

# CHARAKTER TRANSGRESJI MORZA CECHSZTYŃSKIEGO A GENEZA OSADÓW BIAŁEGO SPĄGOWCA NA OBSZARZE WIELKOPOLSKI (PÓLNOČNA MONOKLINA PRZEDSUDECKA)

The nature of Zechstein transgression versus origin of  
the Weissliegende in the Wielkopolska area  
(northern Fore-Sudetic Monocline, western Poland)

Paweł Henryk KARNKOWSKI

Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego  
al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

## SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	101
Wstęp . . . . .	101
Ogólna charakterystyka białego spągowca . . . . .	103
Litologia i struktury sedymentacyjne osadów najwyższego czerwonego spągowca . . . . .	105
Facja gruboklastyczna . . . . .	106
Facja piaszczysta . . . . .	109
Facja mułowcowa . . . . .	110
Środowisko sedymentacji osadów schyłku czerwonego spągowca . . . . .	111
Charakter transgresji morza cechsztyńskiego . . . . .	113
Geneza barwy stropowych osadów czerwonego spągowca . . . . .	115
Geneza barwy czerwonej . . . . .	115
Geneza barwy białej . . . . .	116
Dyskusja . . . . .	117
Literatura . . . . .	118
Summary . . . . .	121

**STRESZCZENIE.** Na podstawie kilkudziesięciu wierceń z północnej części monokliny przedsudeckiej przedstawiono litologię, litostratygrafię i warunki sedymentacji schyłku czerwonego spągowca i początku cechsztynu oraz zaproponowano model szybkiej transgresji cechsztyńskiej. Przedyskutowa-

no również zagadnienie genezy barwy białego spągowca sugerując, że obecny jasny kolor tych osadów spowodowany był odbarwieniem wskutek infiltracji silnie redukcyjnych roztworów powstałych w czasie sedymentacji łupku miedzionośnego.

## WSTĘP

Kontrowersje dotyczące charakteru transgresji cechsztyńskiej oraz związane z tym trudności w ustaleniu granicy czerwony spągowiec–cechsztyn są powodem szczególnego zainteresowania wielu geologów tą problematyką. Do dobrego rozpoznania omawianych utworów na obszarze kilkudziesięciu tysięcy km<sup>2</sup> Europy Zachodniej i Centralnej przyczyniły się poszukiwania złóż miedzi i bituminów oraz działalność górnicza w zagłębiach miedziowych związanych z cechsztyńskim

łupkiem miedzionośnym. Podobnie jest i na obszarze Wielkopolski, gdzie poszukiwania złóż gazu ziemnego przyczyniły się do dobrego poznania utworów permu (Sokołowski 1967; Kłapciński 1971; Pokorski 1976, 1978; Karnkowski 1977; Depowski 1972; Karnkowski *et al.* 1978; Peryt 1978; Wagner *et al.* 1978). W pracy przedstawiono analizę facjalną klastycznych, stropowych osadów dolnego permu oraz zaproponowano model sedymentacji schyłku czerwonego spągowca i po-

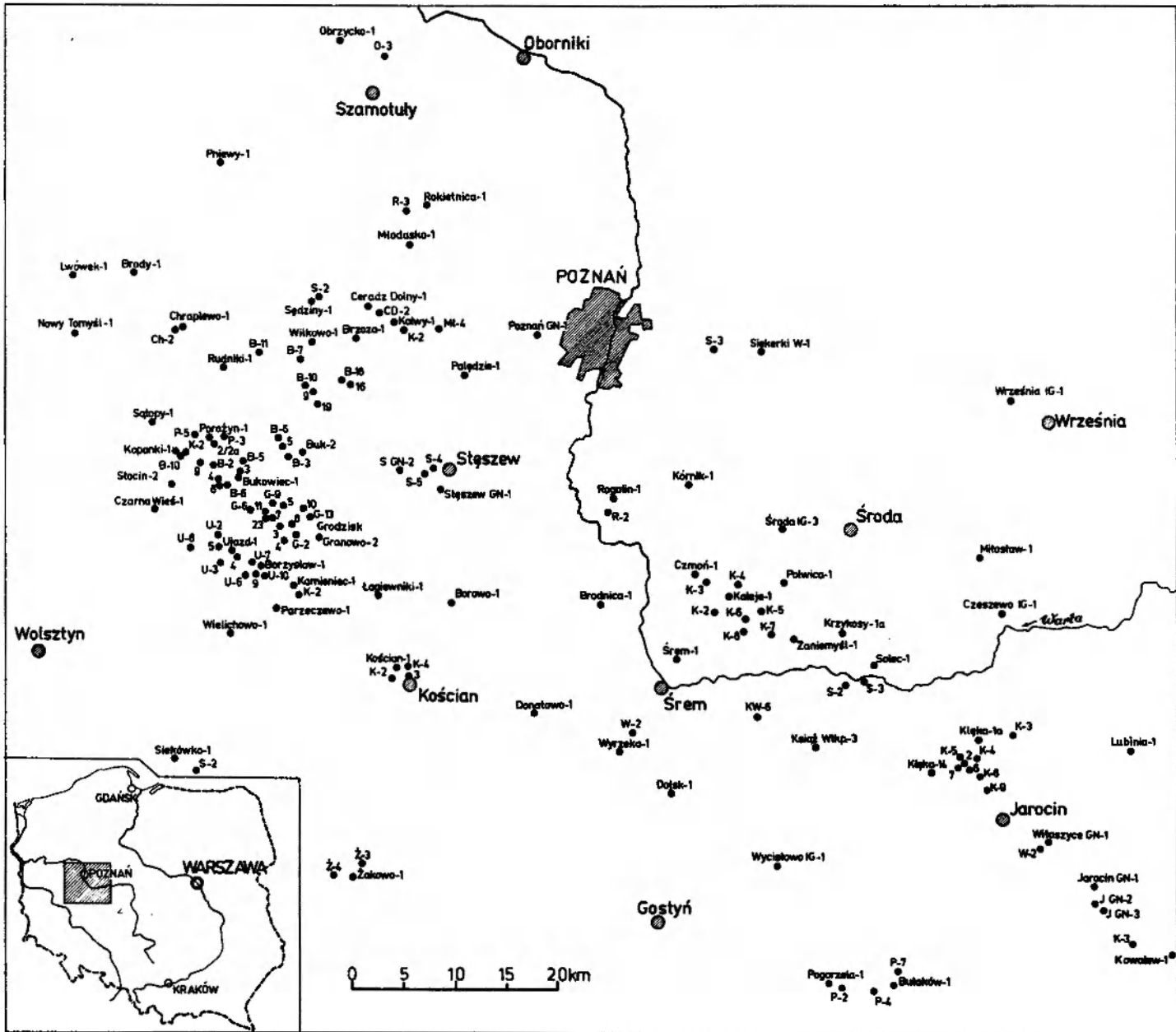


Fig. 1. Lokalizacja głębokich otworów wiertniczych na obszarze Wielkopolski (stan na 1 I 1980)

Location of deep drillings in the Wielkopolska area (state for January 1, 1980)

czątku cechsztynu. Przedyskutowano również genę barwy białego spągowca. Z wykonanych na tym obszarze wierceń sprofilowano ok. 130 (fig. 1), w których, w zdecydowanej większości, przejście czerwony spągowiec-cechsztyń było rdzenio- wane. Dlatego podstawową metodą w tym opracowaniu są szczegółowe obserwacje profili litologiczno-sedymologicznych, które posłużyły do skonstruowania regionalnego obrazu paleo- geograficznego.

Dotychczas genezie białego spągowca na obszarze Polski poświęcono dwie obszerne i szczególne prace: Jerzykiewicza *et al.* (1976) oraz Nemeca i Porębskiego (1977a, b), które dotyczyły

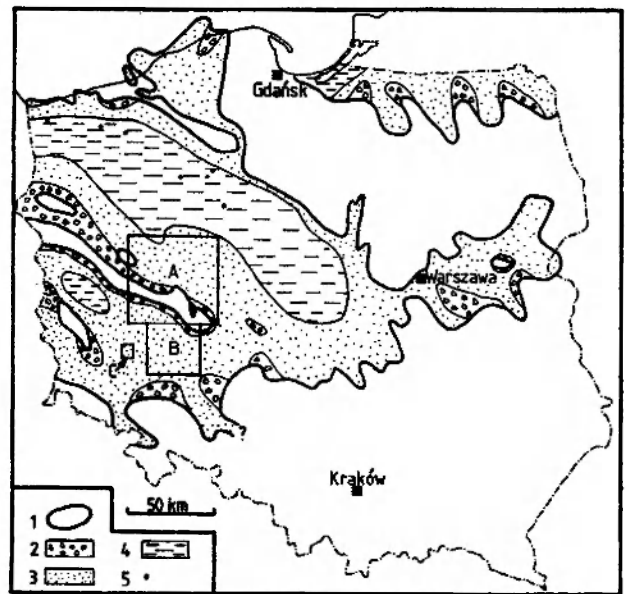
głównie zewnętrznej części basenu permiego (fig. 2). Niniejsza praca\* natomiast obejmuje bardziej centralną część tego basenu, co według opinii autora pozwoli zweryfikować w skali regionalnej poprzednio wyciągnięte wnioski.

Za udostępnienie materiałów z wierceń autor serdecznie dziękuje mgr. inż. S. Solakowi i mgr. inż. T. Żołnierczukowi. Osobne podziękowania autor składa dr. W. Nemece i Prof. dr. hab. P. Roniewiczowi za życzliwe uwagi i dyskusje.

\* Referat dotyczący przedstawionych zagadnień był wygłoszony w dniu 11 listopada 1980 roku na Krajowej Konferencji Sedymologicznej. Niniejszy artykuł został złożony w Redakcji Rocznika PTG w lutym 1981 r. Z przyczyn od autora niezależnych ukazuje się dopiero teraz.

Fig. 2. Mapa paleofacjalna schyłku czerwonego spągowca na obszarze Polski (częściowo według Karnkowskiego *et al.*, 1978, i Pokorskiego, 1978). 1 – pierwotny zasięg utworów czerwonego spągowca; 2 – gruz i żwir; 3 – piaski; 4 – muły i ily; 5 – lokalizacja otworów dokumentujących facje ilaste w centralnej części basenu permńskiego. Obszar badań: A – autora; B – Nemece i Porębskiego (1977); C – Jerzykiewicz *et al.* (1976)

Paleofacies map of the area of Poland in the latest Rotliegendes (partly after Karnkowskiego *et al.*, 1978, and Pokorski, 1978). 1 – original extent of Rotliegendes strata; 2 – rubble and gravel; 3 – sands; 4 – muds and clays; 5 – location of drillings recording clay facies in central part of the Permian basin. Areas studied by: A – the author; B – Nemece and Porębski (1977); C – Jerzykiewicz *et al.* (1976)



## OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA BIAŁEGO SPĄGOWCA

Przynależność stratygraficzna białego spągowca budzi liczne kontrowersje, a osady te uważane są bądź za rozpoczynające sedymentację morskiego cechsztynu (Zwierzycki 1951; Wyżykowski 1958, 1964; Podemski 1962; Tokarski 1967; Sokołowski 1967; Pryor 1971a), bądź za kończące cykl sedymentacji czerwonego spągowca (Richter-Bernburg 1955, Smith 1970), bądź wreszcie reprezentujące najwyższą część czerwonego spągowca i najniższy cechsztyń (Oberc, Tomaszewski 1963; Jerzykiewicz *et al.* 1976; Nemece, Porębski 1977a, b).

Główną przyczyną zaliczania białego spągowca do cechsztynu jest występowanie w nim licznej i mocno zróżnicowanej fauny morskiej. Są to ramienionogi (Wyżykowski 1964; Tokarski 1967; Alexandrowicz, Słupczyński 1970), małże (Błaszczak, Prymka 1973), otwornice, szkarłupnie i mszywioly (Peryt 1976). Tak liczne i mocno zróżnicowane zespoły fauny świadczą o morskim zasoleniu już w czasie sedymentacji białego spągowca. Występowanie fauny ograniczone jest do stropowej partii białego spągowca, gdzie również często można znaleźć liczne bioturbacje, w korzystnym przypadku obejmujące kilkanaście centymetrów. W pozostałej części białych piaskowców fauna nie występuje, jednak na podstawie podobieństwa litologicznego (barwy) są one łączone razem i wyróżniane jako biały spągowiec. Niekiedy w czerwonych mułowcach i piaskowcach, leżących bezpośrednio pod utworami cechsztynu, występują również małże i ramienio-

nogi (Riedel 1917; Zimmermann, Kühn 1936; Gunia 1962; Plumhoff 1966; Lisiakiewicz 1979). Tak więc, zmiana barwy osadu nie zawsze znajduje odbicie w środowisku sedymentacji i dlatego zarówno w czerwonych, jak i szarych osadach może występować fauna morska. Jest to jednak zjawisko bardzo rzadkie, ograniczone do peryferycznych części zbiornika cechsztyńskiego.

Wielu autorów uważa, że powstanie białego spągowca wiąże się z resedymentacją i odbarwieniem piaskowców czerwonego spągowca przez transgredujące morze cechsztyńskie. Jednocześnie zwraca się uwagę na fakt, że procesy odbarwienia mogły sięgać głębiej niż redepozycja i granicę pomiędzy czerwonym spągowcem a cechsztynem powinno się stawiać w obrębie białego spągowca (Oberc, Tomaszewski 1963). Dotychczasowe prace mające na celu wyznaczenia tej granicy za pomocą badań petrograficznych i granulometrycznych nie dały zadowalających wyników (Krasoń, Grodzicki 1964; Przybyłowicz 1968; Rydzewski 1969; Podemski 1970; Zaczek 1972), chociaż w stropie białego spągowca notuje się większe urozmaicenie i wyższą zawartość minerałów ciężkich (Nemece *et al.* 1978).

