	0,0425	2,37	0,56	-0,05	1,23
2-1	0,155	1,26	0,035	2,70	0,48	-0,03	0,88

Figurey 5 i 6 zostały skonstruowane w oparciu o obliczenia momentów według Friedmana (1961).

Figures 5 and 6 have been constructed on the base numeration of moments according to Friedman (1961).

Friedman 1961; Buller, McManus 1972). Czynnikiem bardziej niż inne zapisującym się w składzie granulometrycznym jest dynamika (energia) środowiska, a więc charakter transportu, oraz zmiany tej dynamiki, co wiąże się z kolei z problemem redepozycji osadów i „dziedziczenia” cech transportu z wcześniejszych środowisk.

W pracy przedstawiono na diagramach stosunek średniej średnicy ziarn do odchylenia standardowego i skośności rozkładu do odchylenia standardowego według Friedmana (1961) oraz odchylenia kwartyli do mediany według Bullera i McManusa (1972).

Na diagramie Bullera i McManusa (fig. 4) można stwierdzić częściowo odrębne układanie

się punktów projekcyjnych prób pochodzących z białego spągowca i z zalegających poniżej piaskowców strefy przejściowej (por. fig. 2). Punkty projekcyjne piaskowców białego spągowca układają się najczęściej wzdłuż linii osadów fluwiatylnych. Punkty piaskowców strefy przejściowej układają się głównie wzdłuż linii osadów eolicznych, a częściowo wzdłuż linii osadów plażowych i przybrzeżnych. Diagram ten można odczytać następująco: piaskowce pochodzące ze strefy przejściowej powstały w układzie zmiennych prądów wody charakterystycznych dla obszaru plaż przybrzeżnych nasypów piaszczystych, a część z nich mogła także przejść przez stadium transportu eolicznego, przy czym w strefie przybrzeżnej poja-

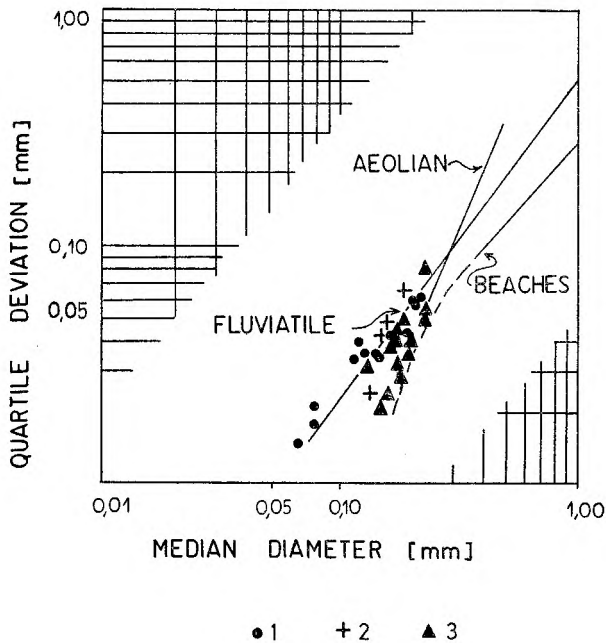


Fig. 4

Wykres zależności odchylenia kwartyli od mediany dla piaskowców białego spągowca

Linie symetryczne środowisk według Bullera, McManusa (1972). Symbole punktów projekcyjnych jak na fig. 3

Quartile deviation versus median diameter for the Weissliegendes sandstones

Composite trend lines according to Buller and McManus (1972). See figure 3 for more explanation

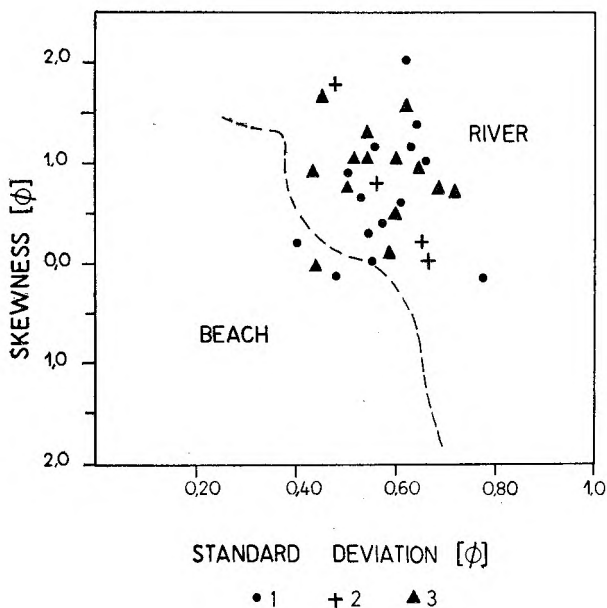


Fig. 5

Wykres zależności skośności rozkładu od odchylenia standardowego dla piaskowców białego spągowca

Pola środowisk według Friedmana (1961). Symbole punktów projekcyjnych jak na fig. 3

Skewness versus standard deviation for the Weissliegendes sandstones

Environmental interpretation after Friedman (1961). See figure 3 for more explanation

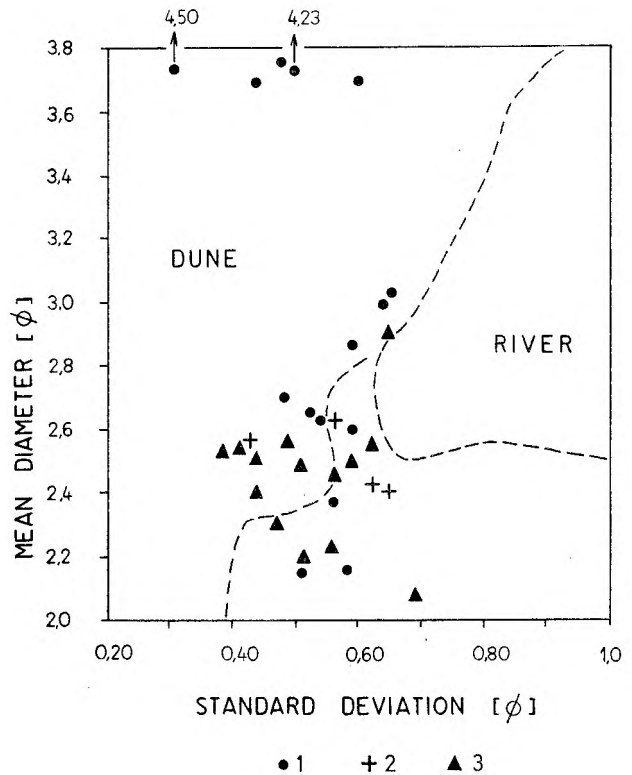


Fig. 6

Wykres zależności średniej średnicy ziarn od odchylenia standardowego dla piaskowców białego spągowca

Pola środowisk według Friedmana (1961). Symbole punktów projekcyjnych jak na fig. 3

Mean diameter versus standard deviation for the Weissliegendes sandstones

Environmental interpretation according to Friedman (1961). See figure 3 for more explanation

wiały się również jednokierunkowe prądy wody, podobne do fluwiatylnych. Osady białego spągowca powstały głównie przy udziale jednokierunkowego prądu wody, niekoniecznie w ścisłym tego słowa znaczeniu fluwiatylnego, lecz o podobnej dynamice.

Na diagramie zależności skośności rozkładu i odchylenia standardowego wykonanym według Friedmana (fig. 5) większość punktów projekcyjnych badanych piaskowców grupuje się w środowisku i w górnej części diagramu, z tym że układają się one głównie w polu piasków rzecznych. Znamienne jest, że bardzo podobny rozkład punktów na analogicznym diagramie stwierdzono w górnokredowych piaskowcach Gór Stołowych, które powstały niewątpliwie w środowisku litoralnym (por. Jerzykiewicz 1968).

Na diagramie zależności średniej średnicy ziarn od odchylenia standardowego (fig. 6) wykonanym również według Friedmana (1961),



większość punktów projekcyjnych grupuje się w środku diagramu w pobliżu linii ograniczającej środowisko diun. Brak jest punktów projekcyjnych w polu piasków rzecznych. Część punktów leży w obrębie pola diun, część w polu nieidentyfikowanym.

Dzięki przebadaniu prób z kilku wierceń udało się prześledzić zmiany składu granulometrycznego zachodzące w piaskowcach białego spągowca w zależności od położenia w profilu. Porównywano następujące parametry: medianę, średnią średnicę ziarn, współczynnik wysortowania i odchylenie standardowe. Jak się okazało, parametry te zmieniają się w profilu, lecz w sposób dość przypadkowy.

Wnioski wynikające z interpretacji cech teksturalnych białego spągowca oparte w znacznej mierze na przedstawionych diagramach są następujące:

1. Nie ma istotnych różnic składu granulometrycznego w obrębie przyjętych w obecnej pracy wydzieleni.

2. Brak wyraźnych różnic pomiędzy składem granulometrycznym piaskowców typu  $\alpha$  i  $\beta$ , natomiast piaskowce białego spągowca obu typów różnią się nieco od piaskowców strefy

granicznej, przy czym różnica ta wydaje się wynikać ze zmiany warunków sedymentacji (fig. 4).

3. Sprzeczne dane co do środowiska, jakie można odczytać z kolejnych diagramów, wydają się wskazywać, że badane osady białego spągowca nie wykazują konsekwentnie cech charakterystycznych dla osadów fluwiatylnych ani eolicznych (fig. 5 i 6).

4. Istnieje duże podobieństwo w składzie granulometrycznym opisywanych piaskowców i piaskowców białego spągowca z Harcu, którym Pryor (1971) przypisuje morską genezę, wykazując że nie mogą to być osady pochodzenia eolicznego.

5. Część badanych piaskowców mogła odziedziczyć pewne cechy teksturalne po środowiskach, w których były deponowane poprzednio. Na pochodzenie niektórych z nich z redepozycji wskazują między innymi spotykane w części prób bimodalne rozkłady ziarnowe.

6. Rozkład punktów projekcyjnych na diagramie wykonanym według Bullera i McManusa (fig. 4) wskazuje, że piaskowce występujące w strefie przejściowej mogły się częściowo osadzić w środowisku eolicznym.

## STRUKTURY SEDYMENTACYJNE

W przeanalizowanych profilach białego spągowca stwierdzono występowanie różnorodnych pierwotnych struktur sedymentacyjnych. Przeważają wśród nich struktury związane z erozyjną i akumulacyjną akcją prądu wody oraz struktury deformacyjne powstałe na skutek oddziaływania prądu wody na świeżo złożone, nieskonsolidowane osady. Oprócz struktur prądowych obserwowano pograży i struktury biogeniczne. Jako wtórne autorzy odróżniają struktury powstałe w czasie diagenety z nagromadzenia substancji rudnej i żelazistego pigmentu.

Struktury sedymentacyjne w osadach białego spągowca widoczne są w ociosach chodników w kopalniach i w rdzeniach wiertniczych dzięki pewnemu zróżnicowaniu wielkościowemu ziarn. Należy jednak podkreślić, że zróżnicowanie to jest na ogół niewielkie i ogranicza się do występowania na przemian osadów należących do dwóch frakcji, a mianowicie: występujących w przewodzie drobnoziarnistych piaskowców i tworzących w nich laminy osadów frakcji mułu. Zidentyfikowanie struktur

ułatwia fakt, że osady mułowcowe posiadają ciemnoszare zabarwienie i są w związku z tym dobrze widoczne w białym lub jasnoszarym piaszczystym tle. Niekiedy jednak, zwłaszcza w przypadku braku warstw mułowców, struktury w piaskowcach nie są widoczne. Na ogół wynika to z braku odpowiednio dużej różnicy w uziarnieniu, która jest niezbędna do podkreślenia struktur skały. Autorzy przedstawianej pracy są zdania, że udział tzw. piaskowców bezstrukturalnych w zbadanych przez nich profilach białego spągowca jest znikomy w porównaniu z piaskowcami wykazującymi struktury sedymentacyjne, pomimo że na pozór może się wydawać, że jest odwrotnie. Większość opisanych poniżej struktur była czytelna dopiero po starannym przecięciu prób.

## STRUKTURY KUMULACYJNE

Osady typu  $\alpha$  charakteryzują się występowaniem przekątnie warstwowanych zestawów lamin znacznej miąższości (fig. 2). Mają one charakter tabularnych, płaskich. Powierzchnie



a



b

Fig. 7

Laminacja w zestawach przekątnych wielkiej skali z osadów białego spągowca typu  $\alpha$

$a$  – laminy ciemnych mułowców wśród lamin piaszczystych wykazujących gradacyjne uporządkowanie ziarn, próba VII-2;  $b$  – laminy mułowców wykazujące drobne deformacje typu płomieniowego, próba 14-1. Wielkość naturalna

Lamination in sets of large-scale cross-strata from the alpha-type Weissliegendes deposits

$a$  – laminae of dark siltstone among laminae of graded sandstone, sample VII-2;  $b$  – laminae of siltstone showing small flame-like deformation structures, sample 14-1. Natural size

graniczne zestawów lamin są niekiedy zbieżne. Cecha ta w połączeniu ze znaczną miąższością zestawów, przekraczającą często 2 m, była przyczyną określenia tego rodzaju warstwowania jako krzyżowe typu wydumowego i uznania białego spągowca za osad pochodzenia eolicznego (por. Eisenhuth, Kautzsch 1954).

Miąższość tego typu zestawów lamin w omawianym terenie mieści się w granicach 0,5 do 2 m. Należy jednak zaznaczyć, że ograniczona do około 3 m wysokość wyrobisk nie pozwala na ogół na dokładne określenie miąższości zestawów. Zwykle obserwuje się bowiem jedynie dolną część jednego z zestawów oddzieloną powierzchnią graniczną od górnej części drugiego, widocznego w dolnej części ściany.

Laminy w zestawach przekątnych mają przebieg regularny, są równoległe do siebie i mają miąższość około 1 cm. Wykazują strukturę gradacyjną polegającą na występowaniu frakcji najgrubszych (zwykle średnioziarnisty piasek) w części dolnej i cienkiej smuzki materiału mułowcowego w górnej. Niekiedy ciemny materiał mułowcowy tworzy odrębne cienkie laminy (fig. 7a). Laminy mułowców wykazują niekiedy powierzchnie graniczne charakterystyczne dla odkształceń osadu w stanie hydroplastycznym (fig. 7b). Podobne deformacje są na większą skalę rozwinięte w osadach typu  $\beta$  i zostaną szczegółowo opisane poniżej. Odnotowanie występowania ciągłych lamin mułowców i wspomnianych struktur deformacyjnych w obrębie wielkoskalowych zestawów przekątnych typu  $\alpha$  jest warte szczególnego podkreślenia, ponieważ analogiczne zestawy przekątne w obszarze niecki mansfeldzkiej są interpretowane jako wydmy. Autorzy przedstawianej pracy nie wykluczają wprawdzie możliwości istnienia czynnika eolicznego przy powstawaniu białego spągowca, jednak nie stwierdzili typowych dla wydmy rodzajów warstwowań. Wydzielone jako typ  $\alpha$  wieloskalowe zestawy lamin przekątnych, podobnie jak opisane przez Pryora (1971) z obszaru Werra – Fulda i przedpola Harcu, powstały w środowisku wodnym.

W osadach typu  $\beta$  obserwuje się najczęściej warstwowanie poziome lub nachylone pod niewielkim kątem. Słabo nachylone, równoległe do siebie, laminy mułowców można było wielokrotnie śledzić na odcinkach wielu metrów. Ich poziome rozprzestrzenienie było w praktyce ograniczone rozmiarami nadających się do obserwacji fragmentów ścian. Niekiedy mułowcowa laminacja wykazywała wyraźne nachylenie przybierając charakter warstwowania nachylonego (pl. II2). Laminy o nachyleniu przekraczającym  $10^\circ$  obserwowano w osadach typu  $\beta$  sporadycznie, posiadały one znacznie mniejsze rozprzestrzenienie poziome – przechodziły obocznie bądź w warstwy o mniejszym nachy-

leniu, bądź gubiły się w osadzie o niewyraźnym warstwowaniu.

Laminy mułowców wykazują często przebieg falisty. Rozmiary fal są bardzo różne. Formy duże obserwowane w ścianach wyrobisk mają szerokość kilku metrów i głębokość około 1 m. Formy mniejsze, rzędu decymetrów i centymetrów, uwidaczniały się po przecięciu prób (pl. III). Piaskowce oddzielone laminą mułowca o falistym przebiegu nie wykazują na ogół widocznej struktury i nie różnią się pod względem teksturalnym. W sporadycznych przypadkach w zagłębieniach pomiędzy grzbietami omawianych fal piaskowych obserwowano skośnie warstwowane zestawy lamin piaskowców. Nieliczne obserwowane przypadki warstwowania przekątnego średniej skali w osadach białego spągowca typu  $\beta$  miały charakter agradacyjnego. Stwierdzono w ich obrębie zarówno zestawy tabularne, jak i rynnowe.

Riplemarki i związane z ich powstawaniem i przemieszczaniem się różne rodzaje laminacji są charakterystyczne dla osadów białego spągowca typu  $\beta$ . Struktury te występują bądź w formie widocznych w przekroju pojedynczych poziomych ciągów riplemarków (pl. III 1), bądź jako zespoły wielokrotnie nakładające się w profilu pionowym i tworzące w ten sposób szczególny rodzaj laminacji (pl. III 2, 3). W polskiej literaturze geologicznej nosi on nazwę riplemarków wstępujących (Gradziński 1973). W literaturze anglosaskiej jako termin ogólny dla tego rodzaju struktur spotyka się różne terminy: ripple lamination (McKee 1965), ripple cross-lamination (Jopling, Walker 1968), climbing-ripple lamination (Reineck, Singh 1973). Wydaje się, że najważniejszym jest termin McKee (1965), który w brzmieniu polskim laminacja riplemarkowa będzie stosowany w obecnym opracowaniu.

Dla wyjaśnienia genezy występujących w osadach białego spągowca różnych typów laminacji riplemarkowej bardzo pomocne są opisy eksperymentów i wynikająca z nich klasyfikacja tego rodzaju struktur przedstawiona przez wspomnianego wyżej autora (McKee 1965, tab.1). W jego ujęciu w obrębie laminacji riplemarkowej należy rozróżnić dwa genetycznie odrębne typy. Pierwszy z nich tworzą laminy riplemarkowe nie nakładające się (ripple laminae without superposition), które odpowiadają występującym w osadach białego spągowca pojedynczym ciągom riplemarkowym (pl. III 1). W odróżnieniu od wielokrotnie na-

kładających się lamin riplemarkowych ten najprostszy typ laminacji riplemarkowej nazywany będzie laminacją riplemarkową jednokrotną. Powstaje ona w wyniku migracji riplemarków bez dostawy materiału okruchowego.

Laminacja riplemarkowa wielokrotna złożona z nakładających się w profilu lamin riplemarkowych (superposed ripple laminae) tworzy się w warunkach dostawy materiału okruchowego. Przypadki, gdy nakładające się na siebie kolejno ciągi riplemarków nie wykazują w stosunku do siebie przemieszczenia w fazie nazywać będziemy laminacją riplemarkową wielokrotną bez przemieszczenia (superposed ripple laminae without drift — McKee 1965; ripple laminae in-phase — Reineck, Singh 1973). Przemieszczone w stosunku do siebie w poziomie ciągi riplemarkowe dają w przekroju poprzecznym strukturę, którą określać będziemy terminem laminacja riplemarkowa wielokrotna z przemieszczeniem (superposed ripple laminae with drift — McKee 1965; ripple drift cross-lamination — Jopling, Walker 1968; ripple laminae in-drift — Reineck, Singh 1973). Obserwowana w osadach białego spągowca laminacja riplemarkowa wielokrotna reprezentuje z reguły ostatni z omówionych przypadków (pl. III 2, 3).

Wielkość przemieszczenia riplemarków w stosunku do siebie bywa różna w zależności od stosunku ilości materiału transportowanego przez prąd w zawieszeniu do ilości materiału wlezonego po dnie (suspension) traction ratio — Jopling, Walker 1968). Konsekwencją różnego stopnia przemieszczenia riplemarków jest powstanie różnych typów geometrycznych w obrębie laminacji riplemarkowej wielokrotnej (Jopling, Walker 1968; fig. 5). Typ A laminacji riplemarkowej wielokrotnej z przemieszczeniem charakteryzuje się brakiem doprądowych skłónów riplemarków. Reprezentuje on przypadek dominacji trakecji jako czynnika towarzyszącego sedymentacji w przeciwieństwie do laminacji riplemarkowej sinusoidalnej (sinusoidal ripple lamination — Jopling, Walker 1968), która powstaje w warunkach przewagi depozycji z zawieszenia. Pośrednim pomiędzy wskazanymi typami laminacji riplemarkowej wielokrotnej z przemieszczeniem jest typ B, który tworzy się przy wyrównanym udziale trakecji i zawieszenia.