Według innej hipotezy (Nemece, Porębski 1977b) biała barwa piaskowców białego spągowca tylko lokalnie może wiązać się z procesami odbarwienia w czasie transgresji cechsztyńskiej lub późniejszej infiltracji wód morskich o charakterze redukcyjnym. Ich zdaniem piaskowce białego spągowca reprezentują najwyższą, nie zabar-

wioną partię sekwencji eolicznej. Postępujące w czasie zabarwienie piasków wydmowych związane było ściśle z wahaniami wód gruntowych (Walker 1967) i stopniowo zatrzymywane w miarę narastania transgresji cechsztyńskiej.

Badania petrograficzne piaskowców białego i czerwonego spągowca wskazują na dużą jednorodność składu mineralogiczno-petrograficznego w obu typach litologicznych. Występujące nieznaczne różnice w obrębie białego spągowca ujawniają wzrastającą ku górze profilu dojrzałość mineralogiczną (Przybyłowicz 1968; Jerzykiewicz *et al.* 1976; Nemeč, Porębski 1977a). W stropowej części profilu białego spągowca stwierdzono również występowanie glaukonitu (Grodzicki *et al.* 1967), co potwierdza pogląd o morskim pochodzeniu tych osadów.

Również badania składu granulometrycznego wykazały brak istotnych różnic pomiędzy piaskowcami białego i czerwonego spągowca. Wniośki o warunkach sedymentacji wypływające z zestawienia parametrów teksturalnych na diagramach i porównywanie z diagramami osadów, których środowisko sedymentacji było znane, wskazują, że badane osady białego spągowca nie wykazują konsekwentnie cech charakterystycznych dla osadów fluwialnych ani eolicznych (Jerzykiewicz *et al.* 1976), chociaż wykazują one cechy zbieżne ze składem granulometrycznym białego spągowca Harzu, którym Pryor (1971a) przypisuje genezę morską. Sądzi się więc, że część badanych białych piaskowców mogła odziedziczyć pewne cechy teksturalne po środowiskach, w których były poprzednio deponowane (Nemeč, Porębski 1977a).

Zarówno w czerwonych, jak i białych piaskowcach występują liczne struktury sedymentacyjne, które według Jerzykiewicza *et al.* (1976) pozwalają podzielić biały spągowiec na dwa typy:  $\alpha$  – (ok. 3 m poniżej łupku miedzionośnego) piaskowce z laminami mułowców wykazujące warstwowanie przekątne tabularne dużej skali;  $\beta$  – (bezpośrednio pod łupkiem miedzionośnym) piaskowce z laminami mułowców wykazujące różnorodne struktury sedymentacyjne, wśród których oprócz rozwiniętego na mniejszą skalę warstwowania przekątnego jako typowe należy wymienić riplemarki i związane z nimi rodzaje warstwowań oraz struktury płomieniowe. Dolna część białego spągowca łączy się w spąg (na ogół stopniowym przejściem w barwie osadu) z analogicznie wykształconymi, czerwonymi piaskowcami o niewątpliwie eolicznej genezie (Nemeč, Porębski 1977a). Jerzykiewicz *et al.* (1976)

uważają, że piaskowce typu  $\alpha$  wykazują cechy świadczące o sedymentacji wodnej.

Kontrowersje dotyczące genezy białego spągowca wiążą się z interpretacją środowiska sedymentacji tych osadów oraz z charakterem transgresji cechsztyńskiej. Niektórzy autorzy uważają, że biały spągowiec reprezentują osady eoliczne (Smith 1970, 1971) lub rzeczno-estuariowe (Hermann 1956). Inni zaliczają je do osadów morskich (Krasoń, Grodzicki 1964; Pryor 1971a). Większość autorów sądzi jednak, że dolna część białych piaskowców ma związek z lądową sedymentacją, a górna z sedymentacją płytkomorską (Oberc, Tomaszewski 1963; Jerzykiewicz *et al.* 1976; Nemeč, Porębski 1977a; Błaszczuk 1981). W świetle przedstawionych poprzednio przykładów ekologicznych, petrograficznych, granulometrycznych i sedymentologicznych taki pogląd jest w pełni uzasadniony. Na obszarze monokliny przedsudeckiej, podobnie jak i w innych częściach zachodnioeuropejskiego basenu permskiego, piaskowce białego spągowca ostro graniczą z łupkiem miedzionośnym lub wapieniem cechsztyńskim. Zdaniem niektórych badaczy świadczy to o maksymalnie szybkiej transgresji morza cechsztyńskiego (Eisentraut 1939; Krasoń 1964), a nawet – jak sądzą Smith (1971, 1979) i Glennie (1972) – o gwałtownym, trwającym kilka tygodni lub miesięcy zatopieniu obszaru leżącego znacznie poniżej poziomu morza. W pewnych częściach Niemiec (Plumhoff 1966; Lietz 1967) i na obszarze monokliny przedsudeckiej obserwuje się ząbienie piaskowców i łupków lub wapieni. Taki przejściowy charakter wskazuje, zdaniem niektórych badaczy (Richter-Bernburg 1955; Hermann 1956; Pryor 1971a, b), na spokojną transgresję morską, w czasie której rozwinął się szeroki zespół struktur świadczących o środowisku płaskich wybrzeży, gdzie w strefach międzyplytowych tworzyły się nasypy piaszczyste (Jerzykiewicz *et al.* 1976). Zdaniem Smitha (1971, 1979) duża szybkość transgresji sprzyjała zachowaniu wydm eolicznych, które Pryor (1971a) interpretuje jako podmorskie wały piaszczyste.

Prowadzone dotychczas obserwacje i badania w Niemczech, Anglii i Polsce obejmowały przeważnie peryferyczne części basenu cechsztyńskiego, bądź dotyczyły znikomego procentu obszaru występowania czerwonego spągowca. Być może to jest przyczyną, że dwie najbardziej kontrowersyjne kwestie, dotyczące wyznaczenia granicy pomiędzy lądowymi osadami czerwonego spągowca a morskimi cechsztynu oraz określenia charakteru transgresji cechsztyńskiej, pozostają nie roz-

wiązane. Przedstawione przez poszczególnych badaczy modele sedimentacji schyłku czerwonego spągowca i początku cechsztynu dotyczą niewielkich terenów. Potwierdzić słuszność tych modeli

mogą studia regionalne, które bądź zaakceptują ich przypuszczenia, bądź określą ich znaczenie tylko w skali lokalnej.

### LITOLOGIA I STRUKTURY SEDYMENTACYJNE OSADÓW NAJWYŻSZEGO CZERWONEGO SPĄGOWCA

Na terenie Wielkopolski w stropowej części profilu czerwonego spągowca występują osady podobne do opisanych poprzednio; wśród nich można wyróżnić trzy facje. Dominującym typem

litologicznym wokół wału wolsztyńskiego są brekcje, zlepionce i piaskowce zlepioncowate, w rejonie Obornik – mułowce, a na pozostałym obszarze – piaskowce (fig. 3). Osady średnio- i

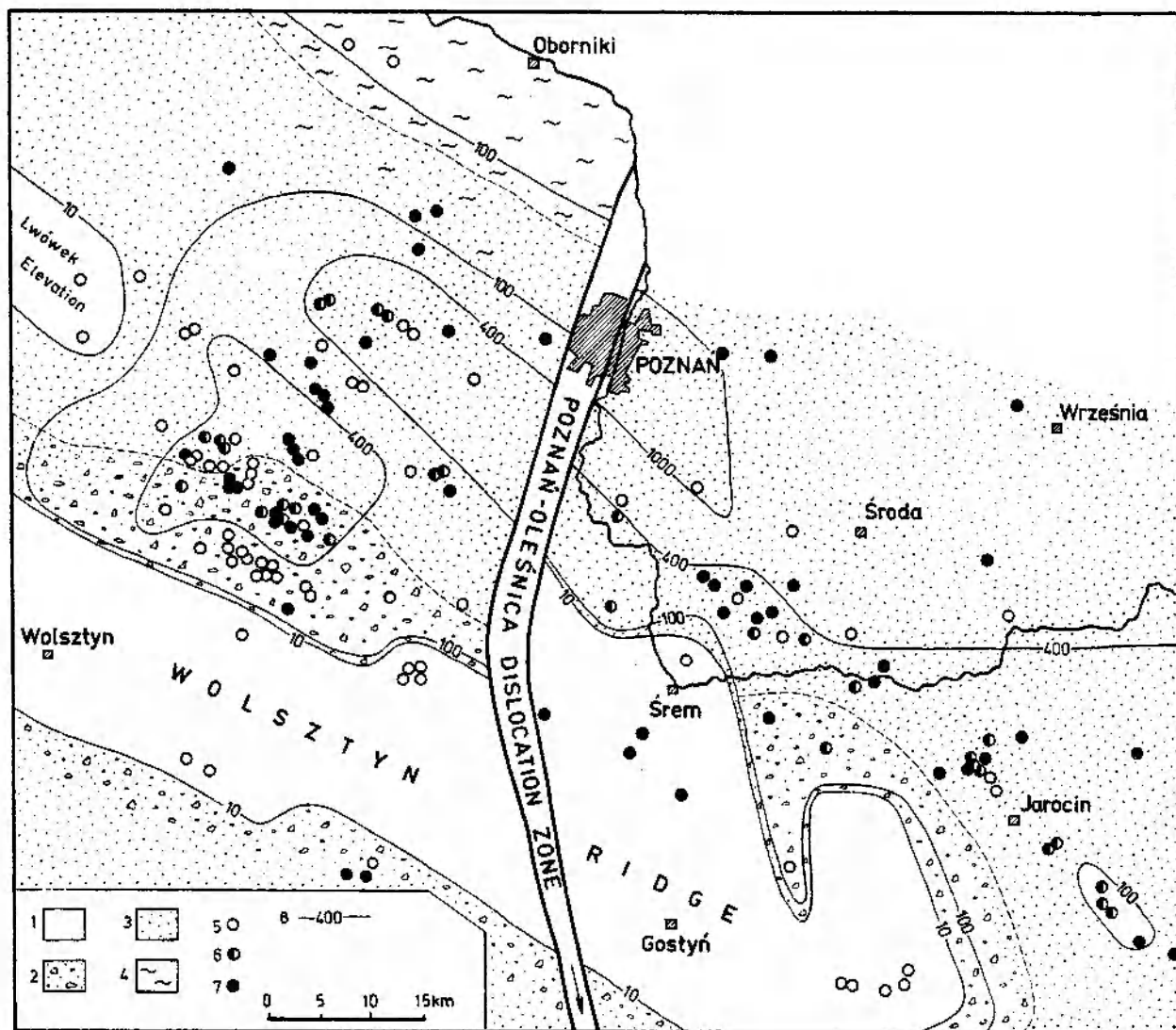
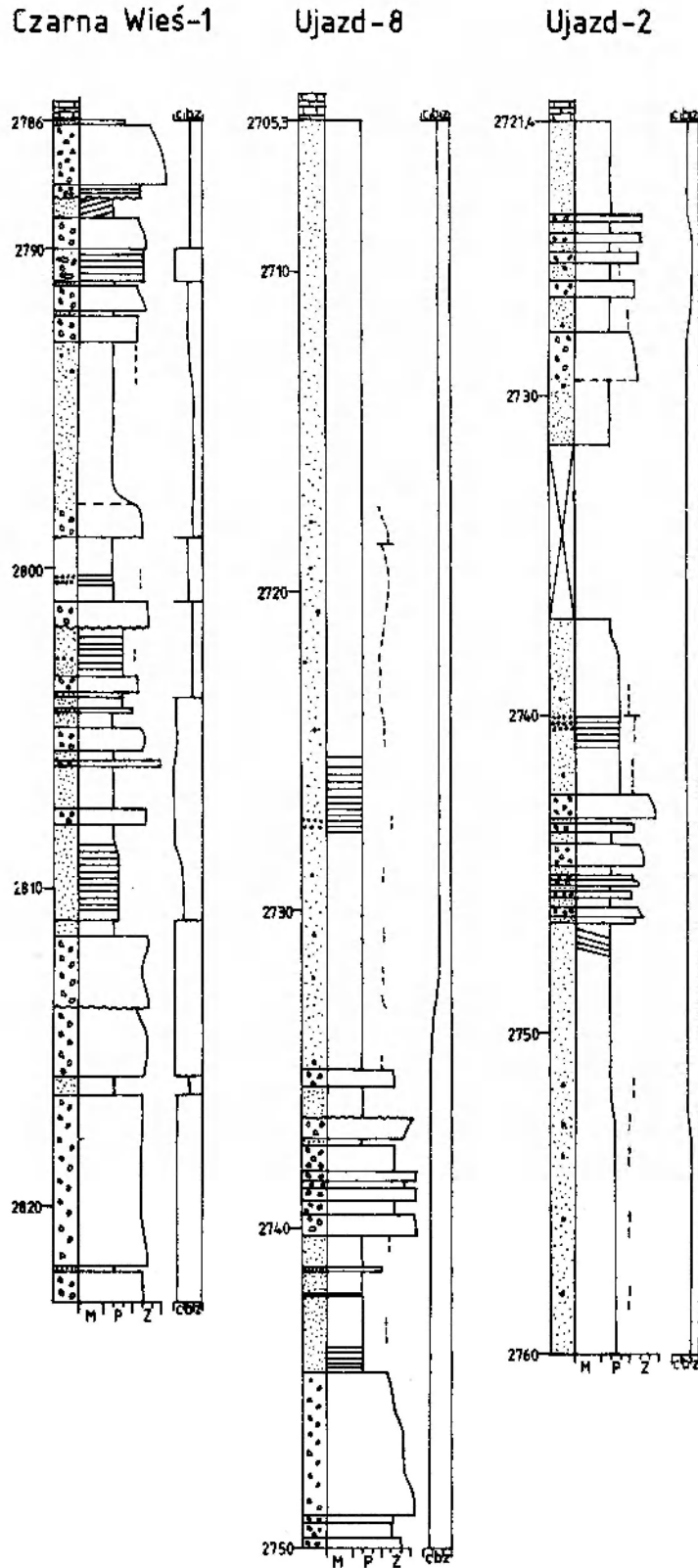