Pomiędzy wyróżnionymi głównymi typami laminacji riplemarkowej wielokrotnej z prze-

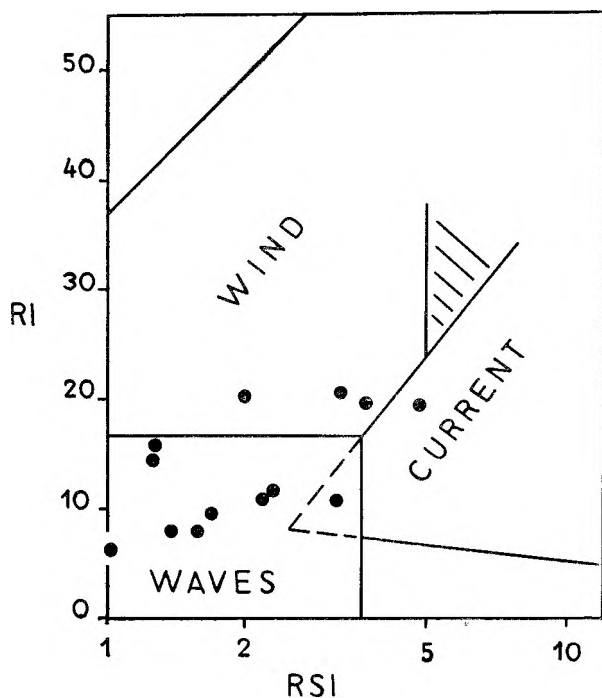


Fig. 8

Wykres zależności indeksu ( $RI$ ) od współczynnika symetrii ( $RSI$ ) dla riplemarków z osadów białego spągowca

$RI$ -index versus symmetry index ( $RSI$ ) for ripple marks from the Weissliegende deposits

mieszczeniem istnieją ciągłe przejścia w obu kierunkach w zależności od zmieniających się warunków hydrodynamicznych, a w szczególności od chwilowej przewagi trakcji lub suspensji. Przy takiej zmienności warunków tworzyła się widocznie laminacja riplemarkowa wielokrotna w osadach białego spągowca skoro można wśród niej zidentyfikować zarówno formy sinusoidalne, formy typu A i stosunkowo najczęściej formy typu B, a także formy przejściowe (pl. III2,3).

Z tworzeniem się riplemarków związany jest występujący w osadach białego spągowca, odrębny od wyżej opisanego, typ struktur określane jako warstwowanie soczewkowate (lenticular bedding — Reineck, Singh 1973). Tworzą je powtarzające się w profilu poziome ciągi soczewek zbudowanych z materiału piaszczystego oddzielone warstewkami mułu (pl. II2).

W kilkunastu przypadkach można było wykonać dokładne pomiary riplemarków, które pozwoliły na obliczenie ich indeksu (zmienia się on w granicach od 6 do 20) i współczynnika symetrii (od 1,0 do 4,8). Wykres zależności tych parametrów przedstawia figura 8. Pozwala ona na określenie środowiska, w którym two-

rzyły się badane riplemarki. Metoda ta opiera się na porównaniu z wynikami Tunnera (1966), który na podstawie obserwacji współcześnie tworzących się riplemarków stwierdził zależność pomiędzy wspomnianymi parametrami i środowiskiem tworzenia się riplemarków. Jak widać na załączonym diagramie, większość analizowanych riplemarków mieści się w polu form falowych. Należy sądzić, że większość riplemarków występujących w osadach białego spągowca powstała na skutek działania fal. W trzech przypadkach punkty projekcyjne riplemarków przekraczają nieco pole form powstałych w wodzie i wpadają w pole form eolicznych. Jednakże inne cechy tych form, a przede wszystkim laminy materiału mułowcowego biorące udział w ich budowie, przesadzają o ich wodnym pochodzeniu.

#### STRUKTURY DEFORMACYJNE

Występujące w osadach białego spągowca ciemne laminy mułowców posiadają z reguły powierzchnie graniczne o różnorodnych, często bardzo urozmaiconych kształtach (pl. IV — VI). Widoczne na cytowanych fotografiach struktury posiadają formy o relacjach granicznych piaskowiec/mułowiec wskazujące na ich powstanie bądź na skutek przemieszczeń niespokojnego piasku i mułu przez płynięcie i fałdowanie w stanie hydroplastycznym (pl. IV, 1—3), bądź na skutek deformacji osadu częściowo już skonsolidowanego (pl. V2—4).

Omawiane osady, składające się z drobnoziarnistych piaskowców i mułowców — bardzo dobrze wysortowanych — złożonych z dobrze obtoczonych ziarn, były w okresie poprzedzającym konsolidację bardzo podatne na upłynnienie i przechodzenie w stan hydroplastyczny. Tego rodzaju osady są idealnym medium tworzenia się struktur deformacyjnych z upłynnienia (Shrock 1948).

Najczęściej występującymi w osadach białego spągowca typu  $\beta$  formami z upłynnienia są struktury płomiennowe (flame structure — Kelling 1958). Powstają one wówczas, gdy na świeżo złożony, pozostający w stanie hydroplastycznym, osad działa prąd wody. Wywiera on nacisk styczny do dna i powoduje zaburzenia w pierwotnym ułożeniu warstw. Najbardziej podatne na te zaburzenia są górne powierzchnie warstw mułu przykryte przez warstwy piasku. Muł wnika w wyżej leżące osady piaszczyste tworząc w nim opisywane formy

płomieni (pl. IV1-3). Są one najczęściej wyraźnie zorientowane, ponieważ tworzą się w polu działania jednokierunkowego prądu wody. Podobne do opisanych struktury płomieniowe zostały na drodze eksperymentów uzyskane przez Dżułyńskiego (1965).

Obserwacje struktur płomieniowych w różnych przekrojach pozwoliły na określenie ich kształtu w trzech wymiarach. Jeden z przekrojów pionowych jest płaszczyzną symetrii

struktury (fig. 9a,b). W drugim prostopadłym do niego przekroju struktury płomieniowe widoczne są bądź w formie soczew (fig. 10b), bądź jako równoległa, pozioma laminacja (fig. 10a). W innych, skośnych przekrojach pionowych struktury płomieniowe widoczne są jako laminacja o różnych nieregularnych kształtach (pl.IV3).

W osadach białego spągowca obserwuje się struktury płomieniowe różnej skali, od form

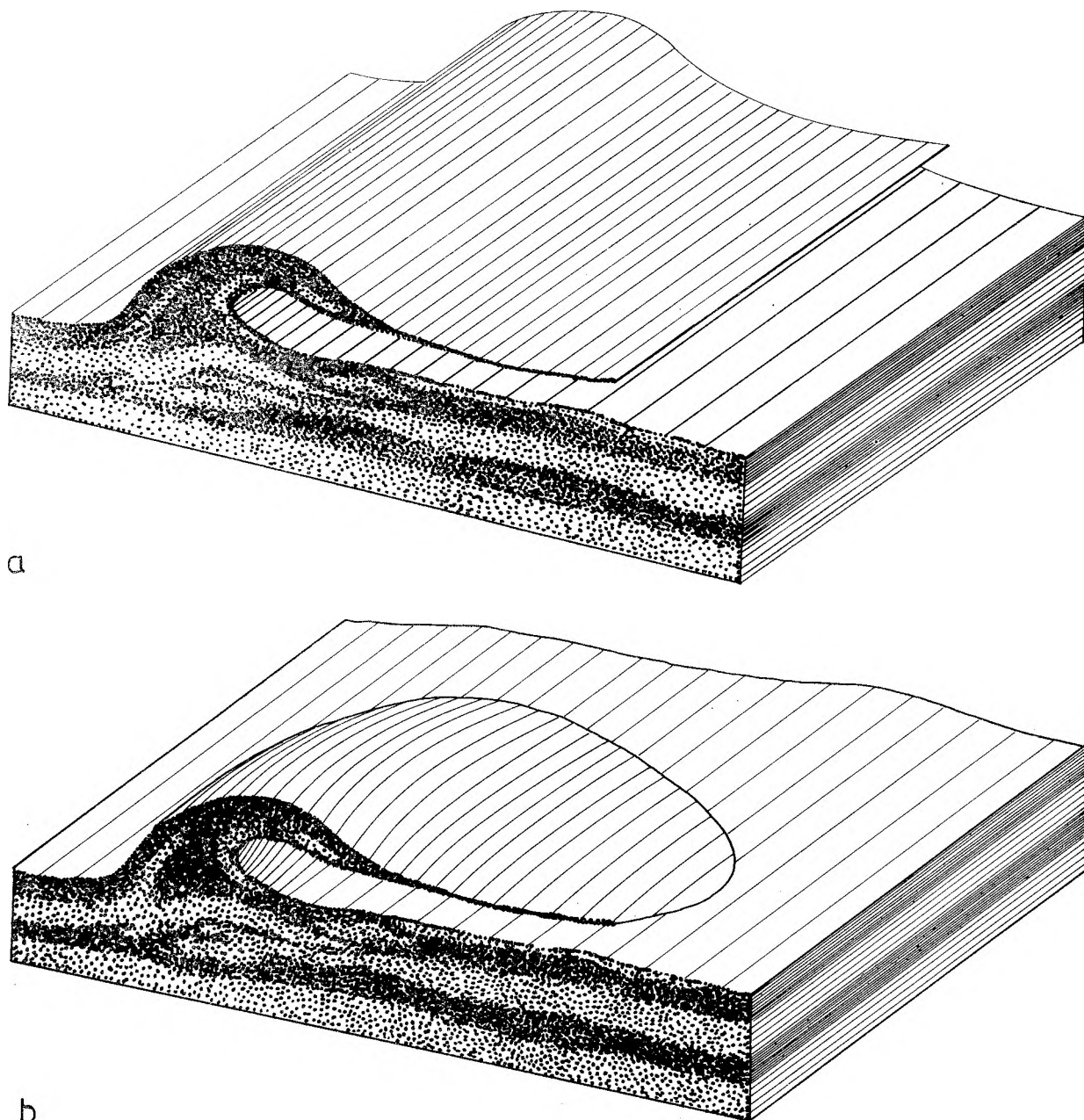


Fig. 9

Struktury płomieniowe z osadów białego spągowca w przekroju zgodnym z płaszczyzną symetrii

*a* – forma o bie u ciągłym; *b* – forma językowata. Kierunek prądu ze strony lewej ku prawej

Flame structures from the Weissligendes deposits as seen in sections parallel to their symmetry planes

*a* – two-dimensional feature; *b* – three-dimensional (tongue-shaped) feature. Paleocurrent from left to right

kilkumilimetrowych do przekraczających 1 metr. Posiadają one tę samą genezę, różnią się jedynie stopniem zaawansowania zjawiska odrywania się upłynionych i przemieszczonych przez prąd części macierzystej warstwy mułu. W przypadkach daleko posuniętego zafałdo-

wania lamin mułowca obserwuje się struktury konwolutive (pl. VI).

Innym typem deformacji hydroplastycznej stwierdzonej w osadach białego spągowca jest grzeźnięcie grzbietów riplemarków w podścielające je warstwy mułu (fig. 11). Mecha-

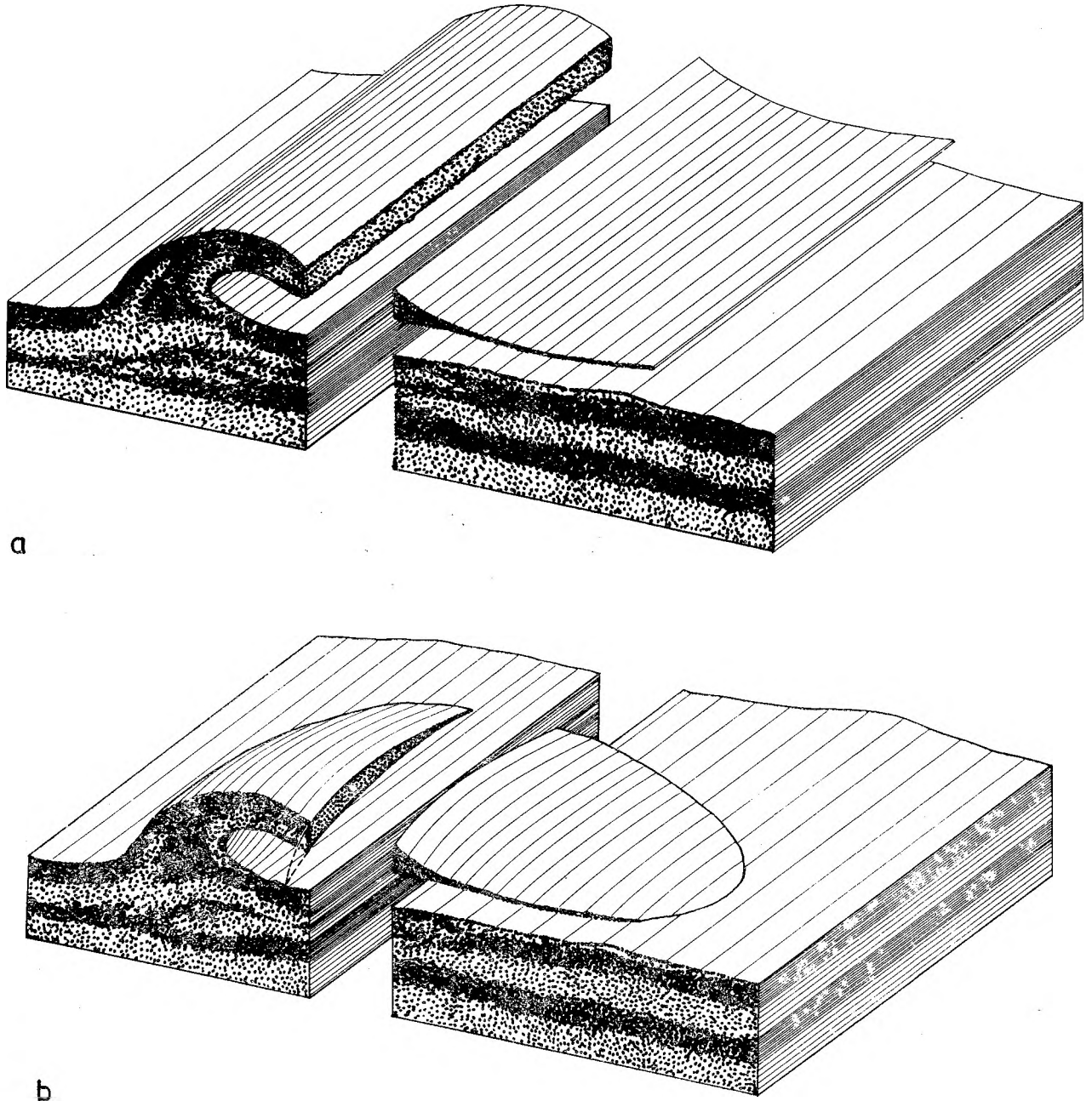


Fig. 10

Struktury płomieniowe z osadów białego spągowca w dwóch przekrojach: zgodnym z płaszczyzną symetrii i do niej prostopadłym

*a* – forma o biegu ciągłym wykazująca w przekroju prostopadłym do płaszczyzny symetrii laminację równoległą; *b* – forma językowata wykazująca w przekroju prostopadłym do płaszczyzny symetrii laminację soczewkową (por. pl. IV3)

Flame structures from the Weissliegendes deposits as seen in sections both parallel and perpendicular to their symmetry planes

*a* – two-dimensional feature. Note parallel lamination in perpendicular cross-section; *b* – three-dimensional feature. Note lens-shaped lamination in perpendicular cross-section (comp. pl. IV3)

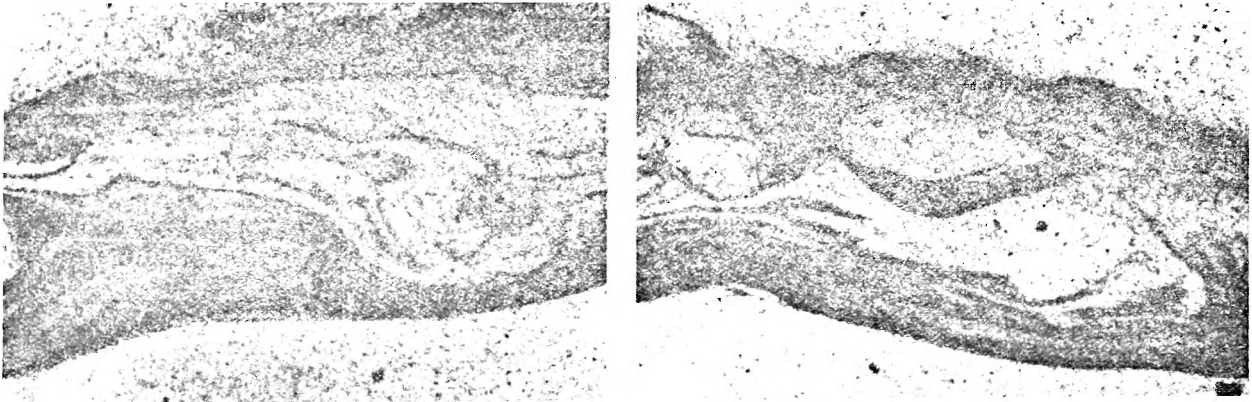


Fig. 11

Zaburzenia laminacji w osadach białego spągowca związane z pogrążeniem riplemarków  
Deformed lamination in the Weissliengendes deposits related to load-casted ripples

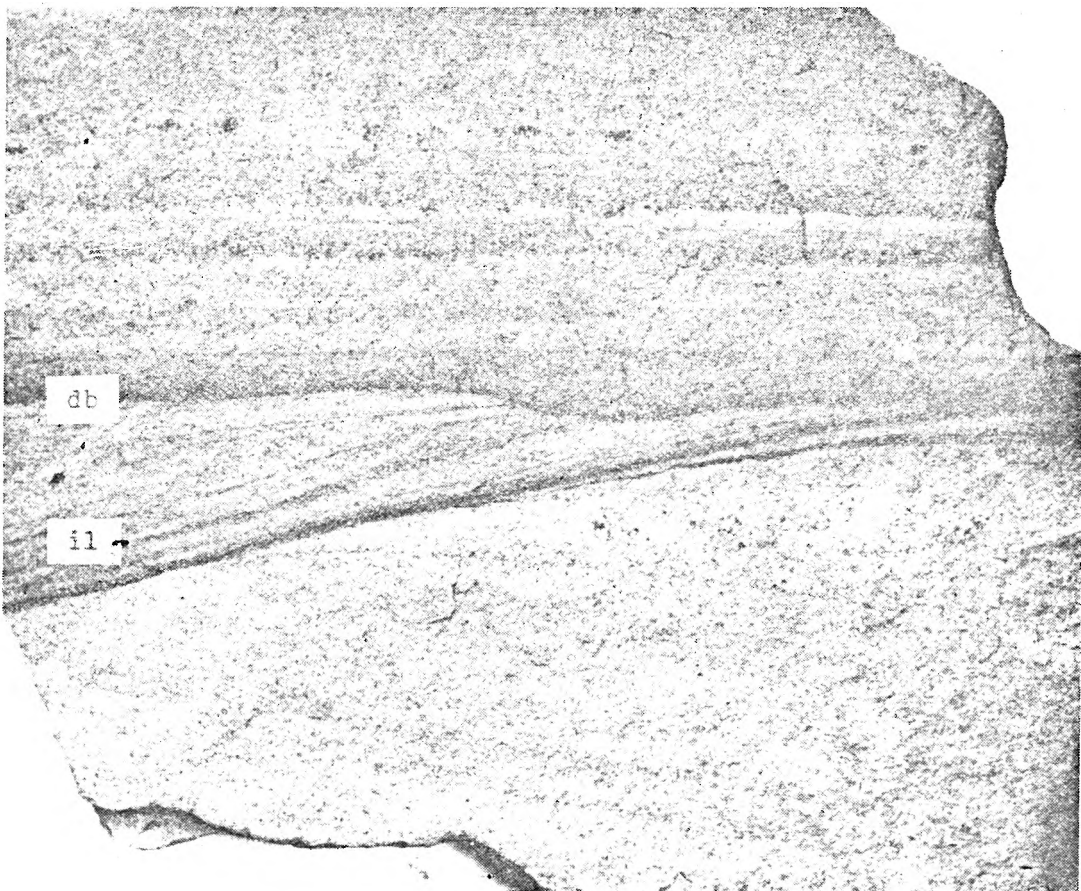


Fig. 12

Stosunek siarczkowego warstwowania diagenetycznego (*db*) do pierwotnej laminacji nachylonej (*il*) w piaskowcach białego spągowca. 2/3 wielkości naturalnej, próba 9-11

Relationship of sulphide diagenetic bedding (*sdb*) to inclined primary lamination (*il*) in the Weissliengendes sandstones. Two-thirds natural size, sample 9-11

nizm takich zjawisk został wyjaśniony przez Dżułyńskiego i Kotlarczyka (1962).

Opisane powyżej struktury deformacyjne ciągle powstają we wczesnej fazie kompaktacji, gdy osad znajduje się w stanie hydroplastycznym, tzn. jest miękki i tak przepojony wodą, że zachowuje się jak lepka ciecz. W następnej fazie kompaktacji, kiedy część wody zostanie już odprowadzona, powstają deformacje nieciągłe. Odprowadzenie wody interstycjalnej z warstw mułowców następuje nieco wcześniej niż z przedzielających je piaskowców, w związku z czym objawy poprzerywania lamin mułowców przez drobne diapiry piaszczyste i śródwarstwowe pęknięcia lamin obserwuje się w mułowcach (pl. V2—4). Lamin mułowców ulegają niekiedy wtórnemu wycienieniu, a nawet całkowitemu wyprasowaniu (pl. VII).

#### STRUKTURY DIAGENETYCZNE

Od poprzednio omówionych struktur akumulacyjnych i deformacyjnych, które autorzy zaliczają do pierwotnych, należy jako wtórne odróżnić występujące w osadach białego spągowca nagromadzenia substancji rudnej i żelazistego pigmentu (fig. 12; pl. VI2; pl. VII 4; pl. VIII).

Naśladujące warstwowanie frakcyjne smugi skupień rudnych nazywane w pracy siarczowym warstwowaniem diagenetycznym obserwuje się w piaskowcach powszechnie. W ścianach chodników w kopalniach zachowuje ono ciągłość na odcinkach wielu metrów i ma przebieg horyzontalny lub lekko pochylony. Składa się zwykle z kilku równoległych do siebie „warstw” o ostro zarysowanej dolnej powierzchni granicznej (pl. VII4).

O wtórnym, związanym z infiltracją w skonsolidowany osad, pochodzeniu warstwowania siarczowego świadczy jego przebieg niezależny od pierwotnych struktur sedymentacyjnych, co jest wyraźnie widoczne w przypadkach współwystępowania z laminacją wykazującą pochylenie pierwotne i strukturami płomieniowymi (fig. 12; pl. VI2).

W pierwszym z ilustrowanych przykładów (fig. 12) można zauważyć niezgodność pomiędzy przebiegającymi poziomo diagenetycznymi warstwami siarczowymi i pierwotnie pochylonymi laminami mułowców. Wśród bardzo licznie w osadach białego spągowca reprezentowanych struktur prądowych nie obserwowano takiego uporządkowania skupień

siarczaków, które wskazywałyby na depozycję pod wpływem prądu. Obserwowano jedynie przypadki naśladowania przebiegu poziomej laminacji przez diagenetyczne warstwowanie siarczowe.

Przykład drugi (pl. VI2) ilustruje rozwinięte na dużą skalę struktury płomieniowe świadczące o hydroplastycznym odkształceniu osadu i nieciągłe deformacje lamin mułowców, a pomiędzy nimi poziomo przebiegające warstwowanie siarczowe. Nie bierze ono udziału w deformacji, co musiałoby mieć miejsce gdyby powstało przed konsolidacją osadu.

Z obserwacji mikroskopowych wynika, że substancja siarczowa wchodzi w skład spoiwa w piaskowcach i powstała w miejsce starych spoiw kaolinowych i błonkowych (por. pl. IX4; a także rozdz. Charakterystyka petrograficzna). Stwierdzono pseudomorfozy siarczaków po dolomicie (pl. IX5) i korozję ziarn kwarcu przez siarczki.

W świetle powyższych obserwacji, wtórne, diagenetyczne pochodzenie okruszczenia piaskowców występujące w formie skupień naśladujących często warstwowanie nie ulega wątpliwości.

Z migracją roztworów w złożonym osadzie związane są również barwne plamy i nacieki substancji żelazistej (pl. VIII). Czerwono zabarwione piaskowce są charakterystyczne przede wszystkim dla dolnej części profilu białego spągowca wydzielonej w pracy jako strefa przejściowa. Tworzące ją warstwy składają się z występujących na przemian osadów barwy białej i czerwonej. Jednakże czerwone zabarwienie w osadach białego spągowca spotyka się w całym profilu, aż do kontaktu z lupkami miedzionośnymi. Formy barwnych plam i nacieków, a także sporadycznie występujących, warstwowo ułożonych skupień barwnych, świadczą o złożonych procesach migracji roztworów barwiących. Przypominające warstwowanie rozmieszczenie substancji barwiącej w piaskowcach współwystępuje niekiedy z siarczowym warstwowaniem diagenetycznym. Przypadek taki ilustruje plansza VIII. Pigment hematytowy występuje u dołu próby w formie warstwowo ułożonych plam o konturach górnych zarysowanych ostro, a powyżej tworzy już regularną warstwę o górnej granicy zarysowanej ostro i dolnej niewyraźnie. Przypomina ona swoją budową warstwowanie frakcyjne odwrócone w odróżnieniu od widocznego w tej samej próbie powyżej diagenetycznego warstwowania siarcz-



kowego, które w tym przypadku, jak zwykle w osadach białego spągowca, upodabnia się do warstwowania frakcjonalnego normalnego. Podobieństwo warstw pigmentu żelazistego i substancji siarczkowej do frakcjonalnego warstwowania nie ma rzecz jasna związku z procesem sedymentacji piaskowców. Polega ono na nie-

równomiernym nasyceniu spoiwa piaskowców pigmentem lub substancją siarczkową i jest związane z infiltracją roztworów. Zupełnie podobne do opisanych struktury otrzymano w drodze eksperymentalnej w wyniku migracji siarczków w piasku przepojonym wodą (Violo 1969).

### WARUNKI SEDYMENTACJI, PALEOPRĄDY

Zagadnienia środowiska sedymentacji białego spągowca i transgresji morskiej cechsztynu, poruszane w publikacjach cytowanych już w pierwszych rozdziałach pracy, zostały na nowo podjęte w dyskusji Smith'a (1971) z Pryor'em (1971). Drugi z autorów zakwestionował tradycyjny pogląd, według którego piaskowce białego spągowca miały stanowić przybrzeżne wydmy. Ów tradycyjny pogląd opierał się na porównaniu wielkiej skali przekątnego warstwowania piaskowców białego spągowca z warstwowaniem współczesnych wydm i stwierdzeniem drobnego i równego ziarna w dyskutowanych osadach. Te, rzeczywiście niewystarczające w świetle obecnych danych o środowiskach sedymentacyjnych, obserwacje posłużyły do skonstruowania obrazu paleogeograficznego niecki mansfeldzkiej, który zakładał wkroczenie morza cechsztyńskiego na obszar akumulacji eolicznej. W obszarze tym miały istnieć równoległe do siebie szeregi wydm zbudowane z przekątnie warstwowanych osadów białego spągowca. Zakładano przy tym lokalną resedymentację i powstanie części przekątnie uwarstwionych piaskowców tzw. szarego spągowca, występujących bezpośrednio pod łupkami miedzionośnymi, w przybrzeżnej strefie morza. Znajdywano w tym przypadku analogię pomiędzy wielkoskalowym przekątnym warstwowaniem piaskowców szarego spągowca a „wielkimi riplemarkami”, które obserwowano na wattowych wybrzeżach Morza Północnego (Eisenhuth, Kautzsch 1954, str. 64–67).

Rewizja poglądu o eolicznym pochodzeniu osadów białego spągowca przedpola Harcu i obszaru Werra—Fulda przeprowadzona przez Pryora (1971) opierała się głównie na obserwacjach petrologicznych. Na podstawie analizy parametrów składu granulometrycznego, kształtu i powierzchni ziarn w piaskowcach, a także na podstawie ich składu mineralnego, należy jego zdaniem uznać je za osady płytkiego morza. Wielkiej skali przekątnie warstwowane

ławice piaskowców należy zdaniem cytowanego autora interpretować jako podmorskie grzbieity piaszczyste.

Pogląd Pryora (*op. cit.*) spotkał się z krytyką Smitha (1971), który w polemicznym artykule zarzucił mu brak wystarczających dowodów na zaprzeczenie eolicznego pochodzenia białego spągowca i uznanie tych osadów za morskie.

Osady białego spągowca monokliny przedsudeckiej występują w analogicznej do obszarów klasycznych pozycji stratygraficznej i wykazują podobne wykształcenie facjalne. Zespół występujących w nich struktur sedymentacyjnych pozwala jednak na przedstawienie pełniejszego obrazu środowiska ich depozycji. Godzi się w tym miejscu przypomnieć dotyczący osadów białego spągowca pogląd Zwierzyckiego (1951), który powołując się na opisy wierceń w Muchoborze Wielkim i Klikowie, stwierdził, że ... „najniższe, przekątnie ułożone, warstwy dolnego cechsztynu składają się z wybielonych piaskowców, które zostały prawdopodobnie osadzone we wzburzonej, bogatej w tlen wodzie i wskazują na warunki brzeżne”.

Struktury sedymentacyjne występujące w osadach białego spągowca monokliny przedsudeckiej pozwalają na określenie własności fizycznych ośrodka depozycji i wskazanie kierunków transportu materiału okrucowego. Zespół struktur sedymentacyjnych występujących w osadach białego spągowca typu  $\beta$ , a zwłaszcza opisane rodzaje riplemarków i związane z ich powstawaniem rodzaje laminacji, a także struktury płomieniowe, nie pozostawiają żadnych wątpliwości co do wodnego ośrodka ich depozycji. Występujące w osadach typu  $\alpha$  zestawy lamin przekątnych wielkiej skali o zbieżnych powierzchniach granicznych również wykazują cechy osadzonych w wodzie. Wskazuje na to obecność ciągłych lamin materiału mułowcowego i spotykane niekiedy drobne struktury płomieniowe. Obecność osadów eolicznych w obrębie niższej części profilu białego spągowca, który w obszarze

monokliny przedsudeckiej reprezentują osady typu  $\alpha$ , nie jest wprawdzie wykluczona, ale na razie nie znaleziono na to przekonywających dowodów.

Pomiary kierunków transportu materiału okruchowego wykonano wykorzystując po-

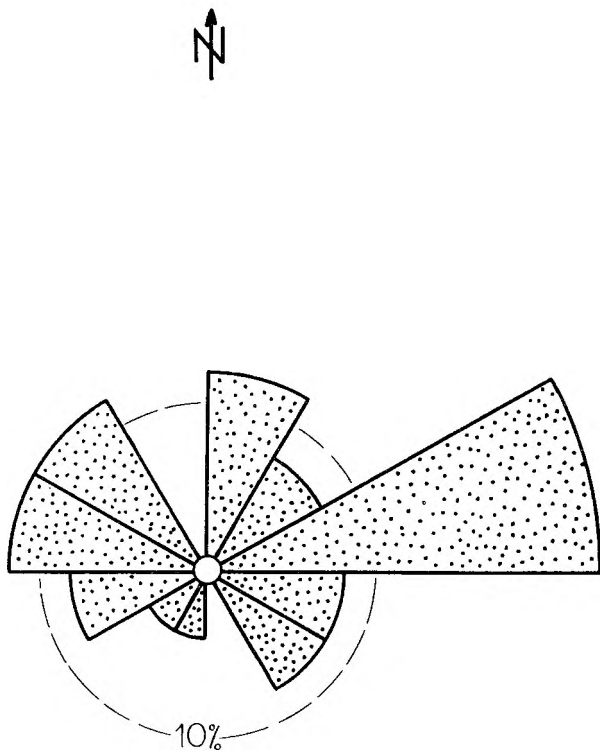


Fig. 13

Róża kierunków nachylenia warstw przekątnych średniej i dużej skali w osadach białego spągowca typu  $\beta$ . 24 pomiary

Rose diagram showing dip directions of large- and medium-scale foresets from the beta-type Weissliegendes deposits. 24 measurements

wszechnie uznane za wskaźniki warstwy odprądowe przekątnego warstwowania i riplemarki. Podjęto także próbę zastosowania do tego celu struktur płomieniowych.

Pomiary kierunków nachylenia warstw odprądowych w zestawach średniej i dużej skali wykonano w osadach typu  $\beta$  w kopalni. Otrzymany obraz wskazuje na dużą zmienność kierunków prądów (fig. 13). Dominującym jest kierunek wskazujący na przemieszczanie materiału okruchowego w kierunku EEN, ale zaznaczają się także wyraźnie kierunki WWN i NNE.

Kierunki prądów na podstawie riplemarków i riplemarkowej laminacji przekątnej wy-

konano głównie w oparciu o próby orientowane. Obraz uzyskany z wykonanych pomiarów jest bardziej przejrzysty (fig. 14). Wskazuje on na dwa zasadnicze kierunki prądów ku NNE i WWN.

Na orientowanych próbach wykonano również pomiary wergencji struktur płomieniowych. Rozrzut kierunków jest znaczny, ale podobnie jak w przypadku riplemarków dominuje kierunek ku NNE i wyraźnie zaznacza się również kierunek ku WWN (fig. 15). Można jak widać dopatrywać się korelacji pomiędzy kierunkami riplemarków i struktur płomieniowych. Potwierdza to pogląd, że struktury płomieniowe, podobnie jak laminacja konwolucyjna, powstają pod wpływem prądu deformującego osad znajdujący się w stanie hydroplastycznym i mogą rozwijać się z riplemarków (Kuenen 1953; Sanders 1960). W osadach białego spągowca obserwuje się niekiedy riplemarki wykazujące objawy deformacji upodobięte do struktur płomieniowych.

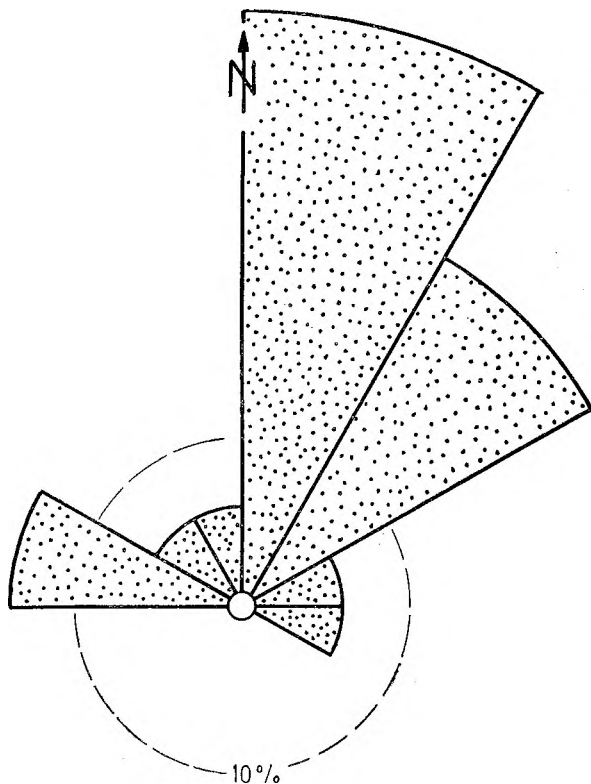


Fig. 14

Róża kierunków nachylenia riplemarkowych warstw odprądowych w osadach białego spągowca typu  $\beta$ . 16 pomiarów

Rose diagram illustrating dip directions of ripplemark foresets from the beta-type Weissliegendes deposits. 16 readings

Kierunki paleoprawd zestawione na mapie i diagramie zbiorczym przedstawiają obraz polimodalny (fig. 16). Zaznaczają się trzy maksima kierunków: NNE, EEN i WWN.

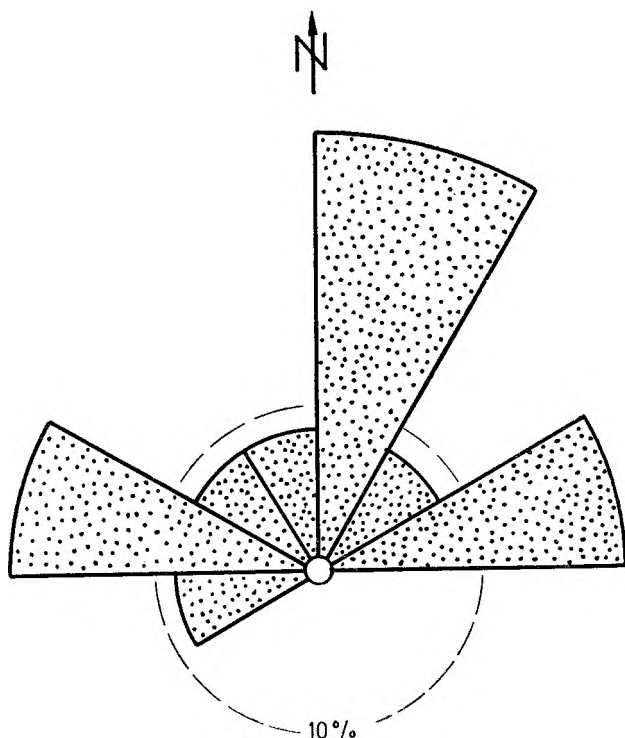


Fig. 15

Róża kierunków wergencji struktur płomieniowych w osadach białego spągowca typu  $\beta$ . 25 pomiarów

Rose diagram of flame-structure vergencies from the beta-type Weissliegendes deposits. 25 measurements

Taki wielokierunkowy rozkład paleoprawd charakterystyczny jest przede wszystkim dla osadów przybrzeżnych (Klein 1967; Selley 1968).

Dowody na sedymentację osadów białego spągowca w przybrzeżnej strefie morza są bardzo liczne. W pierwszym rzędzie należy wspomnieć o występowaniu fauny morskiej w stropie profilu tych osadów (Wyżykowski 1964; Tokarski 1966; Alexandrowicz, Jarosz 1971; Błaszczyk, Prymka 1973). Dzięki jej znalezieniu uważano najwyższą część osadów białego spągowca (warstwa bioturbacyjna w pracy) za osad morski. Autorzy pracy są zdania, że zasięg morskich osadów transgresywnego cechsztynu sięga znacznie niżej w profilu. Należy do nich włączyć zarówno osady białego spągowca  $\beta$ , jak i  $\alpha$ . Nie wykazują one między

sobą zasadniczych różnic zarówno w składzie mineralnym, jak i pod względem teksturalnym. Wszystkie występujące w nich struktury sedymentacyjne wskazują na warunki litoralne.

Wielkoskalowe przekątne warstwowanie należy interpretować jako podwodne nasypy piaszczyste. Jak już wspomniano, nie można wykluczyć istnienia w strefie brzegowej morza cechsztyńskiego podobnych morfologicznie form związanych z akumulacją eoliczną, zwłaszcza że zarówno dane petrograficzne jak i teksturalne świadczą o przejściu materiału piaszczystego składającego się na osady białego spągowca przez stadium transportu eolicznego. Jednakże form, którym można byłoby przypisać pochodzenie eoliczne, nie obserwowano.

Zespół opisanych w białym spągowcu monokliny przedsudeckiej struktur sedymentacyjnych, a zwłaszcza współwystępujących ze sobą różnych rodzajów laminacji riplemarkowej, fal piaskowych, przekątnego warstwowania rozwiniętego na skalę drobną i wielką przesądza o litoralnym środowisku depozycji. Wybrzeże morskie było niewątpliwie płaskie. Tworzące się w jego obszarze podwodne nasypy piaszczyste mogły odcinać pewne jego części od wpływów prądów litoralnych. W tych odizolowanych, być może międzyprądowych, zbiornikach tworzyły się najprawdopodobniej łupki miedzionośne. Podścielająca je warstwa bioturbacyjna, występująca w stropie białego spągowca, wykazuje cechy osadów równi pływowych (Reineck 1972). Łupki miedzionośne ze swoją bogatą i dobrze zachowaną florą roślin lądowych, a także fauną nie tylko morską, lecz także składającą się z dobrze zachowanych szkieletów gadów (por. Eisenhuth, Kautzsch 1954) niewątpliwie reprezentują środowisko pogranicza lądu i morza. Wydaje się, że przy określaniu modelu sedymentacji białego spągowca i wyżej leżących łupków miedzionośnych analogii wśród środowisk współczesnych należy szukać na płaskich wybrzeżach, gdzie w strefach międzyprądowych tworzą się nasypy piaszczyste (por. Klein 1970) i odcięte baseny akumulacji drobnodetrytycznej, w których podobnie jak na wybrzeżach wlotowych, czy może raczej namorzynowych, możliwy jest rozwój roślinności. Uzasadnienie przyjęcia takiego modelu środowiska sedymentacji białego spągowca i łupków miedzionośnych związane jest z występowaniem w nich okruszcowania, w związku z tym znajduje się także w następnym rozdziale.

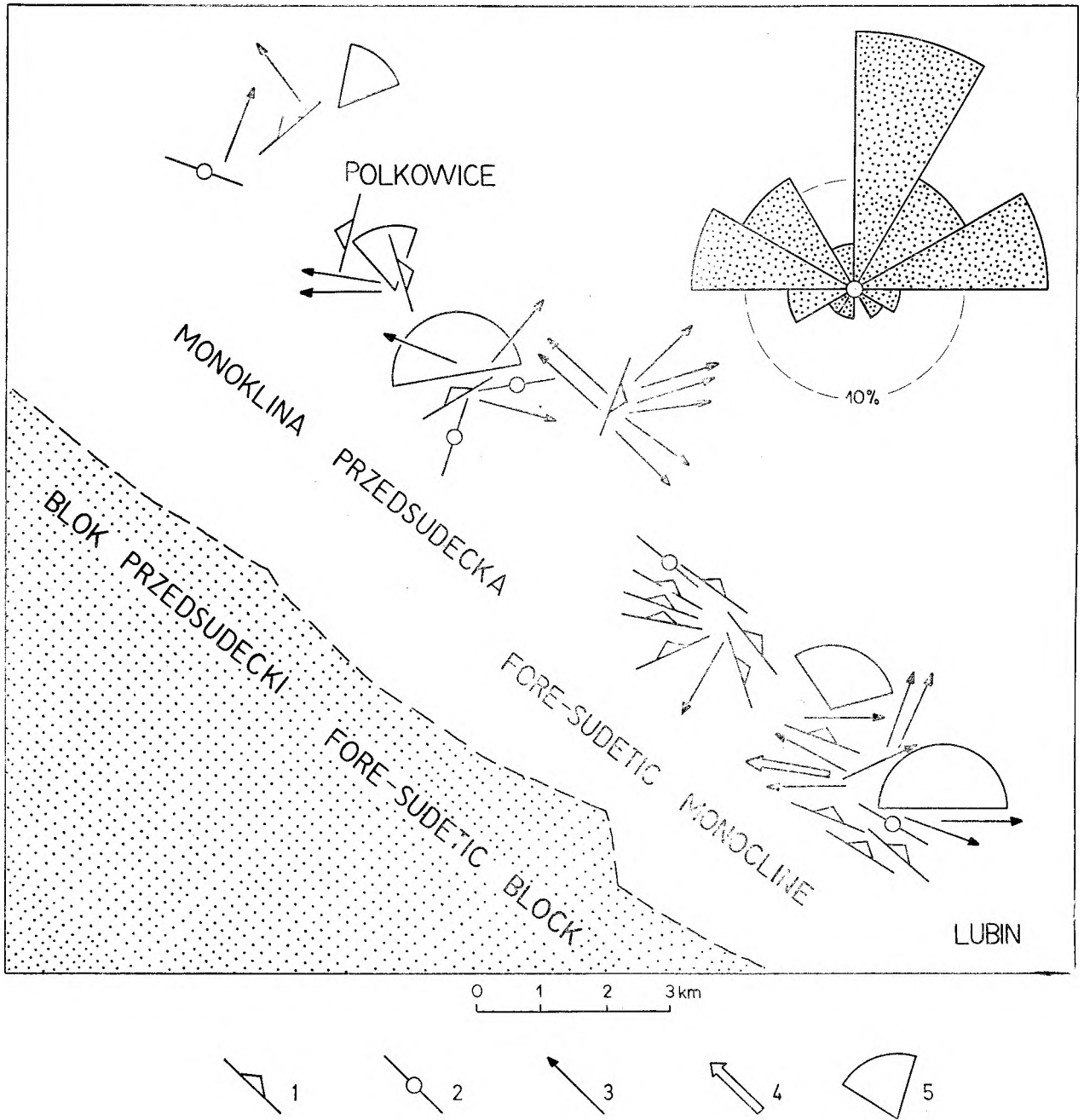


Fig. 16

Mapa kierunków struktur sedymentacyjnych w osadach białego spągowca monokliny przedsudeckiej

1 – kierunki nachylenia ryplemarkowych warstw odprądowych; 2 – kierunki biegu grzbietów ryplemarków; 3 – kierunki nachylenia warstw przekątnych średniej i dużej skali; 4 – średni kierunek nachylenia warstw przekątnych w zestawach wielkiej skali; 5 – sektor kierunków wergencji struktur płomieniowych. Róża przedstawia obraz zbiorczy kierunków nachylenia warstw przekątnych średniej i dużej skali, nachylenia warstw odprądowych w ryplemarkach i wergencji struktur płomieniowych. Łącznie 65 pomiarów

#### Paleocurrents in the Weissligendes deposits of the Fore-Sudetic Monocline

1 – paleocurrents read on ripple cross-stratification; 2 – ripple crests; 3 – paleocurrents read on large-and medium-scale crossbedding; 4 – mean dip directions of foresets in sets of giant-scale crossbedding; 5 – vergency sector for flame structures. Compound rose diagram involves paleocurrents read on medium-and large-scale cross-bedding, ripple cross-bedding as well as flame-structure vergency. 65 measurements

## POGLĄDY I UWAGI O GENEZIE ZŁOŻA

Przedstawione obserwacje i interpretacja środowiska sedymentacji osadów białego spągowca skłaniają autorów do zabrania głosu w prowadzonej od dawna dyskusji nad genezą złóż miedzi monokliny przedsudeckiej. Z badań autorów wynika, że osady białego spągowca powstały w dobrze przewietrzanej strefie morza cechsztyńskiego przy udziale prądów litoralnych. Wyjaśnienie powstania wyżej leżących łupków miedzionośnych nie wymaga zdaniem autorów przyjmowania warunków euksynicznych. Mogły one tworzyć się w strefie pływowej z substancji organicznej nagromadzonej w macie algowej. Warunki redukcyjne były wywołane procesami rozkładu materii organicznej w osadzie.