Fig. 3. Mapa litofacyjna jakościowa schyłku czerwonego spągowca i początku cechsztynu. 1 – obszar wału wolsztyńskiego – praktycznie pozbawiony osadów czerwonego spągowca; 2 – gruz i żwir; 3 – piaski; 4 – muły i ropy; 5–7 – lokalizacja wierceń z podaną miąższością łupku miedzianożółtego podścielającego wapień cechsztyński (5 – od 0 do 5 cm, 6 – od 5 do 20 cm, 7 – od 20 do 100 cm); 8 – izopachyty serii osadowej czerwonego spągowca

Qualitative lithofacies map of the uppermost Rotliegendes and basal Zechstein. 1 – area of the Wolsztyn Swell, practically without Rotliegendes strata; 2 – rubble and gravel; 3 – sands; 4 – muds and clays; 5–7 – location of drillings and thickness of copper shales underlying the Zechstein Limestone (5 – from 0 to 5 cm, 6 – from 5 to 20 cm, 7 – from 20 to 100 cm); 8 – isopachytes of Rotliegendes sedimentary series

Fig. 4. Wybrane profile stropowej części czerwonego spągowca z obszaru Wielkopolski. Objasnienia do figur 4-10: Litologia: 1 - brekcje i zlepnie; 2 - piaskowce zlepniocowate; 3 - piaskowce; 4 - ilowce; 5 - mulowce; 6 - wapienie. Struktury sedymentacyjne: 7 - brak struktur wewnetrznych (bezstrukturalne); 8 - ulawicenie poziome; 9 - wielkoskalowe warstwowanie przekatne (na rysunku przyjeto maksymalne nachylenie lamin pomierzonych w rdzeniu); 10 - laminacja pozioma; 11 - warstwowanie soczewkowe i faliste. Charakter kontaktu miedzy lawicami: I - ostry; II - stopniowy; III - erozyjny. Frakcja: M - mulowce i ilowce; P - piaskowce; Z - zlepnie (maks. 30 mm). Barwa: c - czerwona; b - biala; z - zielona. Kolor intensywnie czerwono-brunatny wystepuje po lewej stronie wykresu i stopniowo przechodzi w rozowy, ktory znajduje sie na pograniczu czerwonego i bialego. Podobnie jest w przypadku dwu pozostalych barw. Jako kryterium przyjeto ogolna barwe skaly: w przypadku brekcji, zlepniow i piaskowcow jest to oczywiscie barwa spoiwa

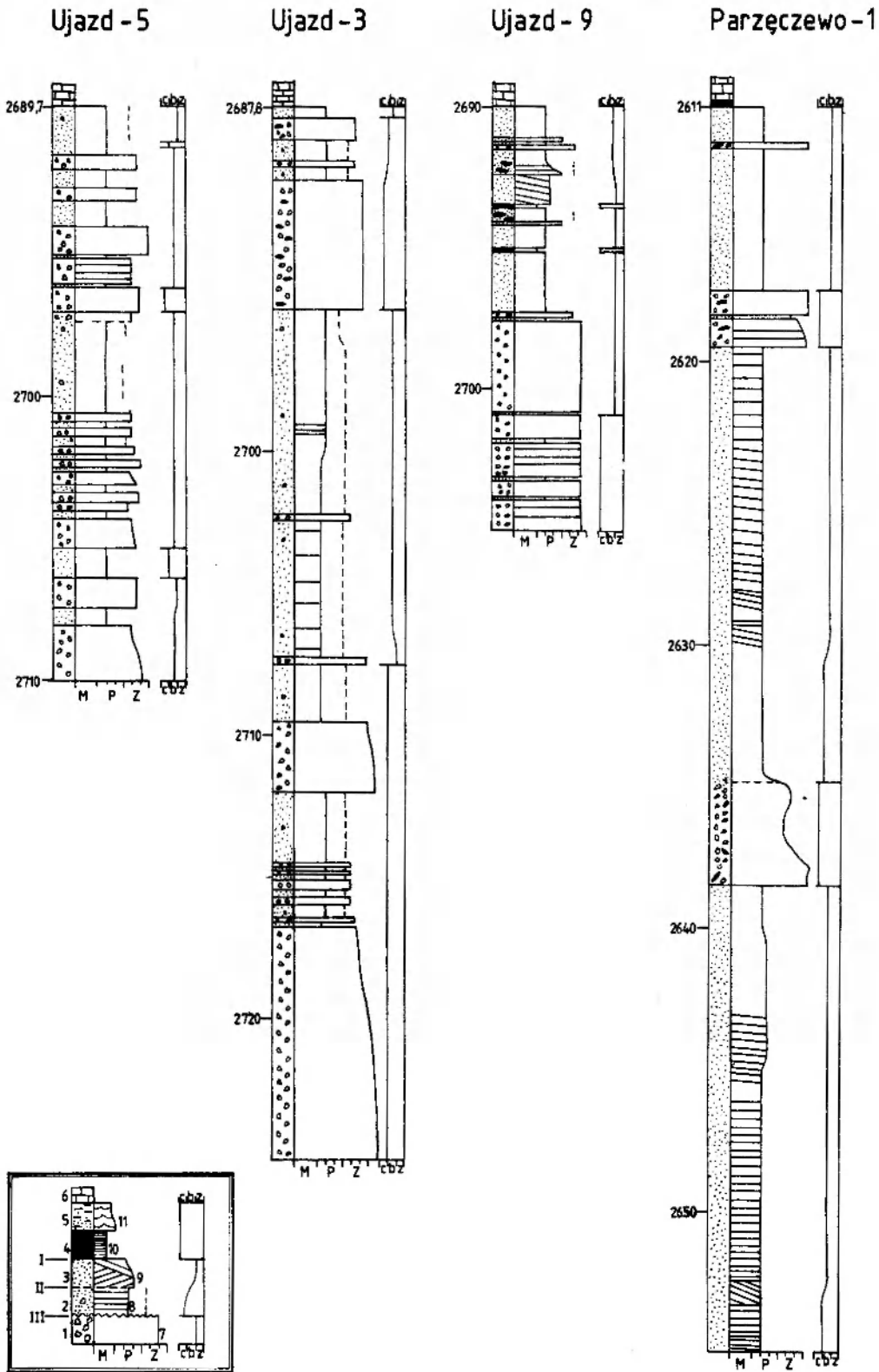
Selected sections of top part of the Rotliegendes in the Wielkopolska area. Explanations to Figures 4-10: Lithology: 1 - breccias and conglomerates; 2 - conglomeratic sandstones; 3 - sandstones; 4 - claystones; 5 - mudstones; 6 - limestones. Sedimentary structures: 7 - lack of internal structure (structureless sediments); 8 - horizontal bedding; 9 - large-scale transversal bedding (inclination drawn in this Figure is the maximum of those measured in a core); 10 - horizontal lamination; 11 - lenticular and wavy bedding. Character of contact of layers: I - sharp; II - gradual; III - erosional. Facies: M - mudstones and claystones; P - sandstones; Z - conglomerates (grains up to 30 mm in size). Colour: c - red; b - white; z - green. Deep red colour, marked at left side of the graph, gradually passes into pink, i.e. intermediate between red and white. Similar is the case of two remaining colours. The overall colour of rock is accepted here as a criterion (in the case of breccias, conglomerates, and sandstones, this is colour of cement)



gruboziarniste z reguły wykazują zmianę zabarwienia z czerwonego na białe lub szare (biały spągowiec) w miarę zbliżania się do granicy z łupkiem miedzionośnym lub wapieniem cechsztyńskim (fig. 4-9). Mułowce są czerwono-brunatne i barwa ich nie zmienia się w pionie (fig. 10).

#### FACJA GRUBOKLASTYCZNA

Zasięg występowania osadów gruboklastycznych jest ściśle związany z wałem wolsztyńskim. Po północnej stronie mamy jednak do czynienia z dużo większym zasięgiem tych osadów



zarówno w pionie, jak i w poziomie. Osady gruboklastyczne nie tworzą jednorodnego kompleksu: jak łatwo zorientować się z profili (fig. 4, 5, 6) na przemian występują warstwy brekcji i piaszczowców oraz rzadko warstwy czerwonych mułowców o miąższości nie przekraczającej kilkunastu centymetrów.

Brekcje i podrzędne zlepionce złożone są w większości z okruszków skał wulkanicznych i skał paleozoicznego podłoża oraz rzadko ze śródformacyjnych fragmentów czerwonych mułowców (pl. I, 1, 2, 4; fig. 3, 5).

W profilu nie stwierdza się selekcji materiału grubookruszowego ani pod względem składu, ani



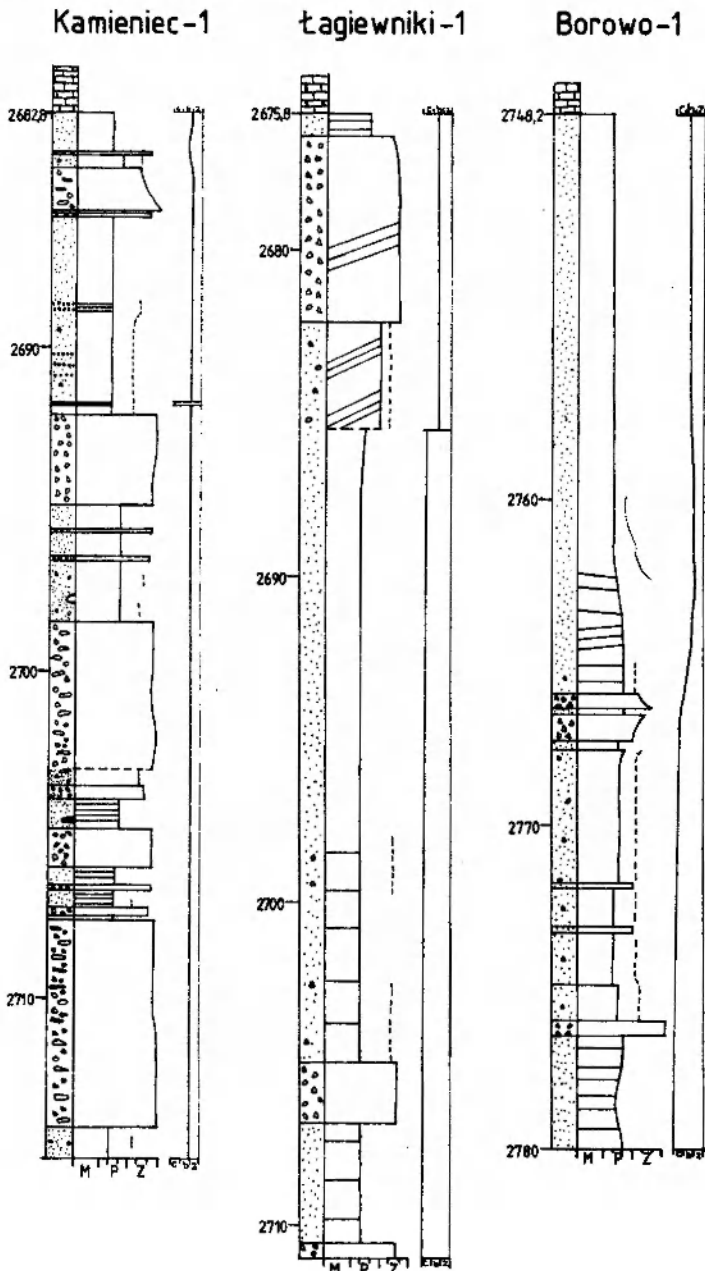


Fig. 5. Wybrane profile stropowej części czerwonego spągowca z obszaru Wielkopolski. Objaśnienia jak na figurze 4

Selected sections of top part of the Rotliegendes in the Wielkopolska area. Explanations as in Figure 4

wielkości ziarna w miarę przesuwania się ku górze. Stopień wysortowania okruchów jest średni, a często zły. Spoiwo najczęściej piaszczyste lub piaszczysto-ilaste typu kontaktowego lub części – masy wypełniającej. Piaszczowce przewarstwiające brekcje często mają domieszkę ziarn grubszych, lecz są i partie piaszczowców bardzo dobrze wysortowanych. Litologia tych piaszczowców nie odbiega poza kwarcem, który jest minerałem dominującym, od składu brekcji. Granice pomiędzy poszczególnymi typami litologicznymi są przeważnie ostre; rzadko udaje się zaobserwować granice erozyjne ze względu na niewielkie pole obserwacji ograniczone do rdzenia wiertniczego.