Dyskusja na temat genezy omawianego złoża koncentruje się wokół dwóch zagadnień: 1) źródła miedzi, 2) procesów, które doprowadziły do powstania złoża.

Konstantynowicz (1957, 1967) brał pod uwagę trzy hipotetyczne źródła miedzi: 1) związki miedzi rozpuszczone w wodzie morskiej basenu cechsztyńskiego, 2) pierwotne hydrotermalne złoża polimetaliczne występujące wokół granitowego masywu Karkonoszy, 3) nagromadzenia miedzi w skałach osadowych i wylewnych czerwonego spągowca.

Oberc i Serkies (1970) wskazali ponadto na możliwość pochodzenia miedzi z metamorfiku Gór Kaczawskich, Wschodnich Karkonoszy i bloku przedsudeckiego.

Wyżykowski (1964) wiąże okruszcowanie białego spągowca z infiltracją wody morskiej, zasobnej w rozpuszczone sole miedzi, do przydennej warstwy piaskowców. Proces ten mógł przebiegać dzięki ograniczonemu dostarczaniu materiału terygenicznego.

Harańczyk (1967) w oparciu o badania mineralogiczne i geochemiczne przedstawił koncepcję występowania w zbiorniku cechsztyńskim morza euksynicznego i laguny oddzielonych barierą. Zdaniem cytowanego autora podział ten utrzymał się „przez całą dobę cechsztynu miedzionośnego, po czym stopniowo zanikły cechy euksyniczne morza cechsztyńskiego. Uwidoczniło się to tworzeniem czarnych dolomitów, przechodzących stopniowo w szare i beżowe”. W tym ujęciu w strefie przybrzeżnej laguny osadziły się ołowionośne łupki ilaste, w części centralnej dolomity, zaś w morzu euksynicznym miedzionośne łupki ilaste. Po zanurzeniu

się bariery lagunowej miała ona stanowić wyniesienie podmorskie, na którym osadziły się dolomity organogeniczne. Autor podaje ponadto, że: „W pasie bariery lagunowej ... nie stwierdza się obecności osadów miedzionośnego cechsztynu natomiast charakterystyczne są maksymalne miąższości zmineralizowanych piaskowców spągowych” i tłumaczy ten fakt intensywnym wytracaniem miedzi w przelewie lagunowym.

Konstantynowicz (1967) stwierdził, że w złożu rud miedzi monokliny przedsudeckiej nie obserwuje się typowych objawów działania procesów hydrotermalnych i że złoża te powstały dzięki strącaniu w strefie redukcyjnej zawartych w wodzie morskiej rozpuszczalnych soli miedzi. Środowisko redukcyjne powstało dzięki rozkładowi materii organicznej. Mineralizacja według tego autora była syngenetyczna, lecz trwała nadal podczas procesów diagenety i epigenety. Powstanie złóż rud miedzi według Konstantynowicza odbywało się w warunkach egzogenicznych, a „przypuszczenia o istnieniu głęboko zalegającego źródła mineralizacji opierają się nie na konkretnych faktach, a tylko na założeniu o hydrotermalnym pochodzeniu złóż”. Są to zdaniem cytowanego autora złoża *par excellence* osadowe.

Jarosz (1968, 1970) reprezentuje pogląd, że mineralizacja miedzi w piaskowcach odbyła się w trzech fazach: pierwsza z nich była równoczesna z sedymentacją, druga miała miejsce po powstaniu osadów, lecz przed diagenetą, i trzecia po diagenecie. Dla powstania złoża miedzi istotne znaczenie miała faza pierwsza — syngenetyczna.

Serkies (1969) w wyniku szczegółowych badań geochemicznych doszedł do wniosku, że cechsztyńskie złoża monokliny przedsudeckiej powstały w wyniku wielofazowego procesu koncentracji związków miedzi w warunkach redukcyjnych. Środowisko redukcyjne zostało wytworzone przez rozkład materii organicznej. W tym środowisku były odpowiednie warunki do przechodzenia siarczanów w siarczki, a ponadto roztwory wzbogacone w CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, i inne związki pochodzenia organicznego uzyskały znaczną zdolność do szlamowania krzemionki i związków fosforowych. Dzięki temu zmiany metasomatyczne mogły objąć znaczną masę osadów nie tylko równocześnie powstających, lecz także złożonych wcześniej. Proces ten rozpoczęły

w czasie sedimentacji trwał w okresie diagenety i katagenety. W czasie diagenety łatwiej rozpuszczalne siarczki były z powrotem wprowadzane do roztworu, a w procesie katagenety mogły one impregnować powstające w nadkładzie osady wapienne. Pierwotnym minerałem powstającym w złożach reducyjnych miał być chalkopiryt, wtórnymi bornit i kowelin, a końcowym produktem chalcocyn. Reasumując, cytowany autor odrzuca możliwość powstania omawianych złóż miedzi na drodze hydrotermalnej i przypisuje ich genezę złożonym procesom określonym ogólnie jako hipergeniczne.

Podemski (1970) opisując biały spągowiec koło Nowej Soli sugeruje, że jest to odbarwiony *in situ* piaskowiec czerwony, przy czym odbarwienie to może być związane z infiltracją wód morza cechszyńskiego, bądź z migracją roztworów, które spowodowały mineralizację siarczkową, niezależnie od pochodzenia tych roztworów.

Bereś i Kijewski (1973) zwrócili uwagę na możliwość zastosowania hipotezy Davidsona dla wyjaśnienia genezy lubińskich złóż miedzi. Hipoteza ta zakłada związek osadowych złóż miedzi z ewaporytami. Ługi uruchamiane we wczesnym stadium diagenety ewaporytów mogły przenikać w niżej położone partie skał osadowych lub migrować śródwarstwowo. Z tych ługów po zetknięciu z późnodiagenetycznymi roztworami zawierającymi siarkowodór mogły wytrącać się siarczki miedzi. Zdaniem cytowanych autorów za przyjęciem teorii Davidsona w odniesieniu do cechszyńskich złóż monokliny przemawia brak przesłanek wskazujących na ascenzyjny mechanizm procesów okruszcowania, a co za tym idzie — na hydrotermalne pochodzenie złoża. Znaczna miąższość osadów ewaporytowych jest argumentem na to, że mogły one stanowić poważny rezerwuuar miedzi i innych metali, nawet jeżeli ich koncentracja w skale nie była duża. Dogodne warunki dla strącania siarczków metali mogły istnieć w łupkach i ich sąsiedztwie, m. in. w stropowej części piaskowców białego spągowca objętych strefą oddziaływania bakteriogenicznego  $H_2S$ . Autorzy cytowanej pracy złoża na monoklinie przedsudeckiej określają jako descenzyjno-epigenetyczne.

Prowadzone w ostatnich latach próby znalezienia współczesnego środowiska tworzenia się osadowych złóż metali i prace eksperymentalne pozwalają podjąć na nowo dyskusję

nad genezą złóż miedzi monokliny przedsudeckiej.

W latach 1964–1969 prowadzone były wielostronne badania wód i osadów dna morskiego w Morzu Czerwonym (Degens, Ross 1969). W wyniku tych badań stwierdzono w dnie Morza Czerwonego na głębokości około 2 tysięcy m obecność przegłębień, w których temperatura wody wynosiła do 56°C. Analizy wody z tych przegłębień wykazały silne jej wzbogacenie w jony metali ciężkich. Równocześnie w odkładających się na dnie osadach stwierdzono podwyższone zawartości metali, wśród nich miedzi (do 1,2%), cynku (do 2,7%), srebra, złota i żelaza. Nie ulega wątpliwości, że w cytowanym przypadku mamy do czynienia ze współcześnie powstającymi złożami hydrotermalno-osadowymi. Przykład ten potwierdza ponadto możliwość wzbogacenia wód morskich znacznymi ilościami związków metali pochodzącymi z roztworów hydrotermalnych.

Violo (1969) przeprowadził szereg eksperymentów mających na celu wyjaśnienie genezy siarczkowych złóż cynku i ołowiu. Wyniki tych badań można w pewnym stopniu odnieść do siarczkowych złóż miedzi. Okruszcowane piaskowce otrzymane w warunkach laboratoryjnych wykazują struktury podobne do stwierdzonego w białym spągowcu siarczkowego warstwowania diagenetycznego. Warunki w jakich spowodowano sztuczne okruszcowanie piaskowców galeną i sfalerytem symulowały stadium diagenetyczne lub metagenetyczne. Cytowany autor podkreśla fakt silnej dyfuzji roztworów w porowatym osadzie, która odegrała istotną rolę w tworzeniu się okruszcowania.

Renfro (1974) zwrócił uwagę na wspólną cechę wielu znanych złóż siarczkowych rud metali. Niezależnie od ich występowania w różnych formacjach geologicznych związane są one z reguły z następującą sekwencją litologiczną: czerwone lub pstre osady klastyczne, utwory ilaste lub mułowcowe z substancją organiczną i ewaporyty w stropie. Podobne następstwo osadów i związane z nimi okruszcowanie siarczkami metali obserwuje się współcześnie w obszarach sabkha (por. Renfro, *op. cit.*, fig. 5, 6). Ewaporytowe powierzchnie typu sabkha tworzą się w gorącym klimacie pomiędzy pustyniami a brzegami mórz lub w kontynentalnych depresjach. Dla rozpatrywanej teorii istotne są sabkha powstające na płaskich wybrzeżach, wzdłuż których istnieje możliwość rozwoju mat algowych.

W procesie sabkha opisanym przez Renfro (1974) rozpuszczalne związki metali transportowane są w wodach gruntowych płynących od strony ładu przez dobrze przepuszczalne czerwone i pstre osady klastyczne. W czasie transpiracji i ewaporacji wody te dostają się w bogatą w siarkowodór strefę osadów wokół gnijącej maty algowej, gdzie rozpuszczalne związki metali ulegają redukcji do siarczków i wypadają z roztworu strefowo, zgodnie ze wzrastającą rozpuszczalnością. Okruszcowane są w ten sposób nie tylko osady maty algowej, lecz także występujące w sąsiedztwie pstre osady klastyczne i ewaporyty.

Przedstawiony powyżej model powstawania złoża siarczków metali może być pomocny przy wyjaśnieniu genezy złoża miedzi na monoklinie przedsudeckiej. Oprócz sposobu strącania się siarczków miedzi tłumaczy on przekonująco fakt występowania omawianych złóż w sekwencji: piaskowce, łupki ilaste, ewaporyty. Również występowanie fauny ryb w łupkach miedzionośnych można pogodzić z modelem sabkha opisanym przez Renfro (*op. cit.*), który wspomina o występowaniu fauny morskiej w osadach maty algowej. Należy jednakże, wskazać na pewne trudności w całkowitym zaakceptowaniu procesu sabkha dla wyjaśnienia genezy omawianych złóż, a mianowicie:

1. Przyjmując model sabkha należałoby się spodziewać ascenzyjnej migracji roztworów kruszczośnych, podczas gdy rozmieszczenie minerałów rudnych w złożu i cechy warstwowania diagenetycznego w piaskowcach przemawiają raczej za descenzyjnym charakterem okruszcowania.

2. Nie wydaje się prawdopodobne, aby tak znaczna jak w rozpatrywanym złożu kon-

centracja siarczków mogła mieć źródło w niżej leżących osadach czerwonego spągowca, przy założeniu że strefa przepływu wód w modelu Renfro nie sięga zbyt głęboko.

3. Łupki miedzionośne, które można uznać za kopalną matę algową, oddzielone są od pstrych, kontynentalnych osadów transgresywnymi osadami białego spągowca, dla których nie ma miejsca w modelu Renfro.

Należy wspomnieć, że Luije (1974) niezależnie chyba od Renfro również doszedł do wniosku, że okruszcowanie wielu ważnych ekonomicznie złóż miedzi, w tym także lubińskiego, związane jest z obecnością pstrych osadów w spągu serii złożowej. Przyjmuje on, że związki miedzi zostały wypłukane z pstrych serii przez wody podziemne. Mniej prawdopodobnie (przynajmniej w odniesieniu do złoża na monoklinie) wygląda druga część hipotezy Lurji, według której strącanie siarczków miedzi miało zachodzić w przydennej strefie morza na skutek zetknięcia wód podziemnych niosących rozpuszczone związki metali z dennymi wodami morskimi zasobnymi w siarkowodór.

Przedstawione w obecnej pracy dane określające czynniki środowiska sedymentacji osadów białego spągowca pozwalają wykluczyć możliwość syngenetycznego okruszcowania piaskowców. Ich geneza związana jest niewątpliwie z sedymentacją w ruchliwej, bogatej w tlen wodzie, w której niemożliwe jest strącanie siarczków. Pogląd ten znajduje potwierdzenie w niezgodności pomiędzy przebiegiem pierwotnych struktur sedymentacyjnych i wtórnego siarczkowego warstwowania diagenetycznego. Powstało ono w wyniku migracji roztworów w złożonym osadzie w stadium wczesnej diagenety.

#### LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S. W., JAROSZ J., 1971: Palaeoecology of the Zechstein Lingula sandstones from Lubin (West Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. 19, no. 3.
- BEREŚ B., KIJEWSKI P., 1974: Uwagi o genezie złoża rud miedzi monokliny przedsudeckiej w świetle poglądów C. F. Davidsona. Some remarks on the origin of copper deposits from the Fore-Sudetic Monocline in the view of C. F. Davidson's hypothesis. *Prz. geol.*, nr 2/3.
- BIRKENMAJER K., 1959: Systematyka warstwowań w utworach fliszowych i podobnych. Classification of bedding in flysch and similar graded deposits. *Studia geol. pol.*, vol. 3.
- BŁASZCZYK J. K., PRYMKA W., 1973: Pierwsze stanowiska fauny w białym spągowcu na monoklinie przedsudeckiej. The first sites of fauna in Weissliegendes in the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. geol.*, t. 17, nr 2.
- BRANDES T., 1912: Sandiger Zechstein am alten Gebirge an der unteren Werra und Fulda und die Kontinuität des Landwerdens in Mitteldeutschland. *Centr. Mineral. Geol. Paläon.*
- BULLER T., McMANUS J., 1972: Simple metric sedimentary statistics used to recognize different environments. *Sedimentology*, vol. 18, no. 1.
- DEGENS E. T., ROSS D. A., 1969: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea.

- Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 600 p.
- DŻUŁYŃSKI S., 1965: New Data on Experimental Production of Sedimentary Structures. *J. Sed. Petrol.*, vol. 35, no. 1.
- DŻUŁYŃSKI S., KOTLARCYK J., 1962: O porażniętych pręgach falistych (riplemarkach). On load-casted ripples. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 32, z. 2.
- EISENHUTH K. H., KAUTZSCH E., 1954: Handbuch für den Kupferschieferbergbau. Fachbuchverlag Leipzig, 335 p.
- FOLK R. L., WARD W. C., 1957: Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, vol. 27, no. 1.
- FRIEDMAN M. G., 1958: Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. *J. Geol.*, vol. 66.
- 1961: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *J. Sed. Petrol.*, vol. 31, no. 4.
- GRADZIŃSKI R., 1973: Wyróżnianie i klasyfikacja osadów rzecznych. *Postępy nauk geol.*, nr 5.
- GRODZICKI A., KŁAPCIŃSKI J., KRASOŃ J., 1967: Glaukonit w osadach czerwonego spągowca (dolny perm) na obszarze Dolnego Śląska. Glauconite in the deposits of Rotliegendes (Lower Permian) within Lower Silesia. *Arch. miner.*, t. 27, z. 1.
- HARAŃCZYK C., 1967: Pozycja facjalna cechsztyńskich ołowionośnych łupków ilastych. Facial position of the Zechstein lead-bearing shales. *Prz. geol.*, nr 12.
- HERRMANN A., 1956: Der Zechstein am südwestlichen Harzrand. *Geol. Jb.*, Bd. 72.
- JAROSZ J., 1968: Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna złożeń „Lubin”. Mineralogical and Petrographic Characteristics of the Lubin Deposit. *Rudy i Metale nieżel.*, nr 12.
- 1970: Mineralizacja piaskowców białego spągowca. Maszynopis w archiwum KGHM — Lubin.
- JERZYKIEWICZ T., 1968: Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górną kreda). Sedimentation of the youngest sandstones of the Intrasudetic Cretaceous Basin. *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- JOPLING A. V., WALKER R. G., 1968: Morphology and Origin of Ripple-Drift Cross-Lamination, with Examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. Sed. Petrol.*, vol. 38, no. 4.
- KELLING G., 1958: Ripple-mark in the Rhinns of Galloway. *Trans. Edinburgh. Geol. Soc.*, vol. 17, no. 121.
- KLEIN G. de V., 1967: Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 51, no. 3.
- 1970: Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *J. Sed. Petrol.*, vol. 40, no. 4.
- KŁAPCIŃSKI J., 1964: Stratygrafia cechsztynu okolic Lubina, Sieroszowice i Wschowy (monoklina przedsudecka). Stratigraphy of the Zechstein in the areas of Lubin, Sieroszowice and Wschowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 34, z. 1–2.
- 1967: przyczynek do stratygrafii i paleogeografii monokliny przedsudeckiej. A contribution to the stratigraphy and palaeogeography of the Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline. *Ibidem* t. 37, z. 4.
- 1971: Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. Lithology, fauna, stratigraphy and palaeogeography of the Permian in the Fore-Sudetic Monocline. *Geol. Sudetica*, vol. 5.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1957: Geneza złóż miedzi niecki Zewnętrzno-Sudeckiej. The origins of the copper ore deposits in the external-Sudet district. *Rudy i Metale nieżel.*, nr 2.
- 1967: Miedzioność utworów skalnych Sudetów i bloku przedsudeckiego. Wyd. GIG., Katowice.
- KRASOŃ J., GRODZICKI A., 1964: Uwagi o genezie, mineralizacji i wieku białego spągowca. Remarks on genesis, mineralization and age of Weissliedendes. *Prz. geol.*, nr 7/8.
- KUENEN Ph. H., 1953: Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain., *Verhandl. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap.* Amsterdam, Afd. Nat. 20.
- LURJE A. M., ЛУРЬЕ А. М., 1974: Месторождения меди в морских осадках. Copper deposits in sea sediments. *Советская Геология* no. 1.
- McKEE E. D., 1965: Experiments on Ripple Lamination, [in:] Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. *Soc. Econ. Paleontol. Miner., Special. Publ.*, no. 12.
- MEINECKE F., 1910: Das Liegende des Kupferschiefers. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, Teil II.
- OBERC J., TOMASZEWSKI J., 1963: Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. Some problems of stratigraphy and subdivision of Zechstein in the Wrocław Monocline. *Prz. geol.*, nr 12.
- OBERC J., SERKIES J., 1970: Geneza i rozwój lubińskiego złoża miedzi. Genèse et evolution du gisement cuprifère à Lubin. *Pr. Wrocł. Tow. Nauk.*, seria B, nr 160.
- PETTIJOHN F. J., 1957: Sedimentary rocks. New York.
- PODEMSKI M., 1962: Próba podziału stratygraficznego cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. *Kwart. geol.*, t. 6, nr 4.
- 1970: Szary spągowiec z okolicy Nowej Soli. Grauliegendes in the vicinity of Nowa Sól. *Ibidem*, t. 14, nr 2.
- PRYOR W. A., 1971: Petrology of the Weissliedendes sandstones in the Harz and Werra-Fulda areas, Germany. *Geol. Rdsch.*, Bd. 60, H. 2.
- PRZYBYŁOWICZ T., 1968: O możliwościach rozdzielania czerwonego i białego spągowca w rejonie Ostrowa Wielkopolskiego na tle badań petrograficznych. The differentiation of the Rothliedende from the „Weissliedende” by petrographic studies. *Acta geol. pol.*, vol. 18, no 4.
- REINECK H. E., 1972: Tidal flats, [in:] Rigby J. K., Hamblin W. K., Recognition of ancient sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleontol. Miner., Special. Publ.*, no. 17.
- REINECK H.-E., SINGH I. B., 1973: Depositional Sedimentary Environments. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 439 p.