Osady gruboklastyczne są przeważnie „bez-

strukturalne”. Sporadycznie jednak widać, że wydłużone okruchy ułożone są najdłuższą osią w poziomie. Natomiast w piaszczowcach dosyć często widać warstwowanie poziome, rzadziej przekątne o niewielkim kącie nachylenia.

Pełne cykle o ziarnie malejącym ku górze występują rzadko, przeważnie są one niepełne wskutek częściowej erozji i stąd może częściej zachowane są ich dolne człony.

Na obszarze facji gruboklastycznej przeważnie w spągu łupku miedzionośnego lub wapienia cechsztyńskiego występują zlepieńce. Nie jest to jednak regułą i część profili tej facji kończy się piaszczowcami „bezstrukturalnymi”.



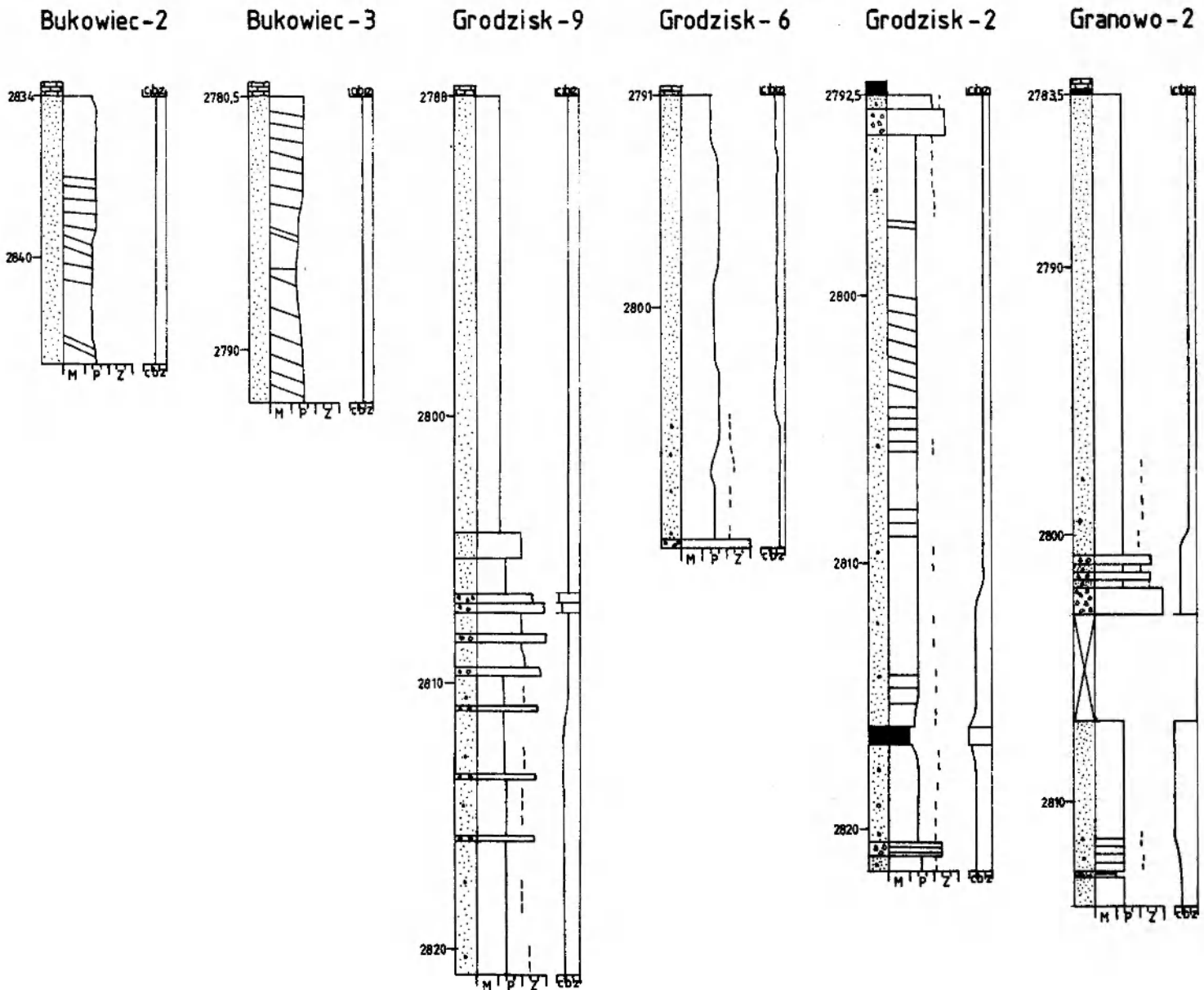


Fig. 6. Wybrane profile stropowej części czerwonego spągowca z obszaru Wielkopolski. Objasnienia jak na figurze 4

Selected sections of top part of the Rotliegendes in the Wielkopolska area. Explanations as in Figure 4

#### FACJA PIASZCZYSTA

Pomiędzy facją mulwową a facją gruboklastyczną występuje facja piaszczysta (fig. 3). Nie jest ona jednorodna zarówno pod względem składu, jak i uziarnienia. Podstawowym składnikiem jest kwarc o zmiennym stopniu obtoczenia i wysortowania. Poza tym występują w zmiennej ilości skalenie alkaliczne, plagioklasy, okruchy innych skał oraz podrzędnie minerały ciężkie (Karnkowski 1977). Zarówno w południowej, jak i północnej części monokliny przedsudeckiej piaszczyste wykazują dużą jednorodność składu (por. Przybyłowicz 1968; Jerzykiewicz *et al.* 1976; Ne-

mec, Porębski 1977a). Zmienność uziarnienia badanych piaszczystych nie jest duża i najczęstszymi typami są piaszczyste drobno- i średnioziarniste.

Większość piaszczystych jest warstwowa przekątnie w dużej skali o maksymalnym nachyleniu warstewek do 30° (fig. 6-9). W obrębie piaszczystych warstwowych często spotyka się partie „bezstrukturalne”, które szczególnie często, choć nie jest to regułą, występują w najwyższej części profilu facji piaszczystej (pl. I, 3).

Cechą charakterystyczną facji piaszczystej jest brak w jej obrębie wkładek mulwowych oraz brekcji i zlepieńców.

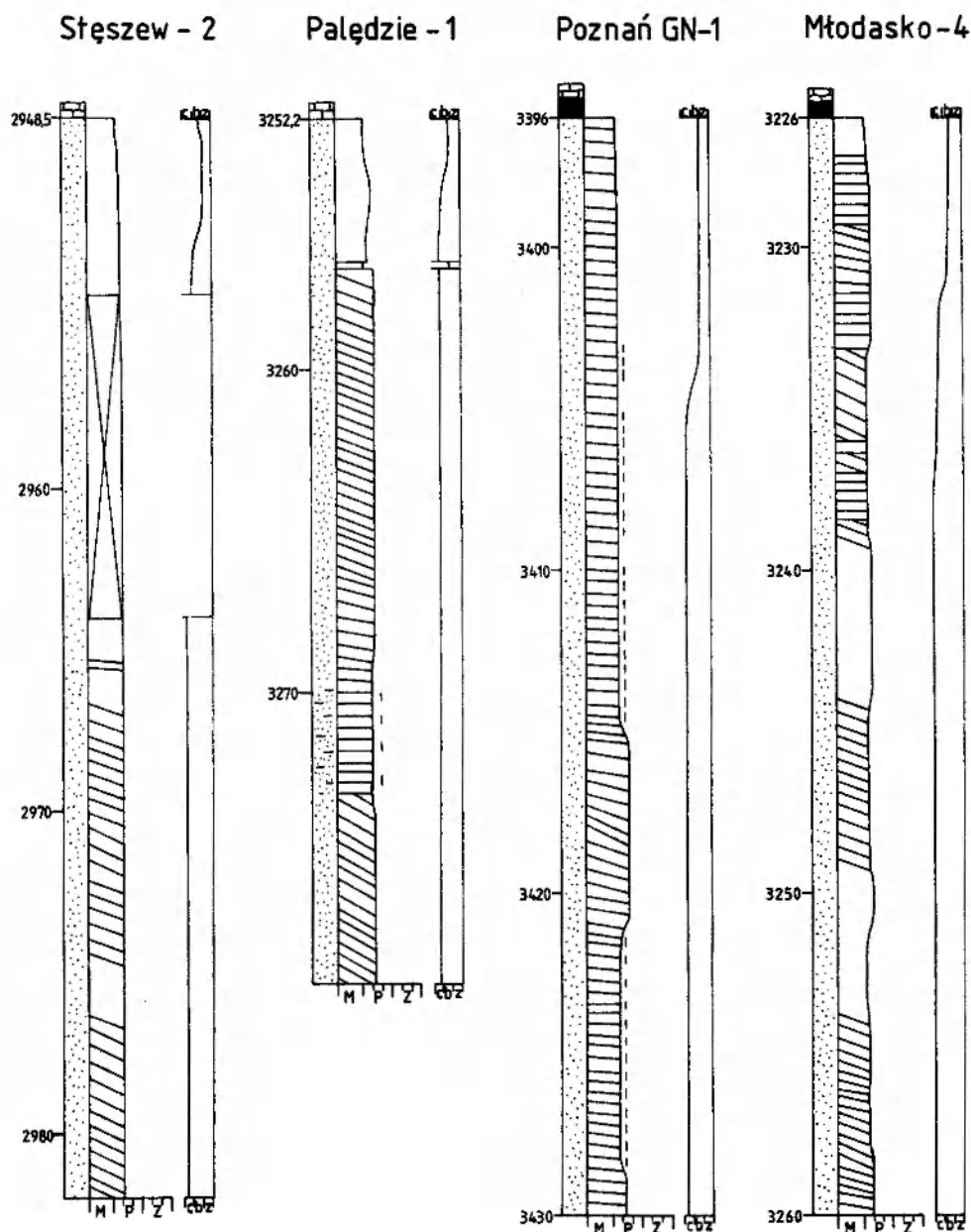


Fig. 7. Wybrane profile stropowej części czerwonego spągowca z obszaru Wielkopolski. Objasnienia jak na figurze 4  
Selected sections of top part of the Rotliegendes in the Wielkopolska area. Explanations as in Figure 4

#### FACJA MUŁOWCOWA

Na badanym obszarze w stropowej części profilu czerwonego spągowca facja mułowcowa została stwierdzona w dwóch otworach wiertniczych (Obrzycko-1 i Obrzycko-3; fig. 10), a jej miąższość wynosi ok. 40 m. Dalej w kierunku północnym w centralnej części basenu występują kilkusetmetrowe profile tej facji; są one udokumentowane wierceniami zaznaczonymi na figurze 2.

W profilu wiercenia Obrzycko-3 na piaszkow-

cach gruboziarnistych leży seria czerwonych mułowców piaszczystych o warstwowaniu soczewkowym i falistym (pl. II, 3). W górnej części tego profilu można dostrzec oczka anhydrytu; zaczyna także pojawiać się laminacja pozioma i przekątna typu zmarszczkowego (pl. II, 2), a bezpośrednio pod utworami cechsztynu występują struktury drobnoskalowego warstwowania zmarszczkowego (pl. II, 1). W całym profilu facji ilastej brak szczelin z wysychania oraz struktur świadczących o okresowym braku wody przykrywającej osad.

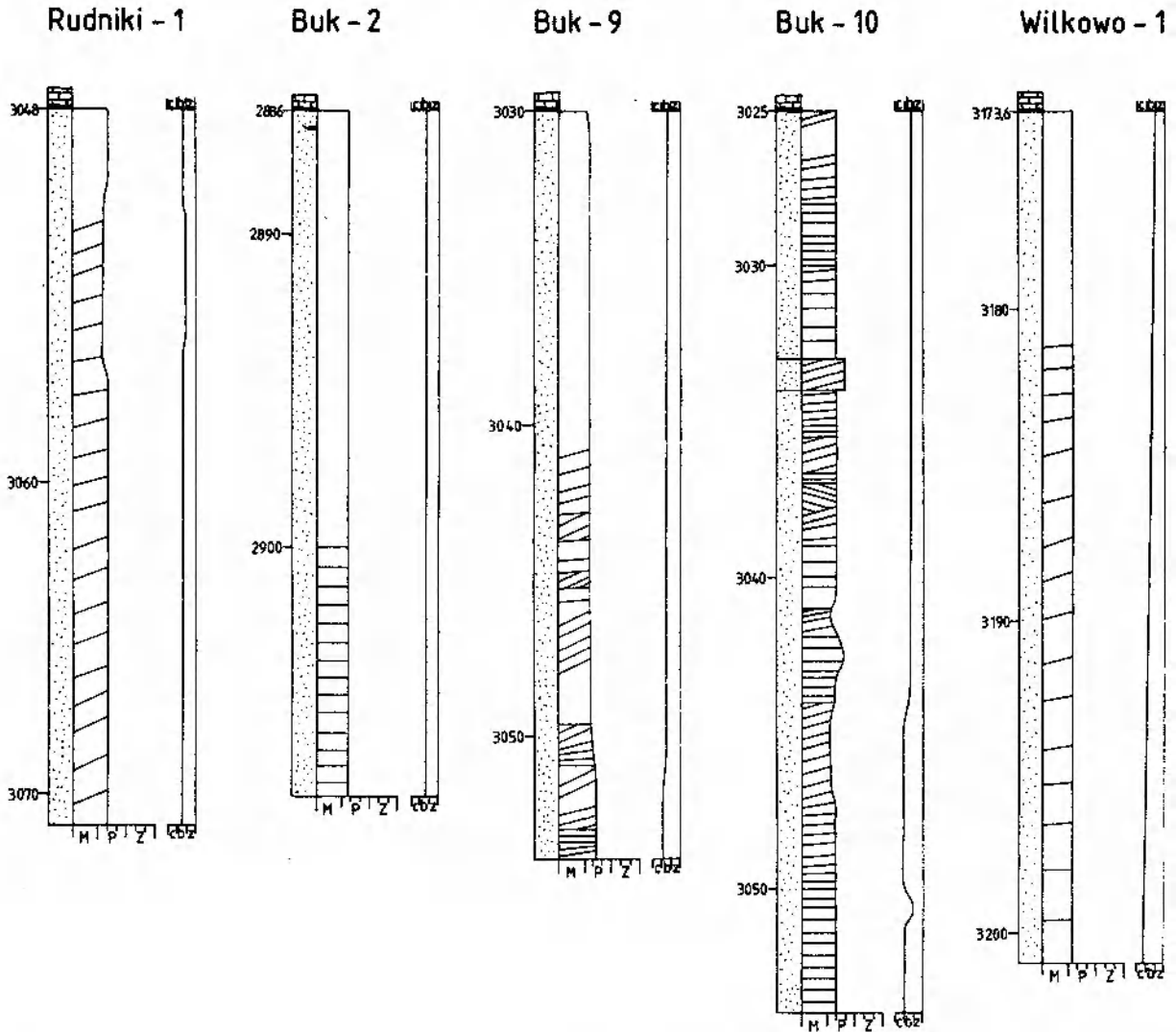


Fig. 8. Wybrane profile stropowej części czerwonego spągowca z obszaru Wielkopolski. Objasnienia jak na figurze 4  
Selected sections of top part of the Rotliegendes in the Wielkopolska area. Explanations as in Figure 4

### ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI OSADÓW SCHYŁKU CZERWONEGO SPĄGOWCA

Skały facji gruboklastycznej są niewątpliwie osadami fluwalnymi blisko i krótkotrwale transportowanymi. Najlepszym tego dowodem są brekcje o słabym stopniu wysortowania i spoiwie ilasto-piaszczystym, które można interpretować jako potoki błotne. Obszarem dostarczającym materiału był wał wolsztyński, zbudowany ze skał paleozoicznych i pokryty częściowo wulkanitami permскими (Karnkowski 1977), wokół którego przy udziale okresowych gwałtownych opadów osadzały się fanglomeraty w strefie stożków napływowych. Rozprzestrzenienie osadów gruboklastycznych w kierunku północnym nie jest duże i nie przekracza 15 km od wału wolsztyńskiego. Na dalekim skraju stożków napływowych brekcje i zlepienie zazębiają się często z osadami pia-

szystymi, a miąższość przewarstwień piaszczystych rośnie na zewnątrz od wału wolsztyńskiego, co wyznacza generalny kierunek transportu z południa na północ na badanym obszarze.

Regionalny rozkład facji (fig. 2) wykazuje, że u schyłku czerwonego spągowca w centralnej części basenu gromadziły się osady frakcji najdrobniejszej (facja mułowcowa) transportowane i osadzone w wodzie (warstwowanie faliste i soczewkowe, pl. II, 3; por. Glennie 1970).

Osady facji mułowcovej reprezentują środowisko jeziorne klimatu ciepłego i suchego (sabkha śródładowa, playa). Osady ilaste wraz z upływem czasu rozszerzały swój zasięg zarówno w pionie, jak i poziomie i stopniowo wypełniały centralną część basenu permского.

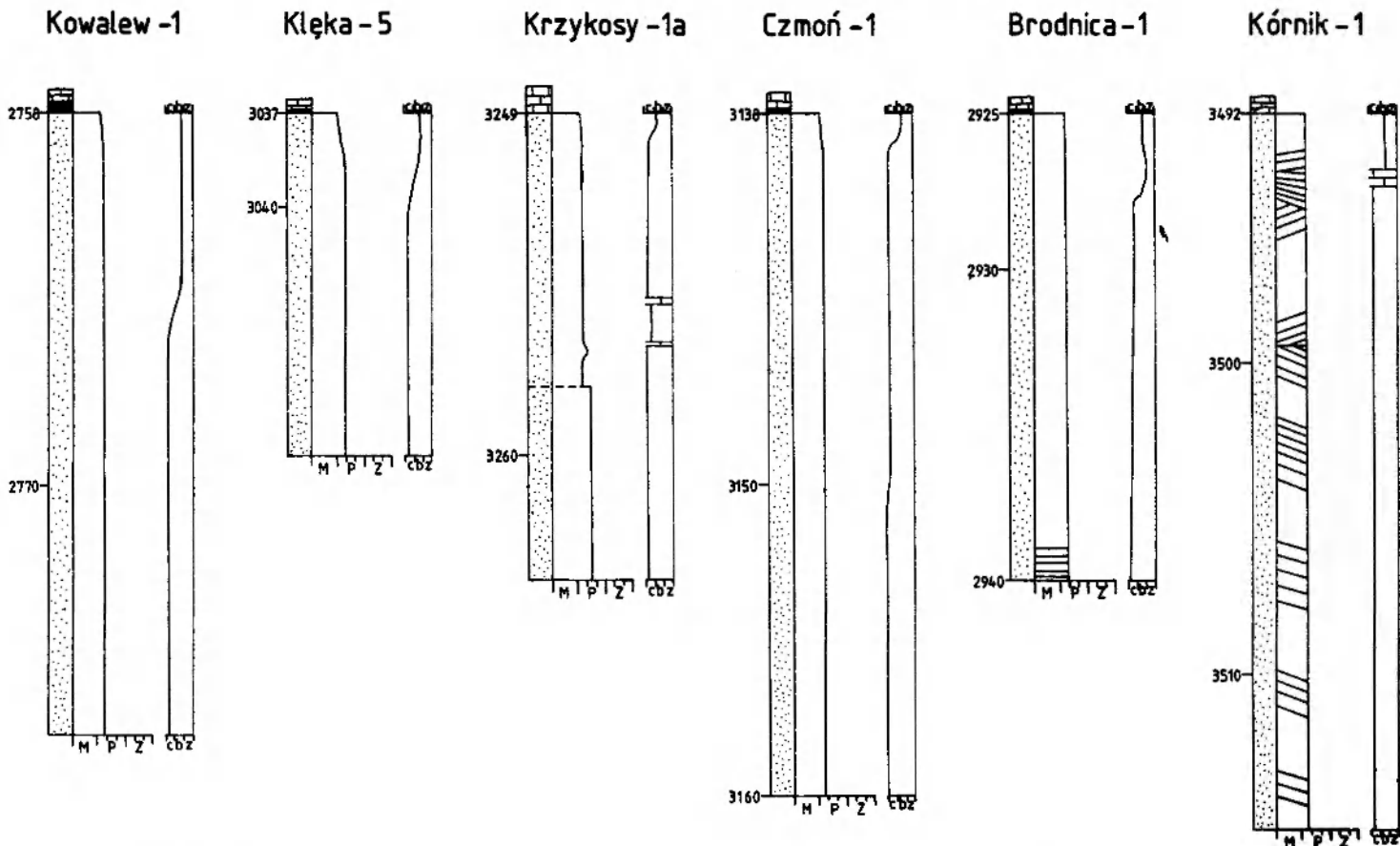


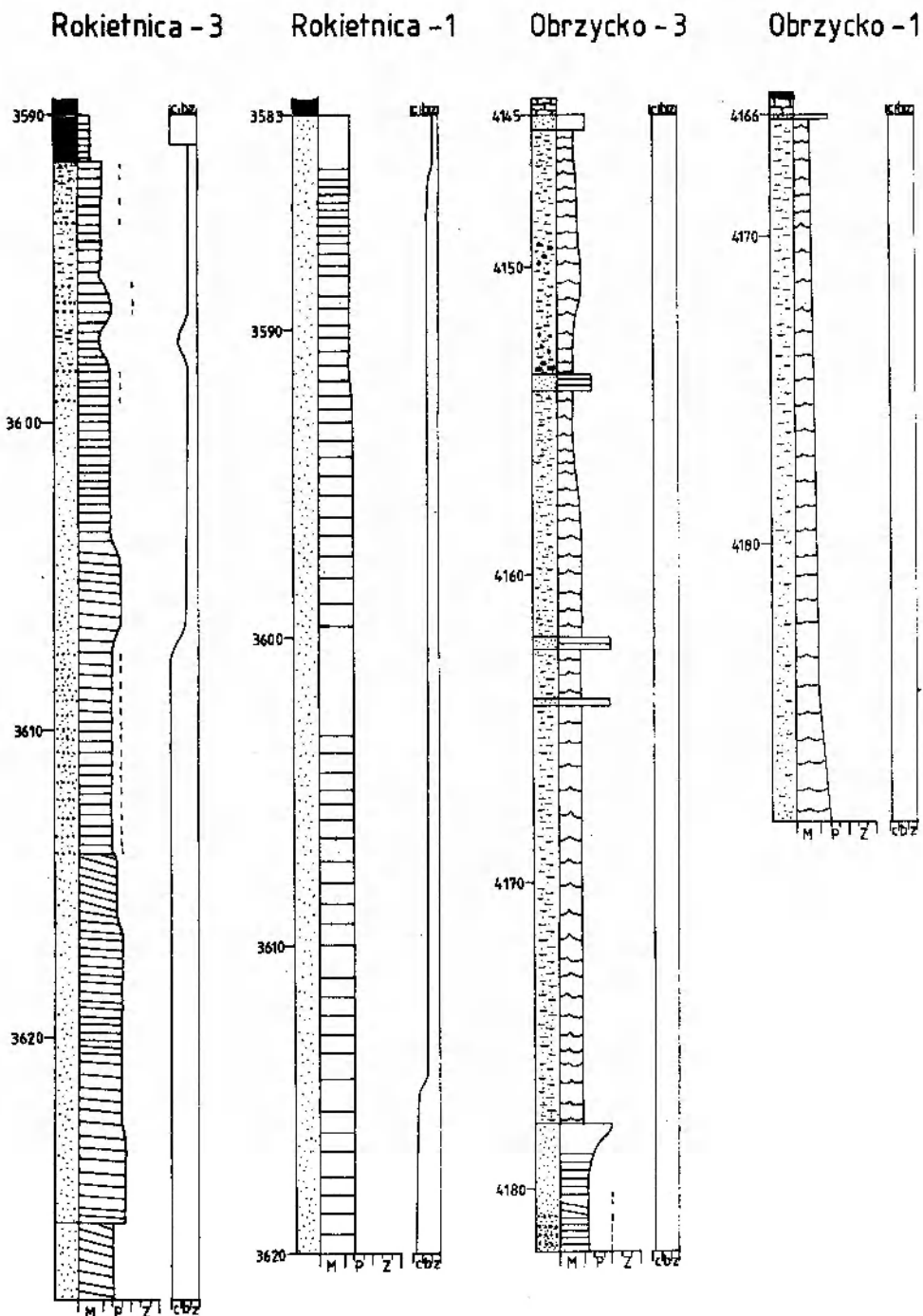
Fig. 9. Wybrane profile stropowej części czerwonego spągowca z obszaru Wielkopolski. Objasnienia jak na figurze 4  
Selected sections of top part of the Rotliegendes in the Wielkopolska area. Explanations as in Figure 4

W stropowej części profilu facji ilastej (wiercnie Obrzycko-3) pojawiają się warstwowania zmarszczkowe i oczka anhydrytu, co sugeruje znaczną zmianę środowiska sedymentacji. Autor sądzi, że przyczyną tego było wtargnięcie wód morza cechsztyńskiego na obszar rozległego jeziora. Wraz ze zwiększeniem głębokości wody zmieniły się również warunki energetyczne (falowanie, prądy morskie, pływy?), co wyraziło się powstaniem warstwowań zmarszczkowych. Zmiana środowiska z jeziornego na morskie zaznaczyła się również zmianą chemizmu wód i można sądzić, że na badanym obszarze dopiero wraz z transgresją cechsztyńską nastąpiły warunki sprzyjające wytrącaniu się ewaporatów.

Środowisko sedymentacji piaskowców położonych pomiędzy obszarami brekcji i mułowców jest trudniejsze do interpretacji. W przypadku ząbienia się frakcji piaszczystej i zlepnicowatej można wyróżnić środowisko równi aluwialnych rzek roztokowych (por. Nemeč, Porębski 1977a). Czyste piaskowce, bez wkładek gruboziarnistych, wykazują wiele cech świadczących o eolicznym środowisku sedymentacji. Mają one wszystkie ce-

chy wymienione przez Glenniego (1970) jako charakterystyczne dla osadów wydmowych. Znane autorowi z autopsji triasowe piaskowce tumlińskie interpretowane przez Gradzińskiego *et al.* (1979) jako osady eoliczne do złudzenia przypominają omawiane piaskowce czerwonego spągowca. Również cechy podawane przez innych autorów (Folk 1971; Bigarella 1972; Nemeč, Porębski 1977a; Glennie *et al.* 1978; Brookfield 1979) świadczą o eolicznym środowisku sedymentacji tych piaskowców.

Na podstawie współczesnych obserwacji (por. Glennie 1970) można sądzić, że głównym źródłem materiału eolicznego były niescementowane osady wadi. W takim przypadku należy przypuszczać, że czas oddziaływania transportu wodnego na ziarna piasku był zapewne dużo krótszy niż obróbka eoliczna; stąd możliwość występowania ziarn o cechach aluwialnych w osadach świadczących o środowisku eolicznym. Potwierdzeniem tego spostrzeżenia są badania w elektronowym mikroskopie skanningowym powierzchni ziarn kwarcu z osadów czerwonego spągowca rejonu Poznania (Wichrowska 1980).