- RENFRO A. R., 1974: Genesis of Evaporite — Associated Stratiform Metalliferous Deposits — A Sabkha Process. *Econ. Geol.*, vol. 69, no. 1.
- RICHTER G., 1940: Paläogeographische und tektonische Stellung des Richeldorfer Gebirges im hessischen Raume. *Geol. Jb.*, Bd. 61.
- RICHTER-BERNBURG G., 1955: Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. (Bericht über eine Exkursion zu den Zechsteinaufschlüssen dieses Gebietes anlässlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Goslar 1953). *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 105.
- SANDERS J. E., 1960: Origin of convoluted laminae. *Geol. Mag.*, vol. 97.
- SELLEY R. C., 1968: A Classification of Paleocurrent models. *J. Geol.*, vol. 76, no. 1.
- SERKIES J., 1969: Wpływ czynników fizyko-chemicznych na występowanie niektórych pierwiastków śladowych w przedsudeckim i północnosudeckim złożu miedzi. The influence of physico-chemical factors on the occurrence of some trace elements in the Fore-Sudetic and North-Sudetic copper deposit. *Arch. miner.*, t. 28, z. 2.
- SHROCK R. R., 1948: Sequence in Layered Rocks. New York, Toronto, London, McGraw—Hill, 507 p.
- SMITH D. B., 1971: Discussion: W. A. Pryor "Petrology of the Weissliegende Sandstones in the Harz and Werra—Fulda areas, Germany". *Geol. Rdsch.*, Bd. 60, H. 4.
- SOKOŁOWSKI J., 1967: Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geology and structure of the Sudetic foreland. *Geol. Sude-tica*, vol. 3.
- TANNER W. F., 1967: Ripple mark indices and their uses. *Sedimentology*, vol. 9
- TOKARSKI A., 1966: Lingula w białym spągowcu monokliny przedsudeckiej. Spraw. z Pos. Komis. PAN Oddz. PAN w Krakowie.
- TOMASZEWSKI J., 1962: Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. Outer Sudety Monocline Stratigraphy Problems. *Rudy i Metale niez.*, nr 12.
- VIOLO M., 1969: Experimental studies on galena and sphalerite deposition and on galena remobilization. Meeting on Remobilization of Ores and Minerals, Cagliari.
- WILLIAMS H., TURNER F. J., GILBERT C. M., 1955: Petrography. San Francisco, W. H. Freeman and Co., 406 p.
- WYŻYKOWSKI J., 1958: Poszukiwania rud miedzi na obszarze strefy przedsudeckiej. Research of copper ores in the Fore-Sudetic zone. *Prz. geol.*, nr 1.
- 1964: Twory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. Rotliegende formations in the Sudetic foreland. *Prz. geol.*, nr 7/8.
- ZACZEK F., 1972: Wyszortowanie składników terygenicznych piaskowców białego spągowca. Separation of Terrigene Components from Permian Sandstones. *Rudy i Metale niez.*, nr 6.
- ZWIERYZKI J., 1951: Sole potasowe na północ od Wrocławia. (Калиевые соли севернее Вроцлава). Państw. Inst. Geol., Pr. t. 7.

Tomasz JERZYKIEWICZ<sup>1</sup>, Piotr KIJEWski<sup>2</sup>,  
Jerzy MROCKOWSKI<sup>3</sup>, Andrzej Karol TEISSEYRE<sup>3</sup>

## ORIGIN OF THE WEISSLIEGENDES DEPOSITS IN THE FORE-SUDETIC MONOCLINE

**ABSTRACT:** The Weissliegende sandstone of the Fore-Sudetic Monocline is a transgressive deposit of the Zechstein Sea. The interpretation of the Weissliegende as an near-shore deposit seems to be confirmed by sedimentary structures observed within it as well as their orientation. Both petrographic and textural investigations indicate that the detrital material of the Weissliegende sandstones could have been subjected to aeolian transportation. In contrast, structures typical of aeolian deposits have not been encountered as yet. It appears, therefore, that the traditional opinion as to the aeolian origin of the deposits considered cannot be upheld. However, one may assume that coastal dunes could indeed have been developed along the Zechstein Sea shoreline.

Contemporary analogues to the sedimentary environments of the Weissliegende sandstones and the Kupferschiefer are to be looked for among flat coasts, where sandy embankments growing in the tidal zone give way to the formation of cut-off basins that, in turn, offer circumstances favourable for both the accumulation of fine-grained sediments and the development of plants. Such a model would be in keeping with a hypothesis that the Weissliegende ore deposits originated due to sabkha processes. The mineralization of the sandstones is undoubtedly a post-depositional phenomenon and shows evidence of having resulted from the early-diagenetic migration of solutions in already deposited sediments.

### Summary

Between the continental Rotliegende deposits and the marine Zechstein sediments represented by the Kupferschiefer and carbonate rocks there occur light-grey sandstones known under the name of the Weissliegende. These are the stratigraphic correlatives of the deposits known from the Mansfeld Copper Field as well as the areas of Werra—Fulda and Harz Foreland (see, e.g., Eisenhuth, Kautzsch 1954; Pryor 1971). The age of the deposits in question as well as their environment of deposition has been long a subject of controversy for various reasons; also the problem

of the origin of ore deposits is still not resolved. As it may be expected, previously published papers concerning the Weissliegende deposits from the Fore-Sudetic Monocline have been based mostly on data gathered from borings (Wyżykowski 1958, 1964; Podemski 1962, 1970; Tomaszewski 1962; Oberc, Tomaszewski 1963; Sokołowski 1967; Kłapciński 1967, 1971 and others). On the contrary, this article is based on data collected mostly in the working Lubin-, Polkowice-, and Rudna Copper Mines (fig. 1).

### GEOLOGIC SETTING, LITHOLOGY

In the northern part of the Fore-Sudetic Monocline, between Lubin and Polkowice, the crystalline bedrock occurs at a depth of ca. 1.000 metres below the earth's surface. This is overlain by sedimentary rocks ranging in age from Lower Permian to Quaternary with a large stratigraphic gap from Middle Triassic till Early Tertiary. Here, sandstones ascribed to the Weissliegende display a variable thickness, which ranges commonly from a few to a dozen or so metres.

The bottom boundary of the deposits considered is difficult to define, while the top one is marked by the Kupferschiefer or the Zechstein carbonate rocks (pl. I, 2, fig. 2).

In the area investigated, the Weissliegende deposits are composed predominantly of light-grey fine-grained sandstones associated to which are thin layers of dark-grey siltstones. The character of sedimentary structures observed has enabled the present

<sup>1</sup>) Institute of Geological Sciences of the Wrocław University ul. Cybulskiego 30, 50—205 Wrocław

<sup>2</sup>) Zakład Mechaniki Górotworu ZBiPM „Cuprum”, Plac 1-Maja 1—2, 50—1 Wrocław

<sup>3</sup>) Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences, ul. Cybulskiego 30, 50—205 Wrocław

writers to distinguish within the Weissliegende deposits of two types of sediments. These include sandstones interlaminated with siltstones that display large-scale tabular cross-bedding (alpha-type sandstones), and sandstones interlaminated with siltstones that reveal a variety of sedimentary structures (beta-type sandstones). Sedimentary structures characteristic of the latter involve cross-bedding developed on a somewhat smaller scale than in the alpha-type sandstones, ripplemarks and ripple cross-lamination as well as flame structures and similar features resulted from penecontemporaneous deformations (pl. II–III).

The alpha-type sandstones (fig. 2) have been observed in the lower portion of the Weissliegende deposits below a depth of 3 metres beneath the sandstone/Kupferschiefer contact. Consequently, the beta-type sandstones (fig. 2) have been found to occur immediately underneath the contact, i.e., in the top portion of the Weissliegende deposits. Such a duality, depending on the above mentioned differentiation in assemblages of sedimentary structures, has been observed in almost whole the area studied. In some sporadic profiles, however, it may happen that the alpha-type sandstones constitute the top portion of the Weissliegende deposits. The two types of sandstones distinguished both have nothing but a facial significance. They are believed to reflect different environmental conditions (the problem will be discussed further on).

It is worthy of mention that characteristic of the Weissliegende deposits in the Fore-Sudetic Monocline is a thin bioturbation layer. This is usually only a few centimetres thick and occurs at the top of the Weissliegende sandstones (pl. I1; pl. VIII, 2). In the literature the layer is known under the name of the Lingula sandstone and recently a Brachiopoda fauna has been reported from it (Alexandrowicz, Jarosz 1971). Besides scattered ill-preserved internal moulds of shells (pl. VII3) the layer contains dark concentrations of organic matter. Amongst main features distinguishing the layer are its dark-grey colour, its hardness resulted from a dolomite cement and apparent bioturbation structure depending on a haphazard distribution of accumulations and streaks of dark-grey organic matter. The intensity of biogenic disturbances dies out bottomwards where relics of faint wavy lamination are sometimes visible (pl. VIII1).

Another very important feature of the Weissliegende deposits is the presence within it of accumu-

lations of ore minerals. The accumulations vary in both shape and distribution. Besides a dispersed mineralization, one can observe in some vertical profiles scattered spots resulted from the concentration of ore minerals. The latter are either scattered at random or arranged in characteristic streaks termed by Oberer and Tomaszewski (1963) secondary bedding. The concentrations of ore minerals are believed by the present writers to have been formed from migrating solutions in already deposited sediments. Consequently, the streaks are here termed diagenetic bedding (see Birkenmajer 1959).

It seems that the assemblages of lithologic features considered can permit the distinction between the Weissliegende- and the Rotliegende deposits. As a rule the latter display poorer sorting, not infrequently they are pebbly, and characteristically contain thicker layers of siltstone and claystone. Moreover, the Rotliegende deposits are commonly trough crossbedded (see fig. 2). However, in a transitional zone both textural parameters and sedimentary structures may fail, so that the boundary between the two formations is frequently imperceptible. It is also worthy of mention here that the colour of the sediments considered can by no means be a decisive feature for examples are known of the decolourized Rotliegende sandstones that originally were red, and, similarly, of the Weissliegende sandstones reddened diagenetically (pl. VIII 1–4).

In a typical geologic profile, beneath the alpha-type sandstones, there occur beds of sandstone characterized by an alternation of red- and white-coloured deposits (fig. 2, boring V below sample V-7). The deposits are usually a few metres thick. In this zone, siltstones and sandstones are dark-red even if they are embedded in white-coloured sandstones. This portion of the lithologic profile is called here the transitional zone. The name suggests that the lower boundary of the Weissliegende deposits cannot be precisely established, at least in the area considered. The determination of the boundary in question is hampered by the fact that basal conglomerates are totally absent in the area considered. It also appears evident that the transgression of the Zechstein Sea had invaded a lowland underlain by the fine-grained Rotliegende deposits. Similar difficulties in establishing of ancient shorelines do exist anywhere shallow marine- and continental environments juxtaposed and overlapped one another in both time and space.

## PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS

Twenty-six of more than a hundred samples have been selected for detailed petrographic investigations (samples V-2 to V-19, 1-2, 2-1, 9-1 to 9-3, 10-1, and 10-3). Involving both core samples and those from mine galleries, the samples are representative of the whole area studied. Under the microscope determinations have been made of both qualitative and quantitative mineral composition, while roundness and sphericity of detrital grains of quartz, feldspar, and heavy minerals have been established using standard charts. Moreover, packing has been also studied microscopically by

counting of numbers of contacts per grain in the plane of a thin section.

The most complete set of samples analysed come from a shallow boring made from a mine gallery (boring V). The boring has drilled through the entire succession from the bioturbation layer at the top to red sandstones at the bottom (fig. 2). The lithologic column examined from the boring involves three main assemblages of beds: the medium-to-dark grey top sandstones that are the correlative of the beta-type sandstones (2.5 m thick), the middle assemblage of

light-grey sandstones corresponding to the alpha-type sandstones (4.8 m thick), and the bottom assemblage of alternating light-brown and dark-red sandstones and siltstones that are equivalent to the transitional zone (5.5 m thick).

Besides the bioturbation layer, the top assemblage contains medium-grey sandstones interlaminated with dark-grey siltstones. The sandstones contain economically important concentrations of ore minerals.

The middle assemblage is built up by light-grey crossbedded sandstones. Foresets range in grain diameter from medium-grained sand to coarse silt.

The bottom assemblage reveals the greatest differences in both textural parameters and structure. Prevailing here are light-coloured crossbedded sandstones. Dark-red colours are typical of siltstones and claystones as well as some sandstones constituting top portions of certain beds.

All the sandstones examined distinguish themselves in having a similar composition of their detrital or framework components and all consist mostly of detrital quartz (pl. IX1, 2).

Quartz occurs most frequently in subrounded to rounded grains. Monocrystalline quartz constitutes 86–98 per cent total quartz and commonly exhibits a sharp extinction. The content of quartz ranges from 40 to 57 volume per cent of the whole rock. Mean microscopic roundness for the fraction of fine-grained sand varies from 0.32 to 0.53 for the beta-type sandstones, whereas the range of 0.32 to 0.50 is characteristic of the transitional-zone sandstones. Corresponding sphericity ranges from 0.63 to 0.68 and from 0.63 to 0.71, respectively. Microscopic examination has also revealed that the majority of quartz grains are derived from acid igneous rocks and/or pyroclastic rocks associated to which are numerous grains reworked from older sedimentary rocks.

Fragments of siliceous rocks occur sporadically including chips of metalydite and fragments of chert.

Feldspars are represented mostly by orthoclase, microcline, and micropertthite (4 to 11 per cent) to which are associated in varying amounts acid plagioclase (albite, chessboard albite, and oligoclase, 0.2 to 1.5 per cent). Fresh grains belong mostly to microcline and sometimes also to orthoclase and pure albite, while other varieties are usually more or less deeply altered owing to sericitization and kaolinization or replaced by carbonates, quartz, or sulphides. Mean roundness in the fraction of fine-grained sand is 0.44 for the beta-type sandstones and 0.46 for the transitional-zone sandstones. Corresponding sphericity values are 0.63 and 0.60, respectively.

Fragments of metastable rocks (0.5 to 4.2 per cent) include mostly bits of sedimentary- and volcanic rocks with chips of metamorphic rocks being always subordinate. Volcanic rock fragments are represented almost invariably by acid (rhyolitic) rocks, while bits of intermediate derivatives (paleobasalt) are very rare. Sedimentary rocks involve fragments of claystone, siltstone and very fine-grained sandstone (quartz arenite and quartz wacke). Chips of metamorphic rocks are limited mostly to phyllite and mica-schist.

Biotite in the form of independent flakes is

very rare being usually more or less altered. Muscovite, on the other hand, is much more common and occurs in scattered fresh flakes up to 0.2 mm in length. Chlorite flakes have never been encountered.

Numerous thin sections contain scattered spheroidal grains (0.07 to 0.1 mm) of a very fine-grained to cryptocrystalline, green-coloured high-birefringent mineral. It seems from the literature that similar aggregates have been recently described as glauconite. However, the identification of the mineral as glauconite is doubtful and needs a re-examination.

Heavy minerals are restricted mostly to rounded grains of zircon and tourmaline. Mean roundness of zircon grains is 0.46 for the beta-type sandstones and 0.56 for the transitional-zone sandstones. Corresponding sphericity is 0.68 and 0.66, respectively. Mean roundness of tourmaline grains is 0.60 for the beta-type sandstones and corresponding sphericity is 0.67. Besides the two minerals, the sandstones in question contain scattered grains of apatite (subangular, subrounded), epidote (subangular), rutile (subangular, rounded), garnet (subrounded), amphibole (rounded), staurolite (subangular), magnetite (rounded), hematite (subangular, rounded), leucoxene (subangular, rounded), ilmenite (subrounded, rounded), and sulphide (rounded).

Mineral cements involve illite-looking mineral, kaolinite, quartz I, quartz II, carbonate I, carbonate II, sulphides, sulphates, and ferric hydroxide. Usually they constitute from between 15 to 30 volume per cent.

Illite-looking mineral occurs mostly as thin rims (up to 0.05 mm thick) surrounding detrital grains (pl. IX 3–6). In red-coloured sandstones, the red ferric pigment is mostly limited to these rims making their mineral composition almost undistinguishable. In light-coloured sandstones, the rims are usually thinner being invariably composed of a high-birefringent illite-looking mineral. Under a high magnification it may be found that the rims are not unfrequently subjected to superficial kaolinization (white sandstones) or leaching and replacement (celadon-coloured sandstones).

Kaolinite cement (0 to 18 per cent) fills up the majority of intergranular voids. As a rule, it is composed of minute books and tiny randomly oriented vermicules of kaolinite. The kaolinite cement is usually free of any detrital admixtures and never has a character of matrix. Some intergranular spaces contain, however, large vermicules (up to 0.2 mm or more) of recrystallized kaolinite. Such vermicules may fill pore spaces completely.

Quartz I occurs in the form of small prisms grown on detrital quartz in the direction of c-axis. These occur in gaps in clay rims. However, the succession of the two minerals is not fully understood. The amount of quartz I is negligible.

Quartz II, on the other hand, fills the pore interiors completely giving rise to the formation of irregular patches of diagenetic silica. Sometimes it may be observed that quartz II is in contact (and in optic continuity) with detrital quartz through small gaps in clay rims. Commonly quartz II contains intergrowths of kaolinite, sulphide, gypsum, or remnants of clay rims, which indicate its late diagenetic origin

by a replacement of previously deposited cementing minerals.

Carbonate I occurs in the form of small rhombohedrons of dolomite that as a rule replace kaolinite or clay rims. Carbonate II, on the other hand, corresponds to irregular patches of dolomite or calcite, or, rarely, to aggregates of large dolomite crystals (particularly in the top portion of the Weissliegende sandstones). Not uncommonly carbonate II includes numerous small rhombohedrons of carbonate I acting as intergrowths. As a rule, carbonate II is not in optic continuity with carbonate I.

Sulphide cement is restricted to the top portion of the Weissliegende deposits constituting an economically important ore deposit. Sulphide minerals occur in pore spaces replacing previously formed cementing minerals (kaolinite, clay rims, carbonate) or what was originally fragments of claystone (pl. IX). Sometimes sulphide minerals have been also observed to substitute kaolinite pseudomorphs after feldspars and occurrences have been occasionally noted of tiny crystals of sulphide penetrating detrital feldspars along their cleavage fractures.

Sulphate cements include mostly gypsum associated to which in small amounts is anhydrite. Commonly gypsum contains kaolinite or carbonate I as intergrowths being, in turn, replaced by quartz II.

Moreover, carbonates, sulphides, and sulphates have been also observed to corrode detrital grains of quartz, feldspar, and rock fragments. To a lesser degree corroded were also quartz I, kaolinite pseudomorphs after feldspars and large kaolinite vermicules.

The Weissliegende sandstones investigated can be classified as very fine-to-fine grained feldspathic arenites and quartz arenites (fig. 3). Medium-grained arenites have been found to occur in the form of laminae or thin layers embedded in finer-grained sandstones. A high textural maturity of the deposits considered expressed by their good roundness and well sorting, the high content of quartz and the predominance of monocrystalline quartz over polycrystalline variety, the predominance of K-feldspar over plagioclase

as well as extremely stable heavy minerals over less stable ones, and, finally, the lack of primary matrix all point to the conclusion that the sandstones were indeed deposited in a high-energy environment being composed mostly of recycled detrital material. Supporting this conclusion is the fact that the majority of rock fragments found within the sandstones are microscopically identifiable with the underlying Rotliegende deposits and volcanic rocks. A good roundness of very fine-to-fine grained quartz as well as the lack of matrix and scarcity of mica flakes, on the other hand, seem to indicate that prior to their final deposition in an aqueous milieu the sandstones in question could have been transported and abraded in an aeolian environment (i.e., coastal dunes for instance).

Microscopic examinations seem also to indicate that the cementation of the Weissliegende sandstones has been accomplished in two stages at least. The first stage involving the firmation of quartz I (?), clay rims, and kaolinite cement clearly corresponds to early diagenetic processes. These resulted, it is surmised, in an initial lithification of the sandstones in question. The other stage, which may be ascribed to later (locomorphic) diagenetic processes, is responsible for the formation of carbonate I, carbonate II, sulphide and sulphate cements as well as quartz II. In many (but not in all) thin sections examined it may be found that the formation of quartz II post-dates the crystallization of sulphide minerals. Sulphide cements, on the other hand, invariably post-date clay cements. Consequently, it seems to be evident that the formation of the ore deposits considered is — at least in the Weissliegende sandstones — rather a late diagenetic phenomenon (see Bereš, Kijewski 1974). It is also evident from microscopic observations that the formation of the second-stage cements was indeed simultaneous with some leaching and a partial decementation of previously lithified deposits. It may be also mentioned that detailed petrographic investigations can enable one to distinguish between the alpha-type sandstones and the transitional-zone sandstones at least.

## TEXTURAL INVESTIGATIONS

Grain size parameters of the Weissliegende sandstones have been measured by thin-section technique. The results obtained have been converted to sieve equivalents using the technique described by Friedman (1958). Textural parameters including median diameter, mean size diameter, sorting, standard deviation, quartile deviation, skewness, and kurtosis have been calculated for 33 selected thin-sections (see tab. 1).

The Weissliegende deposits are represented by very fine-to-fine grained sandstones. Sorting as a rule is good. The content of clay material is less than 8 per cent. Occasional laminae and thin layers of siltstone (occurring, for example, in flame structures and thin layers of rippled sediments) play practically no part in the whole succession considered.

The comparison between textural parameters for the Weissliegende sandstones from the Fore-Sudetic Monocline and similar parameters published recently

by Pryor (1971) for the Harz- and Werra-Fulda area sandstones indicates that the latter are coarser-grained, contain bigger amounts of clay material being, consequently, poorer sorted. Nevertheless, the mechanical composition of both the deposits is very similar. It is worthy of mention, however, that the sandstones from the Harz display greater differences in textural parameters as compared with those from the Werra-Fulda area than with the sandstones from the Fore-Sudetic Monocline.

In order to interpret the data obtained for the Weissliegende sandstones investigated, textural parameters have been plotted in diagrams (fig. 4, 5, and 6) published by Buller and McManus (1972) and Friedman (1961). The investigations point to the conclusion that there is no significant difference in mechanical composition neither within the three types of sandstones distinguished megascopically nor bet-

ween the alpha-type and the beta-type sandstones. The transitional-zone sandstones, on the other hand, are slightly different from both the alpha-type and the beta-type sandstones (fig. 4). Unfortunately, the diagrams considered do not allow the present writers to make a univocal environmental interpretation of the sandstones studied. Apparently the textural parameters revealed by them cannot be ascribed consequently to one definite environment. It is noteworthy, howe-

ver, that in one of the diagrams (fig. 5) projection points are arranged in a manner similar to those for the Upper Cretaceous sandstones from the Góry Stołowe Mts., which were undoubtedly laid down under sublittoral conditions (Jerzykiewicz 1968). It is also possible that part of the sandstones analysed at least have inherited their textural parameters from some environments other than littoral.

## SEDIMENTARY STRUCTURES

A variety of primary sedimentary structures have been found by the present writers within the Weissliegendes deposits considered. The majority of them belong to two main categories including those connected with the erosional and depositional activity of water currents, and deformation structures resulted from the interaction between currents and fresh unconsolidated sediments. Besides current structures, load casts and biogenic structures have been also encountered. Structures resulted from the diagenetic accumulation of ore minerals and ferric pigment, on the other hand, are here spoken of as secondary structures.

In both core samples and gallery walls, sedimentary structures are perceptible owing to a certain differentiation in grain size. As a rule, the differentiation is rather slight being essentially limited to the alternation of predominant, fine-grained sandstones and some intervening laminae of siltstone. The difference in grain size is accompanied by even a more striking variation in colour with dark-grey siltstone layers standing in marked contrast with whitish to light-grey sandstones.

The alpha-type sandstones are characterized by thick sets of planar-tabular cross-strata (fig. 2). Surfaces bounding the sets are sometimes tapering. The sets considered range in thickness from 0.5 to 2 metres. Individual laminae constituting the sets are regular, parallel to one another, and as a rule are ca. 1 cm thick. Generally, the laminae exhibit a graded structure with the coarsest fractions (usually medium-grained sand) making up lower portions of the layers and thin streaks of silt-sized material constituting their upper portions. Occasionally, independent laminae of siltstone have been observed (fig. 7a). Sometimes laminae of siltstone display irregular surfaces characteristic of hydroplastic deformations of newly laid down sediments (fig. 7b). Similar deformations are developed on a larger scale in the beta-type sandstones.

Prevailing in the beta-type sandstones is horizontal bedding or low-angle inclined bedding. Inclined bedding (pl. II 2) occurs occasionally. Laminae of siltstone are commonly wavy. The waves vary in width from a few metres (those seen in gallery walls) to several decimetres or centimetres (those observable in hand specimens, pl. III 1). The biggest waves reach a metre or so in amplitude. Generally, sandstones bounded by the wavy laminae of siltstone are nearly homogeneous. Occasionally, sets of cross-laminae have been observed in troughs of the sand waves. Medium-scale bedding sporadically found in the beta-type Weissliegendes sandstones belongs to an aggradation

type of structures. Beds revealing such a stratification may include both tabular sets and trough sets.

Also characteristic of the beta-type sandstones are ripplemarks and various types of lamination resulted from the migration of such bedforms. Lamination of this type is known under various names, e.g., ripple lamination (McKee 1965), ripple cross-lamination (Jopling, Walker 1968), climbing-ripple lamination (Reineck, Singh 1973). Adapted in this paper is the terminology proposed by McKee (1965, tab. 1). Both ripple laminae without superposition (pl. III 1) and superposed ripple laminae (pl. III 2, 3) have been observed within the Weissliegendes sandstones. Most frequently the latter belong to superposed ripple laminae with drift (McKee *op. cit.*, ripple-drift cross-lamination — Jopling, Walker 1968; ripple laminae in-drift — Reineck, Singh 1973). In the genetic classification by Jopling and Walker (1968) these represent both type-A ripples and type-B ripples. Moreover, sinusoidal ripples have been also encountered in the deposits in question.

Lenticular bedding (Reineck, Singh 1973) is also attributable to the migration of ripples. This depends on the presence of lens-shaped sand bodies separated by laminae of siltstone (pl. II 2). The Tunner diagram (1966) for the Weissliegendes ripples indicates their subaqueous origin and suggests that the majority of them formed under the influence of waves (fig. 8).

Laminae and thin layers of dark-coloured siltstone display a variety of shapes of surfaces bounding them (pl. IV — VI). Structures illustrated in the photographs reveal features indicative of the origin either by hydroplastic flowage and folding of unconsolidated sand and silt (pl. IV 1 — 3), or by deformation of semi-consolidated sediments (pl. V 2 — 4). It seems from textural and petrographic investigations that the original Weissliegendes deposits were indeed very susceptible to liquefaction and easily reached a hydroplastic state (see, e.g., Shrock 1948).

In the beta-type Weissliegendes deposits, the most common structures resulted from liquefaction are flame structures (Kelling 1958). These are as a rule distinctly oriented, which seems to indicate that they originated under conditions of a unidirectional flow (pl. IV 1 — 3; figs. 9, 10). Similarly as convolute lamination, flame structures originate under the influence of currents that deform a hydroplastic deposit. It is also known that flame structures may develop from ripples (Kuenen 1953; Sanders 1960). Similar structures have been obtained many times experimentally (see e. g., Dżułyński 1965).

The Weissliegendes deposits considered reveal also

secondary structures resulted from the concentration of ore minerals or ferric pigment (fig. 12; pl. VI2; pl. VII4; pl. VIII).

Streaks of ore minerals resembling graded bedding are termed here "sulphide diagenetic bedding". Such a bedding is a common feature in the mineralized Weissliedenges sandstones. In galleries, the streaks have been observed to retain their continuity over a distance of a few metres at least. They trend horizontally or are slightly inclined. Usually one may observe several "layers" arranged parallel to one another. The bottom boundary surfaces of the "layers" are as a rule sharp (pl. VII 4).

The distribution of the streaks is essentially independent neither of primary sedimentary structures like inclined lamination, for example, nor of penecontemporaneous structures like flame structures, for instance (fig. 12; pl. VI2). It is evident, therefore, that the streaks are really secondary structures attributable to the infiltration of mineralizing solutions into unconsolidated sediments. It is also worthy of mention that the concentrations of sulphide minerals suggesting their primary origin under the influence of currents nowhere have been found within the Weissliedenges deposits considered. At most the streaks of sulphide minerals may only parallel primary lamination. It is also evident that the formation of sulphide diagenetic bedding post-dates penecontemporaneous deformations (pl. VI2).

On the other hand, microscopic investigations have revealed that in the Weissliedenges sandstones sulphide minerals occur as a cement replacing earlier kaolinite cements and clay rims (pl. IX4). Moreover, pseudomorphs of sulphide minerals after carbonates as well

as a superficial replacement by sulphides of detrital quartz have also been found. The observations clearly indicate that the concentration of ore minerals in the Weissliedenges sandstones at least is a diagenetic rather than syn-sedimentary phenomenon.

Spots and infiltrations of ferric pigment (pl. VIII) are attributable to the migration of solutions in already deposited sediments, too. Red-coloured sandstones are characteristic primarily of the transitional-zone deposits. It is especially within this zone, where red sandstones alternate with white coloured ones. However, red sandstones may be locally observed at any level within the Weissliedenges sandstones. Irregular shapes of the red spots as well as concentric infiltrations occasionally noted seem to reflect a complex nature of migration- and colouring processes.

Red ferric pigment may be also concentrated in "layers" that sometimes coexist with sulphide diagenetic bedding (pl. VIII7). In contrast to sulphide diagenetic bedding, the red "layer" shown in the photo resembles reverse graded bedding (the top boundary of the "layer" is sharp, while the bottom one is hardly perceptible). However, the similarity is a purely superficial feature, which is not at all related to original sedimentary structures. The diagenetic bedding considered depends on an unequal impregnation of sandstones (or strictly speaking their pore spaces) with sulphide minerals or ferric pigment and, in so being, is connected with the migration of mineralizing- or colouring solutions. It may be also mentioned that very similar structures have been recently produced experimentally by Violo (1969).

#### SEDIMENTARY ENVIRONMENT, PALEOCURRENTS

The problems concerning the sedimentary environment of the Weissliedenges and the transgression of the Zechstein Sea have been recently touched by Smith (1971) in a discussion regarding the main results of the work by Pryor (1971). In the paper cited, Pryor has challenged the traditional opinion as to the aeolian origin of the Weissliedenges deposits. Certainly, he is right concluding that the evidence supporting the opinion ("diagonal cross-stratification and uniform grain size", *op. cit.*, p. 525) is insufficient.

According to traditional opinions, the Zechstein Sea transgression to the Mansfeld Trough had invaded an area of aeolian deposition. Many writers imagined that the region in question was covered by rows of parallel dunes built up by the crossbedded Weissliedenges sands. A local resedimentation of the sands was also assumed. Moreover, it was also suggested that the so-called Grauliedenges (a crossbedded deposit occurring immediately beneath the Kupferschiefer) was laid down in a near-shore zone of the Zechstein Sea. Also large-scale crossbedding characteristic of the Grauliedenges was regarded as an analogue of diagonal stratification known from "large ripples" of the North Sea Watts (Eisenhuth, Kautzsch 1954, p. 64-67).

The revision by Pryor (1971) of the opinions mentioned briefly above has been based mostly on petrologic data. On the grounds of textural parameters, shape and surface properties of detrital grains

as well as their mineral composition the Weissliedenges deposits of the Werra-Fulda area and the Harz Foreland have been recognized by him as shallow marine deposits. According to the author cited, beds displaying large-scale crossbedding should be interpreted as deposits of subaqueous sand ridges.

The main conclusion of the Pryor's work has been submitted to a critical examination by Smith (1971), who has upbraided him for the lack of sufficient criteria in recognizing a marine origin of the Weissliedenges deposits in West Germany.

The Weissliedenges deposits of the Fore-Sudetic Monocline occur in a stratigraphic position analogous with the classical German deposits and reveal a similar facial development. However, the assemblage of sedimentary structures they contain enables the present writers to reconstruct the sedimentary environment in a more satisfactory manner. It is worthy of mention that in his description of the Weissliedenges deposits from borings in Muchobór Wielki and Kliczków Zwierzeki (1951) wrote that: "... the lowermost crossbedded layers of the Lower Zechstein are composed of bleached sandstones, which were probably deposited in rough oxydated waters and are indicative of near-shore conditions".

The assemblage of sedimentary structures found in the beta type Weissliedenges sandstones (including especially ripple marks and ripple cross-lamination re-

lated to them as well as flame structures) leave little doubt about the subaqueous formation of the deposits considered. Large-scale crossbedding characteristic of the alpha-type Weissligendes sandstones also reveals features (laterally persistent laminae of siltstone and small flame structures) indicative of its subaqueous origin. It should be stressed, however, that in spite of the apparent lack of any sufficient evidence the presence within the alpha-type sandstones of aeolian deposits cannot be ruled out.

Measurement of transport directions of detrital material have been performed using commonly accepted directional structures including crossbedding of various scale and ripple crests. In order to increase the number of directional data, efforts have also been made to utilize flame structures as additional directional indicators. Measurements of foreset dip directions in the beta-type sandstones displaying medium-or large-scale crossbedding have been made in mine galleries (fig. 13). The data seem to indicate that the detrital material was transported mostly to the east. Westerly and northerly directions are also evident, however. Paleocurrents read on ripplemarks and ripple cross-lamination, on the other hand, have been made mostly in the laboratory using oriented samples. The data obtained suggest two main paleocurrent systems directed north-north-east and west-west-north (fig. 14).

Measurement of flame structure vergencies have been also performed using oriented samples. In spite of a high dispersion in directions obtained, the north-north-east orientation is dominant. The west-west-north direction is also clearly marked. It seems, therefore, that there is a good correlation between the arrangement of ripple marks and the orientation of flame structures. The correlation appears to be confirmed by the fact that both flame structures and convolute lamination originate owing to current-induced hydroplastic deformations of newly laid down sediment and both may develop from ripples (Kuenen 1953; Sanders 1960). In the Weissligendes deposits considered one may observe gradual transitions from undeformed ripples to features resembling flame structures.

The directions established in the study area result

in a polymodal paleocurrent pattern (fig. 16). Such a pattern is characteristic especially of near-shore deposits (Klein 1967; Selley 1968).

Evidence for a shallow marine origin of the Weissligendes deposits lies in the presence of marine fauna in the top portion of the deposits corresponding to the bioturbation layer in the present writers' scheme (see Wyżykowski 1954; Alexandrowicz, Jarosz 1971; Błaszczuk, Prymka 1973). However, the present writers are of the opinion that both the beta-type and the alpha-type sandstones should be classified as marine deposits, too. They are indeed very similar to one another in both mineral composition and textural characteristics. Moreover, the sedimentary structures they contain indicate their littoral origin. Large-scale crossbedding is to be interpreted as originated owing to the migration of subaqueous ridges. As it has been mentioned above, the presence along the Zechstein Sea shoreline of coastal dunes is highly probable, though we have found no conclusive evidence to support the opinion.

Most likely the Zechstein Sea coast was flat. It may be assumed that some portions of the shallow sea could have been sheltered from littoral currents by migrating subaqueous ridges. It is in these partly cut-off (intertidal?) basins, where the Kupferschiefer could have been accumulated. In fact, the bioturbation layer underlying the Kupferschiefer exhibits features indicative of tidal flat sediments (Reineck 1972). That the Kupferschiefer represents indeed a deposit of transitional environments is best indicated by its rich and well-preserved fauna including both land plants, reptiles and marine molluscs (see Eisenhuth, Kautzsch 1954). It seems that contemporary analogues to the sedimentary environments of the Weissligendes sandstones and the Kupferschiefer are to be looked for among flat mangrove coasts, where underwater sandy ridges growing in the tidal zone give way to the formation of cut-off basins that, in turn, offer circumstances favourable for both the accumulation of fine-grained deposits and the development of plants (see Klein 1970; Reineck, Singh 1973). The problem will be still discussed in the forthcoming subsection.

## ORIGIN OF ORE DEPOSITS

The observations mentioned above have prompted the present writers to discuss briefly the origin of the Zechstein ore deposits occurring in the Fore-Sudetic Monocline. It appears from the observations that the Weissligendes deposits had originated in a well-aerated zone of the Zechstein Sea under the influence of littoral currents. The deposition of the Kupferschiefer does not imply the origin under anaerobic conditions. The Kupferschiefer could be formed in a littoral zone from an algal mat. Reduction conditions might be expected to result from the decomposition of organic matter.

Concerning the origin of the Zechstein ore deposits two general problems have been matters of dispute: 1) the provenance of copper and 2) the processes leading to the formation of ore deposits. According to Konstantynowicz (1957, 1967) copper compounds dissolved in the Zechstein Sea as well as primary polyme-

tallic ore deposits in the Karkonosze Granite mantle and concentrations of copper minerals in the sedimentary and volcanic rocks of the Rotligendes all contributed to the Weissligendes ore deposits. Obere and Serkies (1970), on the other hand, have suggested that copper compounds might be also expected to come from metamorphic rocks of the Góry Kaczawskie Mts., Eastern Karkonosze Mts., and the Fore-Sudetic Block.

The Weissligendes deposits are thought by Wyżykowski (1964) to have been originated as a result of the infiltration of sea water containing dissolved copper compounds into a bottom layer of sandstone.

According to a hypothesis presented recently by Harańczyk (1967) the Zechstein Sea was differentiated into an anaerobic basin and a lagoon separated from one another by a barrier. After him lead-bearing shales accumulated along the shoreline of the lagoon and dolo-



mites in the central portion of it. While copper-bearing shales were deposited in the anaerobic basin.

It has been pointed out by Konstantynowicz (1967) that in the Weissliegende deposits considered there is no evidence of hydrothermal activity. The ore deposits might be expected to originate due to the precipitation under reducing conditions of copper compounds dissolved in sea water. The mineralization, initiated simultaneously with sedimentation processes, persisted until diagenetic and epigenetic stages.

Another opinion has been recently expressed by Jarosz (1968, 1970), who believes that the mineralization of the Weissliegende sandstones took place in three phases: 1) simultaneously with sedimentation, 2) after deposition but prior to lithification, and 3) after diagenesis. In the process of the ore concentration the first phase is thought to be the most important.

Serkies (1969) has come to the conclusion that the ore deposit considered had originated owing to a multiphase process of ore concentration under reducing conditions that resulted from decomposition of organic matter. The process of ore concentration, once initiated during the sedimentation, lasted until late diagenetic- and catagenetic stages.

Recently Podemski (1970) has suggested that the Weissliegende sandstones represent the in-place decoloured Rotliegende sandstones. According to him both the decolouration and the sulphide mineralization were caused by the same solutions. The origin of the solutions has not been defined accurately. Their provenance from the Zechstein Sea might be expected, however.

More recently Bereś and Kijewski (1973) have proposed that the Weissliegende ore deposits had originated due to descending early-diagenetic solutions coming from the Zechstein Sea evaporites.

Recent studies into present-day sedimentary ore deposits as well as experimental investigations shed some light on the origin of the Weissliegende ore deposits. In the course of their investigations into recent sedimentation in the Red Sea, Degens and Ross (1969) have recorded the presence of submarine hydrothermal springs rich in ions of heavy metals. In the

proximity of these springs, recent bottom deposits reveal increased amounts of the metals but especially of copper, zinc, silver, gold, and iron. Moreover, the authors cited have also demonstrated that hydrothermal solutions are able to enrich sea water in metallic ions (particularly in copper ions).

In his laboratory experiments, Violo (1969) has performed an artificial sulphide mineralization of sandstone under conditions imitating a diagenetic or metagenetic stage. It is also worthy of mention that ore-concentration structures produced by him are very similar to sulphide diagenetic bedding found by the present writers in the Weissliegende deposits considered.

Recently Renfro (1974) has described present-day evaporite deposits from some sabkha-type desert shorelines. The succession of deposits observed in some sabkha areas is analogous with that found in many well-known sulphide deposits. Processes in operation on the sabkha shorelines, on the other hand, seem to indicate that the concentration of ore minerals is very likely under such conditions. In some sabkha areas sulphide mineralization is caused by the migration of groundwaters. These, ascending from underlying red beds, reach a reduction zone of decaying algal mat where sulphide minerals are being deposited.

The model evolved by Renfro (*op. cit.*) is characterized by an ascending circulation of mineralizing solutions and postulates that heavy metal ions are released by leaching of underlying red beds. It seems, therefore, that the model cannot be applied without reservations to the Weissliegende deposits in question.

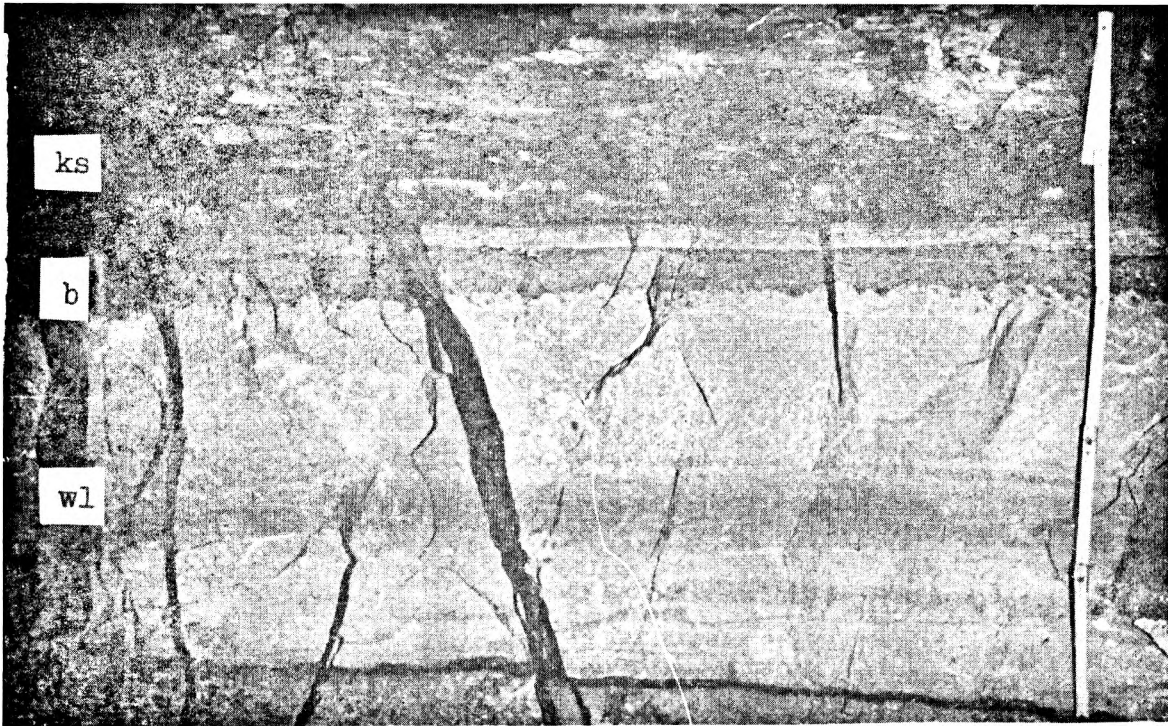
The characteristics of the Weissliegende ore deposits presented above precludes its being any type of syngenetic ledge. The mineralization resulted from the migration of solutions in already deposited sediments in a later diagenetic stage. The conclusion seems to be confirmed by the fact that sulphide diagenetic bedding is discordant in relation to both the primary sedimentary structures and the penecontemporaneous deformations observed in the Weissliegende deposits investigated.