**Fig. 10.** Wybrane profile stropowej części czerwonego spągowca z obszaru Wielkopolski. Objasnienia jak na figurze 4  
 Selected sections of top part of the Rotliegendes in the Wielkopolska area. Explanations as in Figure 4

Zaproponowany model sedymentacji osadów schyłku czerwonego spągowca sugeruje, że na obszarze facji piaszczystej dominowały pola wydymowe o wysokości elewacji eolicznych od kilku do kilkunastu metrów. Bezpośrednie obserwacje

stropu piaskowców białego spągowca w kopalniach miedzi Zagłębia Lubińskiego potwierdzają sugestię autora o zróżnicowaniu paleomorfologicznym facji piaszczystej u schyłku czerwonego spągowca.

**CHARAKTER TRANSGRESJI MORZA CECHSZTYŃSKIEGO**

Z końcem czerwonego spągowca na obszar Wielkopolski transgreduje morze cechsztyńskie. Rozpoczyna ono cykl osadowy łupkiem miedzi-

nośnym lub wapieniem cechsztyńskim. Rzadko pod łupkiem może występować wapień podstawowy (np. Obrzycko-1).

Studia sedymentologiczne nad wapieniem cechsztyńskim w Wielkopolsce (Peryt, Ważny 1978) wskazują, że powstał on w morskim środowisku płytkowodnym, sublitoralnym, przy istnieniu dużego zróżnicowania rzeźby dna w postaci płyczn i obniżeń. Zróżnicowanie to było efektem zarówno pierwotnego ukształtowania terenu, jak i aktywności tektonicznej poszczególnych bloków, czego wyrazem jest powstanie profili skondensowanych wapienia cechsztyńskiego na blokach wyniesionych względem obszarów sąsiednich. Generalnie profile skondensowane charakteryzują się regresywnym następstwem facji, co wskazuje, że największa głębokość morza była w początkowym stadium sedymentacji cyklotemu Werra i stopniowo wraz z upływem czasu zaczęła się zmniejszać.

Drugim ważnym dowodem na maksymalną głębokość wody w tym czasie jest redukcyjne środowisko sedymentacji łupków miedzionośnych. Środowisko takie powstało w wyniku rozkładu związków organicznych oraz redukcji siarczanów przez bakterie. Brak zaburzeń laminacji oraz brak fauny wskazują, że warunki beztlenowe panowały powyżej powierzchni sedymentacyjnej. Jak wykazały obserwacje współczesne w Zatoce Perskiej (Purser 1973) oraz analiza kopalnych środowisk tego typu (Byers 1977; Peryt 1978; Hallam, Bradshaw 1979), w morzach względnie płytkich wymiana wód przydennych ubogich w tlen z natlenionymi wodami powierzchniowymi zachodzi poprzez pionowe mieszanie będące efektem działalności fal. W warunkach znacznego rozczłonkowania zbiornika Werry (Peryt, Ważny 1978; Oszczepalski, 1979, 1980) takie zjawisko mogło mieć miejsce i można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że osady łupku miedzionośnego powstały poniżej podstawy falowania.

Na obszarze Wielkopolski obserwuje się duże zróżnicowanie występowania i miąższości łupku miedzionośnego (fig. 3). Najczęściej brak łupku wzdłuż północnej granicy wału wolsztyńskiego, co można byłoby wiązać z wyniesieniem dna spowodowanym samą krawędzią wału, jak i wokół ułożonymi stożkami napływowymi. Na obszarze facji piaszczystej, nawet bardzo blisko siebie, mogą występować miejsca z brakiem i obecnością łupku miedzionośnego. Przyczyną tego mogą być wydmy eoliczne o wysokości od kilku-

nastu do kilkudziesięciu metrów, które powodowały znaczne zróżnicowanie dna podczas transgresji cechsztyńskiej.

Na obszarze facji ilastej, w wierceniu Obrzycko-3, łupek miedzionośny spoczywa na wapieniu podstawowym, co wskazuje na stopniowy wzrost głębokości morza cechsztyńskiego. W pierwszym etapie powstały warunki sprzyjające sedymentacji wapienia podstawowego. Następnie wraz ze wzrostem głębokości wody, a co za tym idzie, podniesieniem podstawy falowania powyżej powierzchni sedymentacyjnej wskutek braku wymiany wód, osadziły się łupki miedzionośne. Pojawienie się znów facji węglanowych to powrót do pierwotnej dynamiki wód i zmniejszenie głębokości morza.

Charakterystyka sedymentacji łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego pozwala założyć model środowiska morskiego o głębokości minimalnej 40-60 m w miejscu występowania łupku (Peryt, Ważny 1978, fig. 6).

Bezpośrednia obecność na osadach klastycznych łupku miedzionośnego (pl. II, 4) sugeruje szybki wzrost głębokości wody, czyli szybką transgresję. Autor nie sądzi, aby nastąpiło to w przeciągu dni czy tygodni, ale w czasie, który gwarantowałby zachowanie podczas transgresji cechsztyńskiej wydm eolicznych. Wzrost głębokości wody uwarunkowany był oczywiście rzeźbą podłoża i w wielu miejscach nie przekroczył głębokości, do jakiej sięgała podstawa falowania, czego wyrazem jest brak łupku miedzionośnego w wielu profilach. W początkowym etapie transgresji wskutek falowania i prądów morskich doszło do redepozycji i resedymentacji stropowych osadów czerwonego spągowca. W obrębie facji ilastej jest to prawdopodobnie kilkumetrowy odcinek poniżej wapienia podstawowego. Na obszarze facji piaszczystej i gruboklastycznej trudno wskazać, jak duża część osadu została naruszona, choć nie ulega wątpliwości, że takie zjawisko miało miejsce. Wskaźniki pozasedymentologiczne również nie dają odpowiedzi na to pytanie. Dopiero możliwość śledzenia na szerszą skalę struktur sedymentacyjnych w osadach białego spągowca w kopalniach miedzi pozwala dokładnie różnić osady resedymentowane od pozostałych (Jerzykiewicz *et al.* 1976; Błaszczuk 1981).

## GENEZA BARWY STROPOWYCH OSADÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

### GENEZA BARWY CZERWONEJ

Zmiana zabarwienia z czerwonego na białe w osadach gruboklastycznych i piaskowcach następuje w stropowej części profilu tworząc tzw. poziom białego spągowca. Utwory facji ilastej są barwy czerwono-brunatnej aż do samego kontaktu z osadami węglanowymi. W obrębie białego spągowca w facji gruboklastycznej występują cienkie wkładki mułowców (np. Ujazd-9, Kamieniec-1, Grodzisk-2), które również mają kolor czerwono-brunatny. Warto nadmienić, że wkładek ilastych o innej barwie nie zaobserwowano.

Granice pomiędzy poszczególnymi barwami mają dwojaki charakter: albo są ostre, albo przejściowe, stopniowe. Szczególnie dobrze można to zaobserwować na obszarze facji gruboklastycznej, często nawet w jednym profilu (fig. 4-6). Mamy tutaj przypadki wielokrotnie powtarzającej się zmiany barwy z czerwonej na białą (szarą), często z odcieniem zielonkawym; niekiedy całe warstwy brekcji w obrębie jasnych piaskowców mają spoiwo intensywnie czerwone. Nie jest to regułą i często zmiana frakcji nie wywołuje zmiany zabarwienia. To przelawianie się czerwonych i białych osadów komplikuje wyznaczenie dolnej granicy białego spągowca (np. Ujazd-3).

Piaskowce pod względem zmiany zabarwienia wykazują większą prawidłowość i najczęstszym przypadkiem jest stopniowe przejście od barwy czerwonej poprzez różową do białej (fig. 6-9), choć zdarzają się przypadki i ostrych granic (pl. I, 3). Nie ma żadnej prawidłowości wyznaczającej miąższość strefy przejściowej lub miąższość białego spągowca.

Dla schyłku czerwonego spągowca przyjęto model sedymentacji oparty na założeniu, że wózków wału wolsztyńskiego tworzyły się fanglomeraty, a na ich przedpolu rozwinęły się pola wydymowe, które zazębiały się z rozległym jeziorem w centralnej części basenu wypełnionej głównie osadami ilastymi przynoszonymi przez okresowe rzeki, wywianymi z rozległych obszarów piaszczystych. Obserwowany dziś kolor skał z obszaru facji ilastej ma barwę czerwono-brunatną. Dotychczas nikt nie zaprzeczył, że materiał drobnoklastyczny przed ostateczną depozycją był czerwony i w trakcie diagenety barwa ta uległa zmianie. Jest to tym mniej prawdopodobne, że podczas diagenety w czystym osadzie ilastym wpływ czynników oksydacyjno-redukcyjnych jest prawie bez znaczenia.

Podobnie jest z wkładkami ilastymi w obrębie białego spągowca facji gruboklastycznej (fig. 4-6). Również barwa spoiwa ilastego zlepieńców i brekcji nie ulega zmianie, pomimo zmiany zabarwienia (odbarwienia) w wyższych i niższych warstwach. Warstwy kontaktujące z czerwonymi zlepieńcami wykazują mniejszy udział frakcji ilastych niż frakcji piaszczystych (Fig. 4-6).

Innym dowodem na pierwotnie czerwone zabarwienia są okruchy czerwonych mułowców występujących w piaskowcach średnioziarnistych barwy szarej z odcieniem zielonkawym, kilka metrów od spągu cechsztynu (pl. I, 4). Mułowce te są z pewnością tego samego typu, co występujące poniżej wkładki czerwonych mułowców w obrębie piaskowców białego spągowca (Ujazd-9). Na podstawie zaobserwowanych faktów można przyjąć hipotezę, że piaskowce, mułowce i zlepieńce tworzyły się w podobnych warunkach geochemicznych, sprzyjających dobremu utlenianiu żelaza i barwieniu pigmentem hematytowym wszystkich osadów.

### GENEZA BARWY BIAŁEJ

W początkowej fazie szybkiej transgresji cechsztyńskiej nastąpił maksymalny wzrost głębokości morza, czego skutkiem było zróżnicowanie sedymentacji utworów węglanowych cyklotemu Werra na dwie facje:

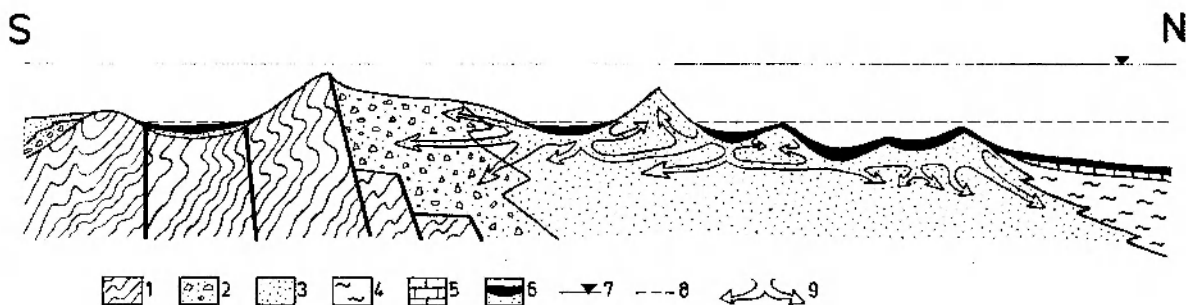
1 — osady utlenione (rote Faule) zawierające tenki żelaza oraz

2 — osady bitumiczne zawierające siarczki (Konstantynowicz 1964; Rydzewski 1969; Harańczyk 1972; Jung, Knitzshke, 1976; Oszczepalski 1979, 1980).

W południowej części monokliny przedsudeckiej, w strefie facji tlenkowej, często w spągu serii węglanowej, występują osady jasnoszare lub czerwone: są to laminy, smugi i plamy czerwone powstałe w wyniku koncentracji tlenków żelaza (Oszczepalski 1980). W warunkach środowiska euksynicznego natomiast dominują barwy ciemnoszare lub czarne. Strefa utleniona charakteryzuje się m.in. brakiem substancji bitumicznej, a strefa redukcyjna występowaniem bitumicznego łupku miedzionośnego.

Z przytoczonych przykładów wynika, że transgresja cechsztyńska nie zahamowała sedymentacji tlenkowej związków żelaza. Nastąpiło to dopiero w momencie powstania warunków euksynicznych w anaerobowym środowisku sedy-





**Fig. 11.** Schematyczny przekrój paleofaonalny czasu sedymentacji łupku miedzionośnego. 1 – skały paleozoiczne wału wolsztyńskiego; 2 – gruz i żwir; 3 – piasek; 4 – il; 5 – wapień podstawowy cechsztynu; 6 – bitumiczne muły miedzionośne; 7 – poziom morza; 8 – podstawa falowania; 9 – drogi migracji wód euksynicznego środowiska sedymentacji bitumicznych łupków miedzionośnych

Sketch paleofacies cross-section for time of sedimentation of the Kupferschiefer. 1 – Paleozoic rocks of the Wolsztyn Swell; 2 – rubble and gravel; 3 – sand; 4 – clay; 5 – Zechstein Basal Limestone; 6 – bituminous copper-bearing muds; 7 – sea level; 8 – waving base; 9 – routes of migration of water in euxenic sedimentary environment of copper shales

mentacji bitumicznych łupków miedzionośnych. Wody denne o ujemnym potencjale oksydacyjno-redukcyjnym przenikały do klastycznych osadów czerwonego spągowca i redukując żelazo trójwartościowe do dwuwartościowego odbarwiała osad. Należy przypuszczać, że w początkowej fazie transgresji wody morskie redeponowały czerwone osady pozbawiając je częściowo tlenków żelaza. Dopiero infiltrujące roztwory o ujemnym potencjale Eh powodowały zmiany diagenetyczne w czerwonym osadzie klastycznym.