PLANSZA I

PLATE I

Osady białego spągowca i łupki miedzionośne w kopalni „Rudna”  
The Weissliegende deposits and the Kupferschiefer in the „Rudna” Mine

1. Górna część profilu białego spągowca (*wl*) z warstwą bioturbacyjną (*b*) w stropie. Powyżej łupki miedzionośne (*ks*)  
Upper portion of the Weissliegende profile (*wl*) with bioturbation layer at top (*b*) superposed by the Kupferschiefer (*ks*)
2. Kontakt piaskowców białego spągowca (*wl*) z łupkami miedzionośnymi (*ks*)  
Contact of the Weissliegende sandstones (*wl*) with the Kupferschiefer (*ks*)



1



2

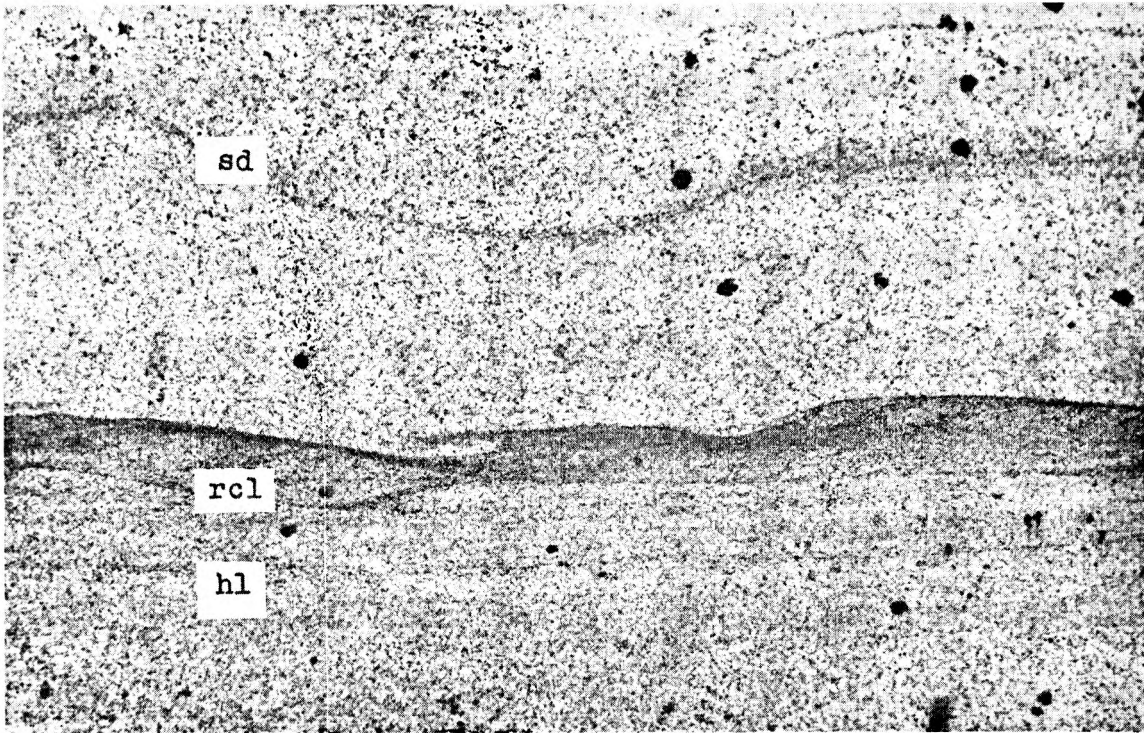
Tomasz JERZYKIEWICZ, Piotr KIJEWSKI, Jerzy MROCZKOWSKI, Andrzej Karol TEISSEYRE — Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej  
Origin of the Weissliegendes deposits in the Fore-Sudetic Monocline

PLANSZA II

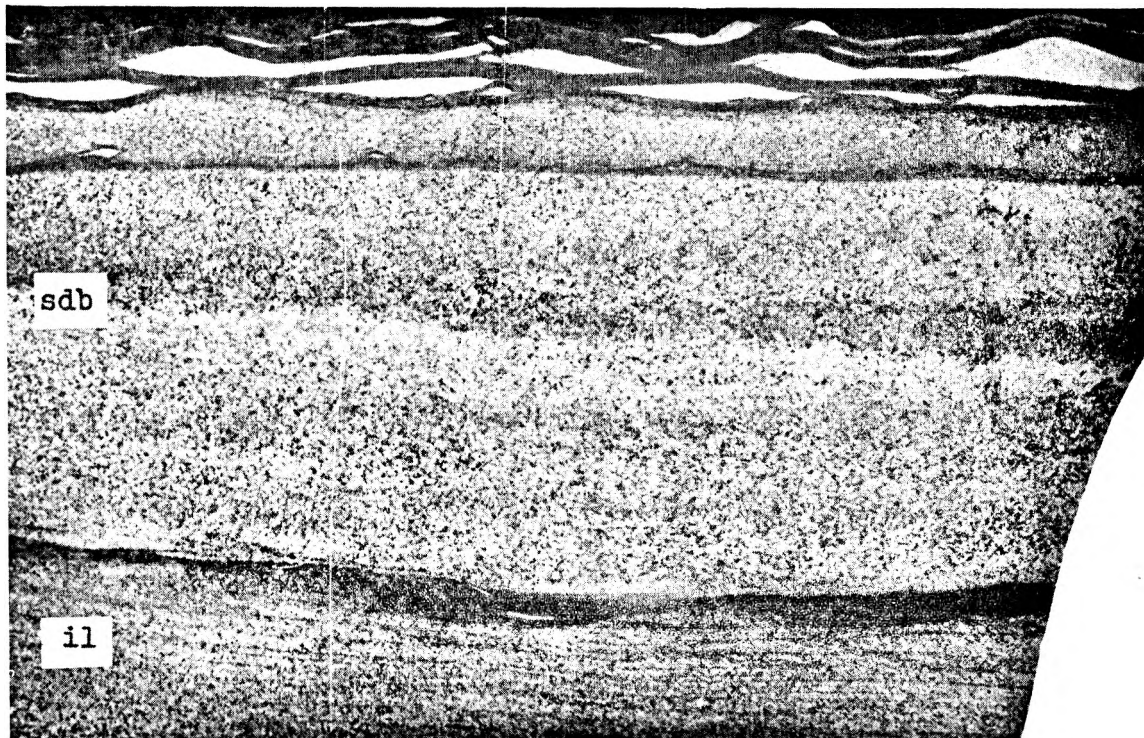
PLATE II

Rodzaje laminacji w osadach białego spągowca  $\beta$   
Lamination in the beta-type Weissliegendes deposits

1. Lamininy mułowców o przebiegu falistym – fale piaskowe (*sd*); lamininy przekątne typu riplemarkowego (*rel*) i poziome (*hl*). Wielkość naturalna, próba 10-6  
Wavy laminae of siltstone – sand waves (*sd*); ripple mark cross-laminae (*rel*) and horizontal laminae (*hl*). Natural size, sample 10-6
2. Laminacja soczewkowa (*ll*) i laminacja nachylona (*il*). Widoczne także diagenetyczne warstwowanie siarcz-  
kowe (*sdb*) o przebiegu zgodnym z laminacją. 1/2 wielkości naturalnej, próba 8-1  
Lenticular lamination (*ll*) and inclined lamination (*il*). Note also sulphide diagenetic bedding (*sdb*) superimposed on original lamination. One-half natural size, sample 8-1



1



2

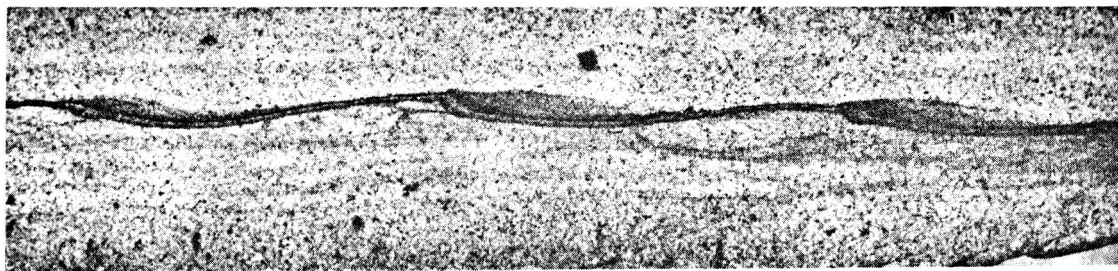
Tomasz JERZYKIEWICZ, Piotr KŁEWSKI, Jerzy MROCZKOWSKI, Andrzej Karol TEISSEYRE — Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej  
Origin of the Weissliegende deposits in the Fore-Sudetic Monocline

PLANSZA III

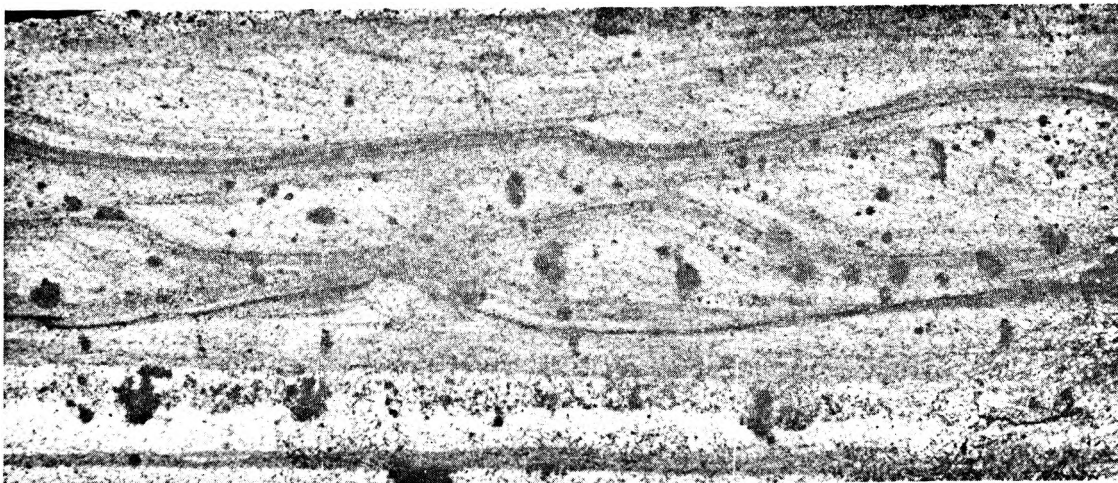
PLATE III

Laminacja riplemarkowa w osadach białego spągowca  $\beta$   
Ripple lamination in the beta-type Weissliegendes deposits

1. Pojedynczy ciąg riplemarków.  $2/3$  wielkości naturalnej, próba 9-5  
Ripple laminae without superposition. Two-thirds natural size, sample 9-5
- 2,3. Laminacja riplemarkowa wielokrotna: 2 – wielkość naturalna, próby 5-1, 5-2; 3 –  $2/3$  wielkości naturalnej, próba 5-3. Kierunek prądu, ze strony lewej ku prawej. Widoczne także punkty i plamy wywołane nagromadzeniem minerałów rudnych  
Superposed ripple laminae: 2 – natural size, samples 5-1, 5-2; 3 – two-thirds natural size, sample 5-3. Paleocurrent from left to right. Note also spots resulted from concentration of ore minerals



1



2



3

Tomasz JERZYKIEWICZ, Piotr KIJEWski, Jerzy MROCZKOWSKI, Andrzej Karol TEISSEYRE — Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej  
Origin of the Weissliegendes deposits in the Fore-Sudetic Monocline

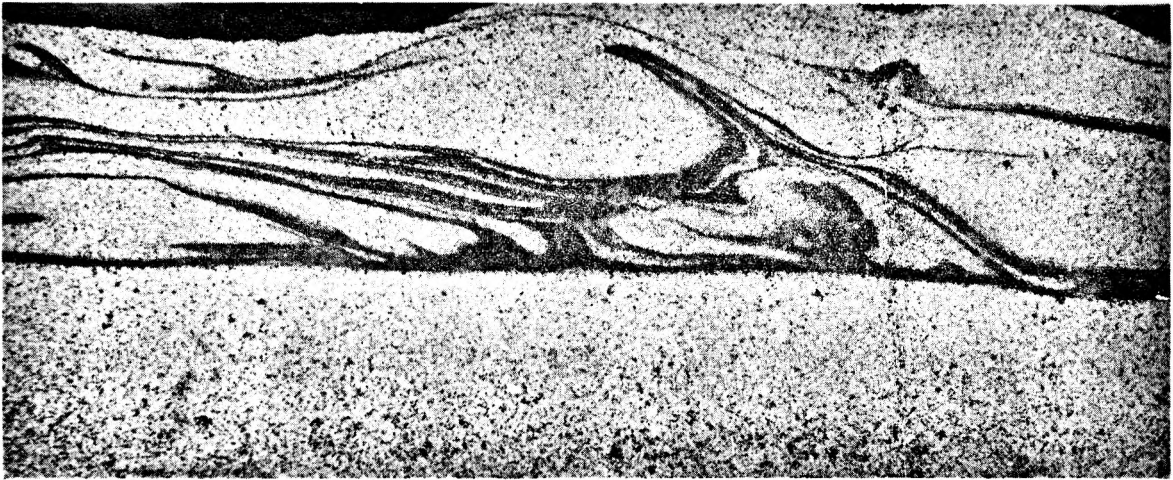
PLANSZA IV

PLATE IV

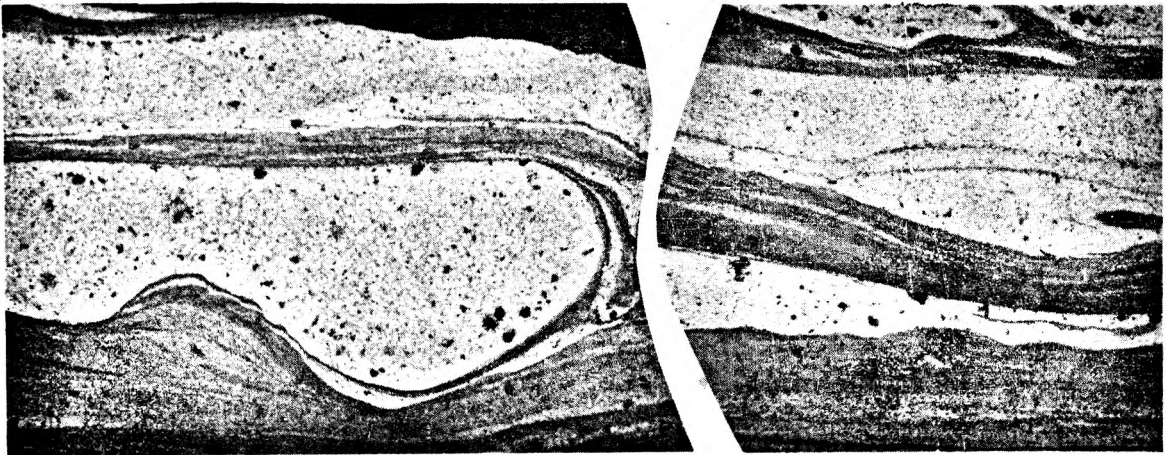
Struktury płomieniowe w osadach białego spągowca  $\beta$   
Flame structures in the beta-type Weissliegendes deposits

- 1, 2. Formy płomieniowe w przekroju zgodnym z płaszczyzną symetrii. Kierunek prądu z prawej strony ku lewej. 2/3 wielkości naturalnej. 1 – próba 11-1; 2 – próba 11-2  
Flame structures in section parallel to symmetry plane. Paleocurrent from right to left. Two-thirds natural size. 1 – sample 11-1; 2 – sample 11-2
3. Formy płomieniowe widoczne w przekrojach skośnych i zgodnych z kierunkiem prądu. Widoczny poprzeczny przekrój formy językowatej (*tfs*). Wielkość naturalna, próba 11-3  
Flame structures in sections oblique and parallel to paleocurrent. Note transverse section of three-dimensional (tongue-shaped) feature (*tfs*). Natural size, sample 11-3

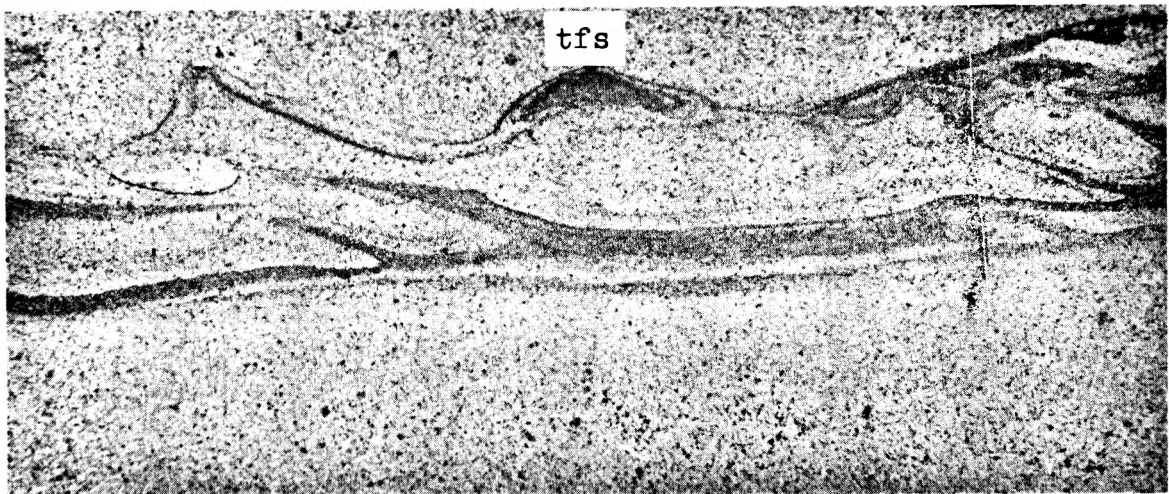




1



2



3

Tomasz JERZYKIEWICZ, Piotr KIJEWski, Jerzy MROCZKOWSKI, Andrzej Karol TEISSEYRE – Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej  
Origin of the Weissliegende deposits in the Fore-Sudetic Monocline

PLANSZA V

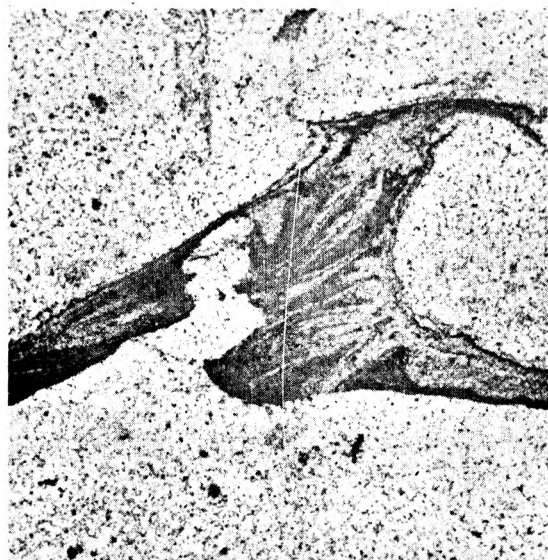
PLATE V

Struktury deformacyjne w osadach białego spagowca  $\beta$   
Deformation structures in the beta-type Weissliegendes sandstones

1. Laminacja konwolutna. 4/3 wielkości naturalnej, próba 9-6  
Convolute lamination. Four-thirds natural size, sample 9-6
2. Drobny diapir piaszczysty przebijający uprzednio zafaldowane laminy mułowców. 4/3 wielkości naturalnej, próba 9-7  
Small sandstone diapir piercing previously folded laminae of siltstone. Four-thirds natural size, sample 9-7
3. Drobny diapir piaszczysty przerywający ciągłość lamin mułowców. 4/3 wielkości naturalnej, próba 9-8  
Small sandstone diapir disrupting laminae of siltstone. Four-thirds natural size, sample 9-8
4. Pęknięcia i załamania lamin mułowców. Wielkość naturalna, próba 11-4  
Fractures and disjunctive deformations in laminated siltstone. Natural size, sample 11-4



1



2



3



4

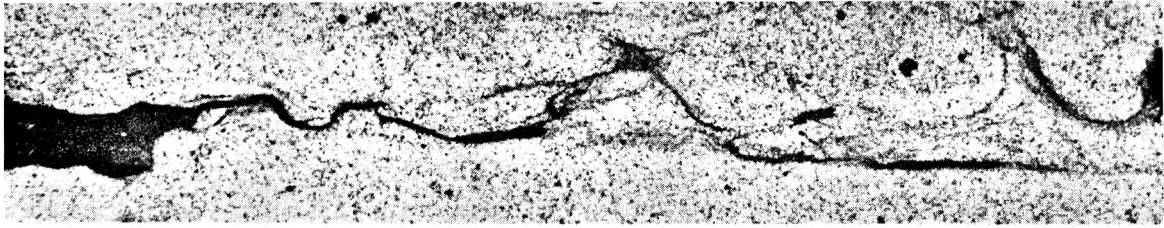
Tomasz JERZYKIEWICZ, Piotr KIJEWSKI, Jerzy MROCZKOWSKI, Andrzej Karol TEISSEYRE — Geneza osadów białego spagowca monokliny przedsudeckiej  
Origin of the Weissliegendes deposits in the Fore-Sudetic Monocline

PLANSZA VI

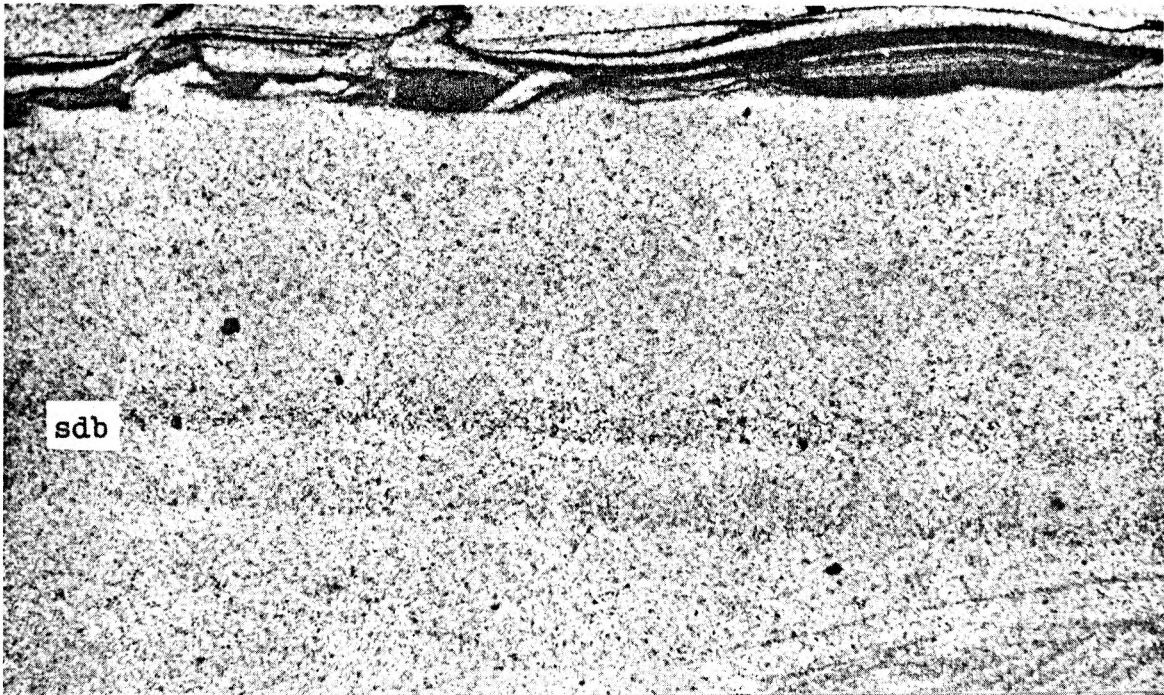
PLATE VI

Struktury deformacyjne w osadach białego spągowca  $\beta$   
Deformation structures in the beta-type Weissliegendes deposits

1. Zafałdowana, wycieniona i poprzerywana lamina mułowca. 4/5 wielkości naturalnej, próba 9-9  
Folded, squeezed-out, and disrupted lamina of siltstone. Four-fifths natural size, sample 9-9
2. Pomiędzy poprzerywanymi laminami mułowców i strukturami płomieniowymi widoczne niezdeformowane diagenetyczne warstwowanie siarczkowe (*sdb*). Wielkość naturalna, próba 9-10  
Showing undeformed sulphide diagenetic bedding (*sdb*) amongst disrupted laminae of siltstone and flame structures. Natural size, sample 9-10



1



sdb



2

Tomasz JERZYKIEWICZ, Piotr KIJEWSKI, Jerzy MROCZKOWSKI, Andrzej Karol TEISSEYRE – Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej  
Origin of the Weissliegendes deposits in the Fore-Sudetic Monocline

PLANSZA VII

PLATE VII

Struktury biogeniczne i diagenetyczne w osadach białego spągowca  $\beta$   
Biogenic structures and diagenetic bedding in the beta-type Weissliegendes deposits

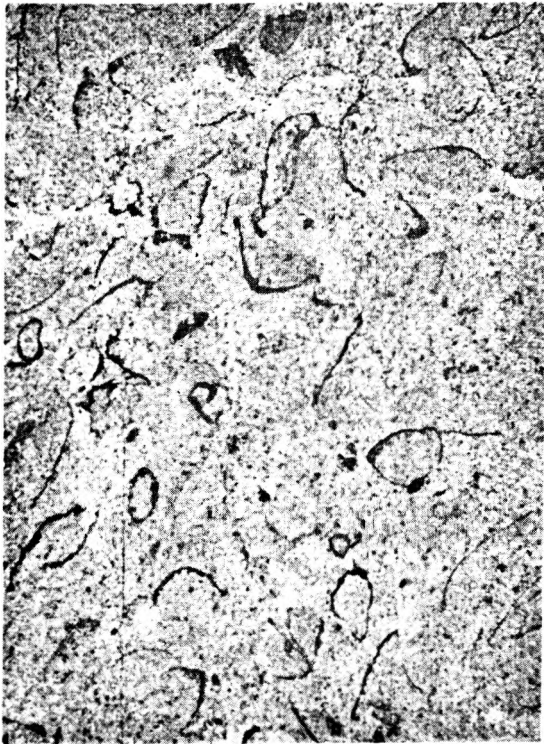
- 1, 2. Warstwa bioturbacyjna. Wielkość naturalna, próba 10-6  
Bioturbation layer. Natural size, sample 9-11
3. Nagromadzenie ośródek skorupek małżów. 4/3 wielkości naturalnej, próba 7-1  
Accumulation of internal moulds of molluscs. Four-thirds natural size, sample 7-1
4. Siarczkowe warstwowanie diagenetyczne. 4/3 wielkości naturalnej, próba 7-2  
Sulphide diagenetic bedding. Four-thirds natural size, sample 7-2



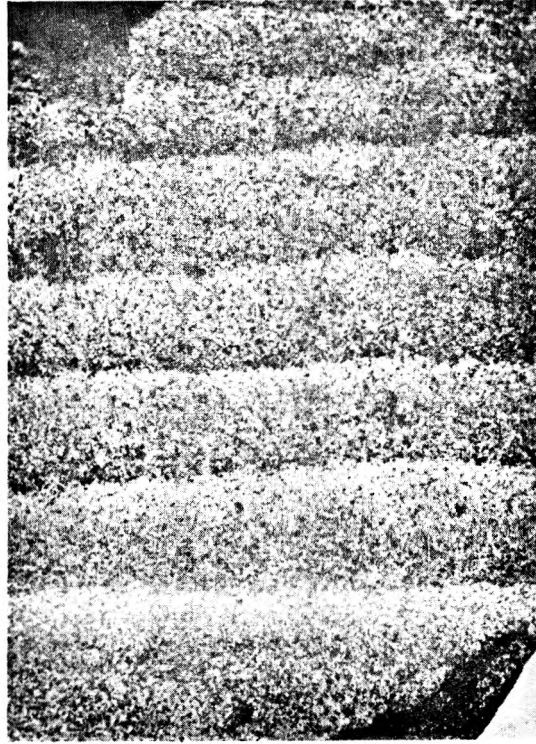
1



2



3



4

Tomasz JERZYKIEWICZ, Piotr KJEWski, Jerzy MROCzkowski, Andrzej Karol TEISSEYRE — Geneza osadów białego spągowa monokliny przedsudeckiej  
Origin of the Weissligendes deposits in the Fore-Sudetic Monocline

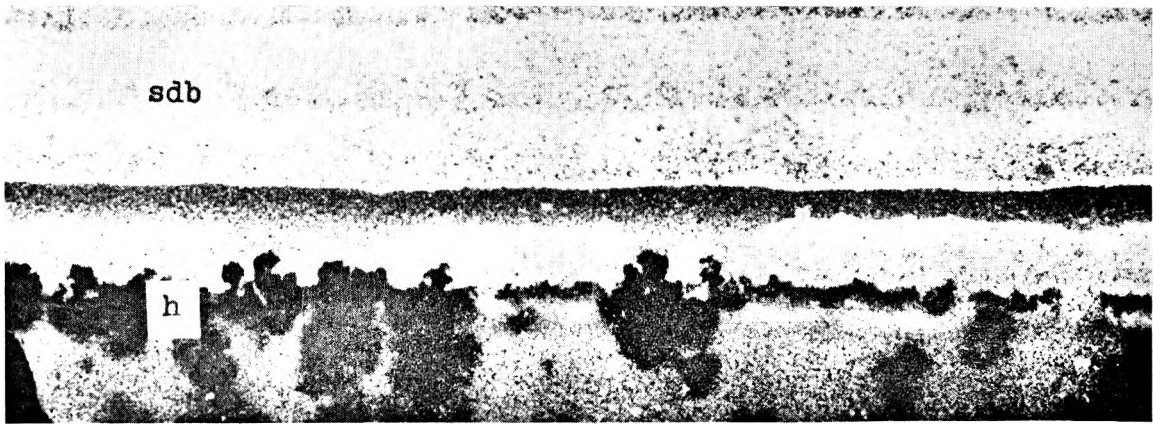
PLANSZA VIII

PLATE VIII

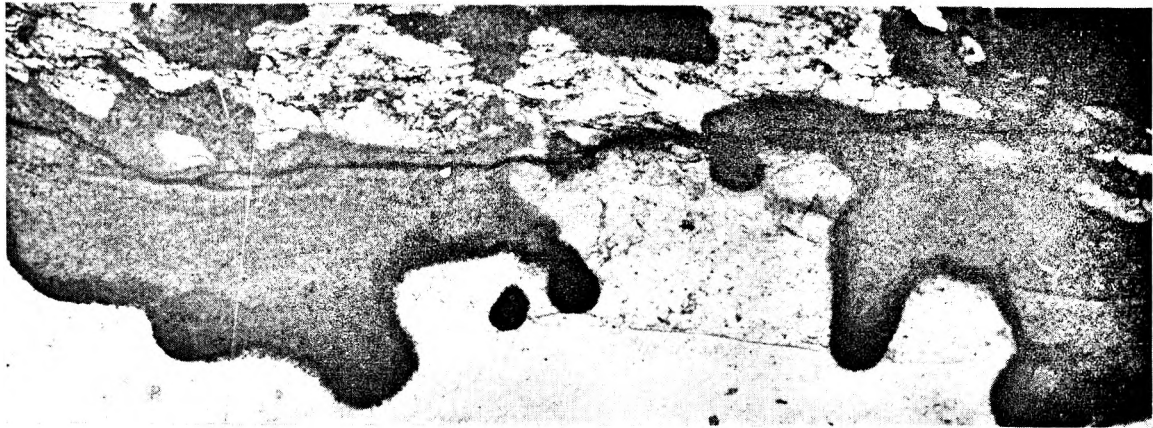
Struktury diagenetyczne w osadach białego spągowca  $\beta$   
Diagenetic structures in the beta-type Weissliegendes deposits

1. Współwystępowanie warstwowo ułożonych plam pigmentu hematytowego (*h*) i diagenetycznego warstwowania siarczkowego (*sdb*). 2/3 wielkości naturalnej, próba 1-1  
Coexistence of spots of hematite pigment arranged in layers (*h*) with sulphide diagenetic bedding (*sdb*).  
Two-thirds natural size, sample 1-1
- 2-4. Plamy spowodowane infiltracją roztworów barwiących: 2 - 3/4 wielkości naturalnej, próba 5-3; 3-4 - wielkość naturalna, próby 5-4, 5-5  
Spots resulted from infiltration of staining solutions: 2 - three-fourths natural size, sample 5-3; 3-4 - natural size, samples 5-4, 5-5





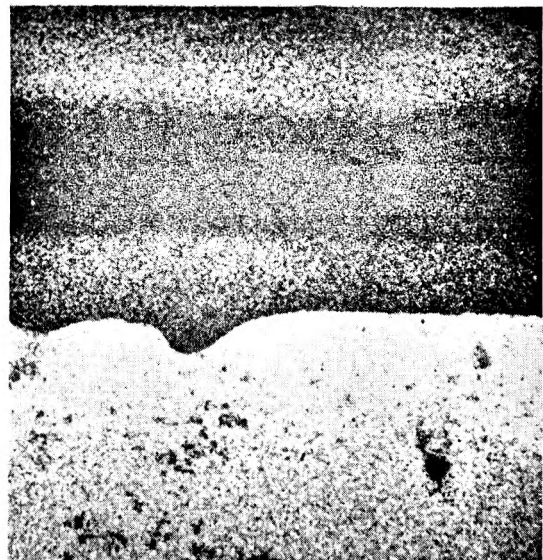
1



2



3



4

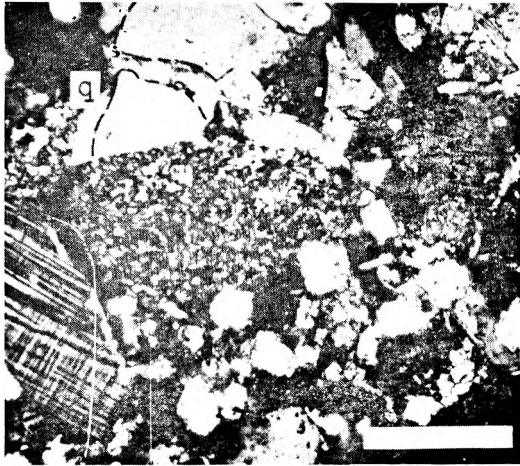
Tomasz JERZYKIEWICZ, Piotr KIJEWSKI, Jerzy MROCZKOWSKI, Andrzej Karol TEISSEYRE — Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej  
Origin of the Weissliegendes deposits in the Fore-Sudetic Monocline

PLANSZA IX

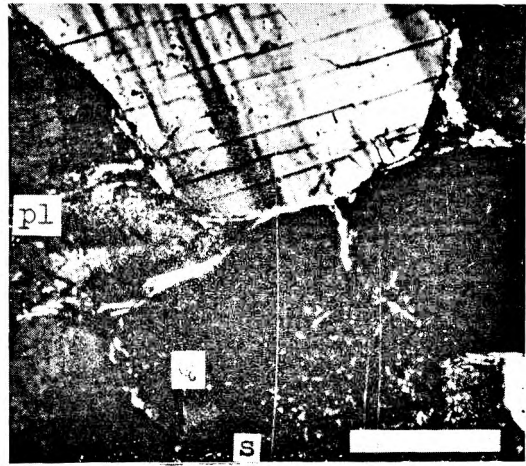
PLATE IX

Mikrofotografie piaskowców białego spagowca  
Microphotographs of the Weissliegendes sandstones

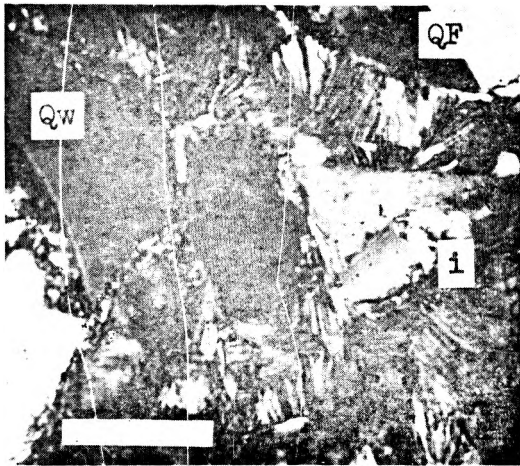
1. Ziarna kwarcu detrytycznego, obtoczony okruch skały ilastej (w środku), mikroklin, spoiwo kwarcowe II (*q*) oraz spoiwo kaolinitowe silnie impregnowane wodorotlenkami żelaza (czarne). Spoiwo kaolinitowe częściowo wyparte przez węglany (białe romboedry). Kreska ma 0,1 mm długości. Nikole skrzyżowane. Próba 10-1  
Sandstone composed of quartz, rock fragments (note fragment of claystone at centre), and microcline firmly cemented by quartz II (*q*) and kaolinite darkened by ferric hydroxide (black). Kaolinite is partly replaced by carbonate (white rhombohedrons). Bar equals 0.1 mm. Nicols crossed. Sample 10-1
2. Ziarno mikropertytu infiltracyjnego, zmętniały plagioklaz (*pl*), kwarc detrytyczne, fragment łupka ilasto-mułkowego (w prawym górnym rogu), błonkowe spoiwo ilaste dookoła ziarn detrytycznych oraz spoiwo kaolinitowe (czarne). Widoczny jest jeden kryształek kwarcu autigenicznego (*Q*, prawdopodobnie kwarc I) oraz spoiwo siarczkowe (*s*) wypierające spoiwo kaolinitowe. Kreska ma 0,1 mm długości. Nikole skrzyżowane. Próba 9-1  
Sandstone composed of micropertthite, turbid and partly altered plagioclase (*pl*), detrital quartz, fragment of shale (upper right corner), clay rims surrounding detrital grains and kaolinite cement (black). Note small crystal of authigenic quartz (*Q*, possibly quartz I) and sulphide cement (*s*) replacing kaolinite. Bar equals 0.1 mm. Nicols crossed. Sample 9-4
3. Spoiwo kaolinitowe w piaskowcu. Widoczne są rozmaicie ułożone pakieciki kaolinitowe, a miejscami także błonkowe spoiwo ilaste dookoła ziarn detrytycznych. *Qw* – kwarc prawdopodobnie wulkanicznego pochodzenia z resztkami tła skalnego; *QP* – agregat kwarcowo-skalienny; *i* – grudka detrytycznego materiału ilastego (illit?). Kreska ma 0,05 mm długości. Nikole skrzyżowane + płytka mikowa. Próba 10-3  
Kaolinite cement in sandstone. Note randomly oriented books of kaolinite and high-birefringent clay rims surrounding some detrital grains. *Qw* – quartz, possibly of volcanic origin, with relics of groundmass attached to the grain; *QP* – aggregate of quartz and feldspar; *i* – small aggregate of detrital clay (illite ?). Bar equals 0.05 mm. Nicols crossed + mica plate. Sample 10-3
4. Tekstura kwarcytowa w piaskowcu. Resztki ilastego spoiwa błonkowego widoczne dookoła ziarna kwarcu. Spoiwo kwarcowe II (białe) zawiera jako wrostek romboedr dolomitu. Spoiwo siarczkowe (czarne) wyparło pierwotne spoiwo kaolinitowe. Kreska ma 0,5 mm. Nikole skrzyżowane. Próba 10-1  
Quartzite texture and remnants of clay rims surrounding detrital quartz. Quartz II (white) includes small rhombohedron of dolomite. Sulphide cement (black) replaces original kaolinite. Bar equals 0.05 mm. Nicols crossed. Sample 10-1
5. Romboedry dolomitu jako wrostki w spoiwie siarczkowym, a miejscami także pseudomorfozy siarczków po dolomicie. Kreska ma 0,05 mm. Bez analizatora. Próba 10-2  
Rhombohedral dolomite embedded as intergrowths in sulphide cement and pseudomorphs of sulphide after dolomite. Bar equals 0.05 mm. Without analyser. Sample 10-2
6. Skupienia siarczków w detrytycznym okruchu skały ilastej zbudowanej głównie z illitu. Kreska ma 0,05 mm. Bez analizatora. Próba 10-3  
Aggregates of sulphide in detrital claystone fragment composed mostly of illite. Bar equals 0.05 mm. Without analyser. Sample 10-3



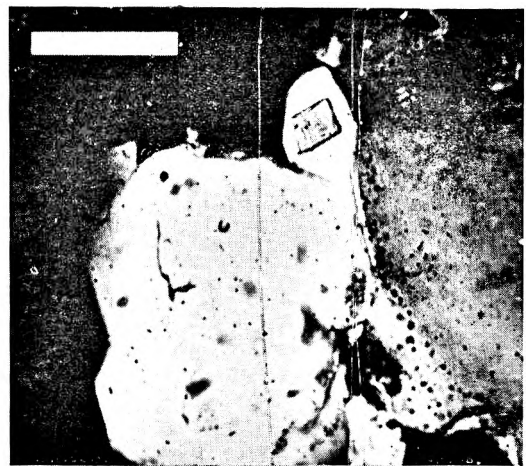
1



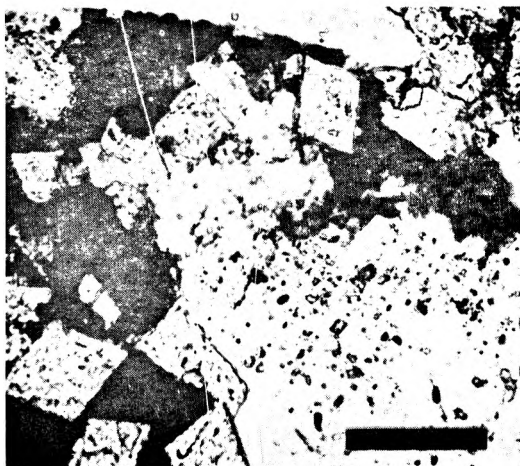
2



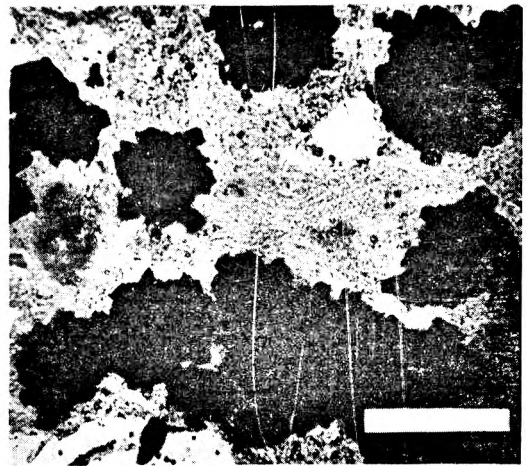
3



4



5



6

Tomasz JERZYKIEWICZ, Piotr KIJEWski, Jerzy MROCZKOWSKI, Andrzej Karol TEISSEYRE — Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej  
Origin of the Weissliegende deposits in the Fore-Sudetic Monocline