Z obszaru Wielkopolski znane są również profile pozbawione łupku miedzionośnego, lecz prawdopodobnie tylko w przypadku wyniesienia Lwówka i południowej strefy wału wolsztyńskiego można mówić o facji zbliżonej do tlenkowej (fig. 3). Na pozostałym obszarze pomimo braku łupku (mogą tylko występować bardzo cienkie ciemne laminy, pl. II, 4) raczej trudno dopatrzeć się regularności w rozmieszczeniu facji siarczkowej i można sądzić, że jest ona powszechna. Miąższość strefy odbarwionej jest różna w zależności od rodzaju osadu. Na obszarze facji ilastej prawie w ogóle nie obserwuje się odbarwienia osadu (nie licząc kilku cm w stropie, pl. II, 1). Jest to zrozumiałe, gdyż w czystych osadach ilastych wpływ czynników oksydacyjno-redukcyjnych jest prawie bez znaczenia i nie powoduje zmian diagenetycznych. Dobrym przykładem są tutaj czerwone wkładki ilaste w profilach facji gruboklastycznej. Pomimo odbarwienia osadów dużej miąższości, warstwy ilaste pozostały nadal ciemnoczerwone (fig. 4–6). Jeżeli już następuje zmiana barwy w czerwonych mułowcach, to przechodzi ona w kolor zielony. Zjawisko to można obserwować nie tylko w czystych osadach ilastych (pl. I, 4; pl. II, 1), ale również w ilasto-

-piaszczystym spoiwie brekcji (pl. I, 1).

Zielona barwa pochodzi najprawdopodobniej od chlorytów (szamozytu), które również występują w piaskowcach białego spągowca (Nemec, Porębski 1977b). Według Strachowa (1953) szamozyt powstaje w środowisku morskim we wczesnym stadium diagenety z agregatów ilasto-krzemionkowo-żelazistych pod przykryciem materiału ilastego z substancją organiczną, której rozkład powoduje powstanie środowiska redukcyjnego. Ta hipoteza odpowiada warunkom sedymentacji w początkowej fazie cechsztynu.

Drugim ważnym zagadnieniem jest miąższość i zasięg strefy odbarwionej. Z zamieszczonych profili łatwo się zorientować, że nie ma prostej zależności pomiędzy występowaniem łupku miedzionośnego a miąższością strefy odbarwionej, tak jak nie ma na to wpływu również grubość łupku. Główną przyczyną decydującą o odbarwieniu jest, jak się wydaje, porowatość i przepuszczalność osadu. Najgorsze tego typu parametry występują w osadach ilastych, a najlepsze w zlepieńcach i brekcjach pod warunkiem, że spoiwem nie jest osad ilasty. Infiltrujące wody morskie najłatwiej penetrowały osady gruboklastyczne, lecz penetracja ta była selektywna w zależności od przepuszczalności poszczególnych warstw. Stąd mogą w osadzie odbarwionym występować partie czerwobrnatne (por. fig. 4–6).

W osadach czysto piaszczystych z reguły zmiana zabarwienia z czerwonego na białe lub szare następuje stopniowo (fig. 6–10), a miąższość strefy odbarwionej waha się od jednego do kilkadziesiątu metrów. Ta ogromna rozpiętość strefy odbarwionej może być wynikiem znacznego zróżnicowania rzeźby dna spowodowanego liczną obecnością zatopionych wydym. Różnica wysoko-

ci pomiędzy wierzchołkiem wydmy, który mógł się znajdować nawet powyżej strefy beztlenowej, a jej podstawą mogła sięgać kilkudziesięciu metrów (fig. 11). Stąd, w zależności od profilu mogą wynikać różnice w miąższości strefy odbarwionej.

Infiltracja wód morskich zachodziła nie tylko w pionie, ale również i poziomie. W profilu wier-

cenia Rokietnica-3 (fig. 10) strefa odbarwiona występuje poniżej czerwono-brunatnych łożyców, które musiały utrudniać infiltrację od góry (fig. 11). Wpływ poziomej penetracji roztworów redukcyjnych można również dostrzec prawie we wszystkich profilach facji gruboklastycznej (fig. 4–6).

## DYSKUSJA

Przedstawione fakty i interpretacje wskazują, że autor jest zwolennikiem poglądu o postdepozycyjnym odbarwieniu czerwonych osadów. Tak przedstawiona hipoteza stoi w sprzeczności z poglądami Nemeca i Porębskiego (1977b). Podane przez nich niektóre argumenty autor uważa za dyskusyjne. Sądzą oni, że odbarwienie na skutek infiltracji roztworów redukcyjnych wydaje się niemożliwe na tak dużą skalę. W tym stwierdzeniu trzeba rozpatrywać dwa zagadnienia: (1) jakie czynniki wpływają na możliwość redukcji żelaza  $Fe^{3+}$  w żelazo  $Fe^{2+}$  oraz (2) jakie ograniczenia mogą wystąpić w czasie redukcji. Według Bernera (1971, s. 197) żelazo może być zredukowane przez bakterie żelaziste, organiczne czynniki redukcyjne lub  $H_2S$ . Transformacja żelaza z  $Fe^{3+}$  w  $Fe$  siarczkowe (piryt) jest wprost proporcjonalna do stężenia  $H_2S$  w wodach porowych (s. 203) oraz do zawartości organicznej (s. 240, fig. 10–4).

Silnie redukcyjne warunki zaistniały w momencie rozpoczęcia sedymentacji cechsztyńskich łupków miedzionośnych. Zarówno stopień stężenia  $H_2S$ , jak i zawartość materii organicznej były wystarczająco duże, aby mogło dojść do redukcji znacznej ilości hematytu z żelazistych powłoczek ziarn piasku. Istotnym więc zagadnieniem jest głębokość infiltracji roztworów redukcyjnych. Infiltracja, a dokładniej mówiąc mieszanie się natlenionych wód morskich z wodami o charakterze redukcyjnym, była uzależniona od porowatości i przepuszczalności skał. W skałach ilastych infiltracja zachodziła w znikomym stopniu – stąd brak odbarwienia (fig. 4–6 i 10). W piaskowcach i zlepieńcach infiltracja zmniejszała się wraz z głębokością, czego wyrazem jest stopniowa zmiana zabarwienia od białego do czerwonego.

Zróznicowanie miąższości strefy odbarwionej zależało również od morfologii stropu czerwonego spągowca. Bezpośrednie przykłady tego zjawiska można obserwować w polskich kopalniach miedzi (Błaszczak 1981).

Przeciw chemicznej teorii usunięcia żelaza  $Fe^{3+}$  z czerwonych osadów ma przemawiać według Nemeca i Porębskiego (1977b) brak śladów

odprowadzenia z osadu tak znacznej ilości żelaza. Autor rozumie, że tym śladem powinno być miejsce powtórnej koncentracji żelaza. W tym przypadku miejscem tym jest okruszczowana strefa białego spągowca, łupek miedzionośny oraz wapień cechsztyński, gdzie zawartość żelaza wynosi ponad 1‰ (Peryt, Ważny 1978). Jeżeli przyjmujemy, że różnica w zawartości żelaza między czerwonym a białym spągowcem wynosi 0,5‰, a średnia miąższość strefy odbarwionej 10 m, to wystarczy 5 metrów osadów cechsztyńskich o zawartości żelaza 1‰, żeby zbilansować tę transformację. Trzeba pamiętać przy tym, że osady cechsztyńskie zajmują znacznie większą powierzchnię niż osady białego spągowca.

Kluczem do wytłumaczenia obserwowanych zmian w barwie piaskowców permskich według Nemeca i Porębskiego (1977b) jest wyjaśnienie samej barwy czerwonej osadów podścielających biały spągowiec. Uważają oni, że hematyt, którego obecność wywołuje czerwone zabarwienie osadów, pochodzi z wietrzenia ziarn krzemianów bogatych w żelazo (biotyt, chloryt, hornblenda). Według autora dużo bogatszym źródłem żelaza był hematyt zawarty w dolnokarbońskich skałach osadowych. Po zmieleniu i wymieszaniu z wodą mułowców i piaskowców pochodzących z dolnokarbońskiego podłoża (a więc tylko wietrzenie mechaniczne) uzyskuje się ciemnoczerwoną zawiesinę. Biorąc pod uwagę powszechność występowania okruszków dolnokarbońskich w całym profilu czerwonego spągowca nie można wykluczyć ich znacznego udziału w dostarczaniu hematytu do osadu.

Następnym zagadnieniem jest sprawa wietrzenia żelazonośnych minerałów. Wspomniani autorzy (Nemec, Porębski 1977b) uważają, że wietrzenie tych minerałów zachodziło raczej wewnątrz złożonego osadu aniżeli na jego powierzchni i było ściśle związane z wahaniami wód gruntowych. W konsekwencji tego stwierdzenia wysuwają wniosek, że białe piaskowce reprezentują najwyższą nie zabarwioną część klastycznych osadów dolnego permu, podczas gdy piaskowce o

barwach pośrednich stanowią osady tylko w części objęte procesami czerwienienia.

Jeżeli można zgodzić się z sugestią o wietrzezeniu (hematyzacji) wewnątrz osadu, to nie można nie brać pod uwagę możliwości wielokrotnej redepozycji osadów. W ujęciu przedstawionym przez Nemeca i Porębskiego (1977b) redepozycja, jeżeli nawet zachodziła, mogła dotyczyć tylko osadów białych. Gdyby przyjąć ten pogląd, to nigdy w obrębie białego spągowca nie mogłyby pojawić się wkładki czerwonych osadów. Tymczasem przytoczone przez autora przykłady (fig. 4–6, 10) pokazują, że zjawisko takie ma miejsce i to na dużą skalę.

Innym argumentem przemawiającym według Nemeca i Porębskiego (1977b) za stopniowym czerwieniem osadów piaszczystych jest wzrost udziału ziarn zawierających żelazo w profilu pionowym badanych piaszczystych. W ich pracy nie ma niestety danych ilościowych dotyczących

tego zjawiska, co byłoby bardziej przekonującym argumentem niż ogólna obserwacja. Ilościowe analizy petrograficzne utworów czerwonego spągowca były i są wykonywane w „Geonafcie”. Przeanalizowano tam tysiące szlifów z setek wierceń; prawie wszędzie w profilu pionowym piaszczystych stwierdza się jednak zmniejszanie ku górze liczby okruchów ziarn skał i minerałów (Rydzewska 1976; Bojarska *et al.* 1984). Takie samo zjawisko makroskopowo można rejestrować na obszarze facji gruboklastycznej (Karnkowski 1983).

Przytoczone w niniejszej pracy argumenty, zdaniem autora, nie potwierdzają hipotezy o postdepozycyjnym zabarwieniu osadów czerwonego spągowca, a raczej popierają pogląd o odbarwieniu tych osadów, z czym wiąże się zaproponowany model szybkiej transgresji cechsztyńskiej.

#### LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S. W., SŁUPCZYŃSKI K., 1970: O występowaniu *Lingula credneri* Geinitz w osadach dolnego cechsztynu okolic Ostrowa Wielkopolskiego. On the presence of *Lingula credneri* Geinitz – in the Lower Zechstein deposits in the vicinity of Ostrów Wielkopolski. *Acta Geol. Pol.*, 21, 649–710.
- BERNER R. A., 1971: *Principles of Chemical Sedimentology*. McGraw-Hill, New York.
- BIGARELLA J. J., 1972: Eolian environments – their characteristics, recognition and importance, [in:] J. K. Ringby, W. K. Hamblin (ed.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Spec. Publ., 16, 12–62.
- BŁASZCZYK J. K., 1981: Wpływ paleomorfologii stropu białego spągowca na zmienność facjalną serii złożowej w Zagłębiu Lubińskim. Weissliegendes top as the control on facies variability in ore-bearing series of Lubin copper-field, Southwestern Poland. *Geol. Sudetica*, 16, 1, 195–217.
- BŁASZCZYK J. K., PRYMKA W., 1973: Pierwsze stanowiska fauny w białym spągowcu monokliny przedsudeckiej. The first sites of fauna in Weissliegendes in the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. Geol.*, 17, 276–282.
- BOJARSKA J., MUSZYŃSKI M., RYDZEWSKA K., 1984: *Opracowanie litologiczno-facjalne z uwzględnieniem własności zbiornikowych czerwonego spągowca w obszarze środkowej monokliny przedsudeckiej (rejon Leszno–Rawicz–Krotoszyn)*. Arch. Geonafci, Warszawa (maszynopis).
- BROOKFIELD M. E., 1979: Anatomy of a Lower Permian eolian sandstone complex. *Scott. J. Geol.*, 15, 81–96.
- BYERS C. W., 1977: Biofacies patterns in euxinic basins: A general model. *SEPM, Spec. Publ.*, 25, 5–17.
- DEPOWSKI S., 1972: Występowanie węglowodorów w utworach permu. *Biul. Inst. Geol.*, 252, 177–186.
- EISENTRAUT O., 1939: Der niederslesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte. *Arch. Lagerst.-Forsch.*, H. 71.
- FOLK R. L., 1971: Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia. Pt. 1: Geomorphology and grain-size relationships. *Sedimentology*, 16, 5–54.
- GLENNIE K. W., 1970: *Desert Sedimentary Environments*. Elsevier, Amsterdam, 222 p.
- 1972: Permian Rotliegende of Northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. *Amer. Assoc. Petrol. Bull.*, 56, 1048–1071.
- GLENNIE K. W., MUDD G. C., NAGTEGAAL P. J. C., 1978: Depositional environments and diagenesis of Permian Rotliegende and Sole Pit of UK Southern North Sea. *J. Geol. Soc.*, 135, 25–34.
- GRADZIŃSKI E., GAŁOŁ J., ŚLĄCZKA A., 1979: The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts, Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdunes areas. *Acta Geol. Pol.*, 29, 151–175.
- GRODZICKI A., KŁAPCZYŃSKI J., KRASOŃ J., 1967: Glaukonit w osadach czerwonego spągowca (dolny perm) na obszarze Dolnego Śląska. Glauconite in the deposits of Rotliegende (Lower Permian) within Lower Silesia. *Arch. Miner.*, 27, 5–23.
- GUNIA T., 1962: Cechsztyńskie synkliny leszczyńskie. The Zechstein of Leszczyna Syncline. *Biul. Inst. Geol.*, 173, 57–99.
- HALLAM A., BRADSHAW M. J., 1979: Bituminous shales and colitic ironstones as indicators of transgressions and regressions. *J. Geol. Soc. Lond.*, 136, 157–164.
- HARAŃCZYK C., 1972: Mineralizacja kruszczowa dolno-cechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. Ore-bearing mineralization of the Lower Zechstein euxinic deposits in the Fore-Sudetic Monocline. *Arch. Miner.*, 30, 13–172.
- HERMANN A., 1956: Der Zechstein am südwestlichen Harzrand. *Geol. Jb.*, 72, 1–72.
- JERZYKIEWICZ T., KIJEWSKI P., MROCZKOWSKI J.,

- TEISSEYRE A. K., 1976: Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. Origin of the Weissliegende deposits in the Fore-Sudetic Monocline. *Geol. Sudetica*, 11, 57–100.
- JUNG W., KNITZSHKE G., 1976: *Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer*. Ore Deposits, 6 (7). Amsterdam-Oxford-New York.
- KARNKOWSKI P. H., 1977: Analiza facjalna utworów czerwonego spągowca w północnej części monokliny przedsudeckiej (rejon Poznań-Śrem). Facies analysis of the Rotliegende in the northern part of the Fore-Sudetic Monocline (Poznań-Śrem region). *Acta Geol. Pol.*, 27, 481–495.
- 1980: Charakter transgresji morza cechsztyńskiego na obszarze Wielkopolski, [w:] *Współczesne i kopalne środowiska sedymentacji skal okruchowych*. Mater. Konf. Nauk. PAN, PTG, UW, Warszawa.
- 1983: *Paleogeografia i paleotektonika czerwonego spągowca w Wielkopolsce*. Praca doktorska. Arch. Bibl. Wyd. Geol. UW (maszynopis).
- KARNKOWSKI P., KRZYSZTOFOWICZ Z., SOLAK M., 1978: Podcechsztyńska budowa geologiczna basenu permiego. Geological structure of Zechstein substratum of Permian Basin. *Kwart. Geol.*, 22, 735–751.
- KŁAPCINIŃSKI J., 1967: Przyczynek do stratygrafii i paleogeografii czerwonego spągowca monokliny przedsudeckiej. A contribution to the stratigraphy and paleogeography of the Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37, 467–489.
- 1971: Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. Lithology, fauna, stratigraphy and paleogeography of the Permian in the Fore-Sudetic Monocline. *Geol. Sudetica*, 5, 77–135.
- KRASOŃ J., 1964: Podział stratygraficzny cechsztynu północnosudeckiego w świetle badań facjalnych. Stratigraphic division of North-Sudetic Zechstein in the light of facial investigations. *Geol. Sudetica*, 1, 221–262.
- KRASOŃ J., GRODZICKI A., 1964: Uwagi o genezie, mineralizacji i wieku białego spągowca. Remarks on genesis, mineralization and age of Weissliegende. *Prz. Geol.*, 7/8, 323–325.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1964: Margle plamiste a mineralizacja osadów cechsztyńskich (na Dolnym śląsku). *Rudy i Met. Nieżel.*, 9, 170–175.
- LIETZ J., 1967: Der Grenzbereich Rotliegende – Zechstein im Gebiet des Spessart und der Wetterau in palaeogeographischer Sicht. *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F., 49, 129–146.
- LISIAKIEWICZ S., 1979: *Rhynchopora geintziana* Vern. z piaskowców permskich zapadliska północnosudeckiego i jej znaczenie dla stratygrafii permu w południowo-zachodniej Polsce. *Rhynchopora geintziana* Vern. from Permian sandstones of the North-Sudetic Depression and its significance for stratigraphy of the Permian of SW Poland. *Kwart. Geol.*, 23, 547–562.
- NEMEC H., NEMEC W., PORĘBSKI S. J., 1978: Weissliegende sandstones: A transition from fluvial-aeolian to shallow marine sedimentation (Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline), 3. Interpretation in the light of heavy mineral data. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48, 73–93.
- NEMEC W., PORĘBSKI S. J., 1977a: Weissliegende sandstones: A transition from fluvial-aeolian to shallow-marine sedimentation (Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline), 1. Sedimentary structures and textural differentiation. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, 387–418.
- 1977b: Weissliegende sandstones: A transition from fluvial-aeolian to shallow-marine sedimentation (Lower Permian of Fore Sudetic Monocline), 2. A study in significance of rock colouration. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, 513–544.
- 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.*, 11, 505–509.
- OSZCZEPALSKI S., 1979: Mineralizacja polimetaliczna spągowych osadów cechsztynu w rejonie Węglińca-Żar. Polymetallic mineralization of basal Zechstein rocks in the Węglińca-Żary area. *Kwart. Geol.*, 23, 563–578.
- 1980: Środowisko sedymentacji serii węglanowej Z1 a mineralizacja osadów cechsztyńskich (rejon Zielonej Góry-Koźuchowa). Sedimentary environment of the Z1 carbonate series versus mineralization of the Zechstein deposits (Zielona Góra-Koźuchów region). *Kwart. Geol.*, 24, 571–590.
- PERYT T. M., 1976: Ingresja morza turyńskiego (górnym perm) na obszarze monokliny przedsudeckiej. Thuringian (Upper Permian) ingression in the area of Fore-Sudetic Monocline (Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, 455–465.
- 1978: Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. Microfacies of the carbonate sediments of the Zechstein Werra and Stassfurt cyclothem in the Fore-Sudetic Monocline. *Studia Geol. Pol.*, 54, 1–88.
- PERYT T. M., WAŻNY H., 1978: Skondensowane profile wapienia cechsztyńskiego w północnej części monokliny przedsudeckiej. Condensed profiles of the Zechstein limestone in the northern part of the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. Geol.*, 22, 549–570.
- PLUMHOFF F., 1966: Marines Ober-Rotliegende (Perm) im Zentrum des nordwestdeutschen Rotliegend-Beckens. *Erdöl u. Kohle*, 19, 713–720.
- PODEMSKI M., 1962: Próba podziału stratygraficznego cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki-Sieroszowice. *Kwart. Geol.*, 4, 457–458.
- 1970: Szary spągowiec z okolic Nowej Soli. Grauliegendes in the vicinity of Nowa Sól. *Kwart. Geol.*, 14, 291–302.
- POKORSKI J., 1976: The Rotliegende of the Polish Lowlands. *Prz. Geol.*, 6, 318–323.
- 1978: Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. The development of the Rotliegende Basin of the Polish Lowland. *Prz. Geol.*, 12, 686–693.
- PRZYBYŁOWICZ T., 1968: O możliwościach rozdzielenia czerwonego i białego spągowca w rejonie Ostrowca Wielkopolskiego na tle badań petrograficznych. The differentiation of the Rotliegende from the Weissliegende by petrographic studies. *Acta Geol. Pol.*, 18, 801–815.
- PRYOR W. A., 1971a: Petrology of the Weissliegende sandstones in the Harz and Werra-Fulda areas. Germany. *Geol. Rilsch.*, 60, 524–552.
- 1971b: Petrology of the Permian Yellow Sands of north-eastern England and their North Sea Basin equivalents. *Sedim. Geol.*, 6, 221–254.
- PURSER B. H., 1973: Sedimentation around bathymetric

- highs in the southern Persian Gulf, [w:] *The Persian Gulf*, (ed.) B. H. Purser, 157–177. Springer, Berlin.
- RICHTER-BERNBURG G., 1955: Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 104, 876–899.
- RIEDEL H., 1917: *Die Fossilführung des Zechsteins von Niederschlesien*. Diss. Halle.
- RYDZEWSKA K., 1976: *Syntetyczne opracowanie petrograficzne czerwonego spągowca w rejonie Poznania*. Arch. Geonafta, Warszawa (maszynopis).
- RYDZEWSKI A., 1969: Petrografia łupków miedzionośnych cechsztynu na monoklinie przedsudeckiej. Petrography of the copper-bearing Zechstein shales in the Fore-Sudetic Monocline (Lower Silesia). *Biul. Inst. Geol.*, 217, 113–158.
- SMITH D. B., 1970: The Permian and Trias. In: The geology of Durham County, (ed.) Grace Hickling. *Trans. Nat. Hist. Soc. Northumb.*, 41, 66–91.
- 1971: Discussion: W. A. Pryor "Petrology of the Weissliegendes sandstones in the Harz and Werra-Fulda areas, Germany". *Geol. Rdsch.*, 60, 1600–1602.
- 1979: Rapid marine transgressions and regressions of the Upper Permian Zechstein Sea. *J. Geol. Soc. Lond.*, 136, 155–156.
- SOKOŁOWSKI J., 1967: Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geology and structure of the Sudetic Foreland. *Geol. Sudetica*, 3, 297–367.
- STRACHOW N. M., 1953: Diageniez osadkow i jego znaczenie dla osadocznego rudoobrazowania. *Izw. AN SSSR, Sier. Geol.*, 5. 12–49.
- TOKARSKI A., 1967: *Lingula* w białym spągowcu monokliny przedsudeckiej. *Spraw. z Pos. Komis. PAN Oddz. w Krakowie* (lipiec–grudzień 1966), 634–638.
- TOMASZEWSKI J., 1962: Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Met. Nieżel.*, 12, 547–551.
- WAGNER R., PIĄTKOWSKI T. S., PERYT T. M., 1978: Polski basen cechsztyński. Polish Zechstein Basin. *Prz. Geol.*, 12, 673–686.
- WALKER T. R., 1967: Formation of red beds in modern and ancient desert. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78, 353–368.
- WICHROWSKA M., 1980: Egzoskopia ziarn kwarcu z osadów czerwonego spągowca rejonu Poznania w elektronowym mikroskopie skanningowym. Grains from the Rotliegendes of the Poznań area in the scanning electron microscope. *Kwart. Geol.*, 24, 233–260.
- WYŻYKOWSKI J., 1958: Poszukiwania rud miedzi na obszarze strefy przedsudeckiej. Research of copper ores in the Fore-Sudetic zone. *Prz. Geol.*, 1, 17–22.
- 1964: Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. Rotliegendes formation in the Sudetic Foreland. *Prz. Geol.*, 7/8, 319–323.
- ZACZEK F., 1972: Wyszortowanie składników terygeniczných piaskowców białego spągowca. *Rudy i Met. Nieżel.*, 6, 260–261.
- ZIMMERMANN E., KÜHN B., 1936: *Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen. Blatt Schonau und Goldberg*. Berlin.
- ZWIERZYCKI J., 1951: Sole potasowe na północ od Wrocławia. *Państ. Inst. Geol., Pr.*, 7, 257–291.

# THE NATURE OF ZECHSTEIN TRANSGRESSION VERSUS ORIGIN OF THE WEISSLIEGENDES IN THE WIELKOPOLSKA AREA (NORTHERN FORE-SUDETIC MONOCLINE, WESTERN POLAND)

Paweł Henryk KARNKOWSKI

Institute of Geology of the Warsaw University  
al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

## Summary

**ABSTRACT.** The lithology, lithostratigraphy, and sedimentary environment from the end of the Rotliegendes and earliest Zechstein are discussed on the basis of analysis of several tens boreholes from northern part of the Fore-Sudetic Monocline, and a model of rapid transgression of Zechstein Sea is proposed. The question

of origin of color of Weissliegende rocks is reviewed and attempt is made to explain light colour of these rocks as due to decoloration by infiltrating strong reducing solutions in time of sedimentation of copper shales.

The question of character of Zechstein transgression and position of the Rotliegendes-Zechstein boundary are the subjects of a marked controversy. In the case of the area of Poland, origin of strata of the uppermost Rotliegendes (Weissliegende) in mainly peripheral parts of the Permian basin was discussed in extensive studies by Jerzykiewicz *et al.* (1976) and Nemeč and Porębski (1977a, b). The paper presents results of studies in the Wielkopolska area, comprising more central part of the basin. The studies involved analysis of about 130 borehole columns, in the overwhelming majority of which the Rotliegendes-Zechstein boundary beds have been fully cored (Figs. 1, 2). Therefore, detail analysis of lithological-sedimentological columns was the basic method in the studies, giving the basis for compilation of regional paleogeographic image.

In the Wielkopolska area, top part of the Rotliegendes is represented by sediments which may be assigned to three facies. Breccias, conglomerates and conglomeratic sandstones represent lithological type predominating around the Wolsztyn Swell whereas mudstones predominate in the Oborniki area, and sandstones – in the remaining ones (Fig. 3). Medium- and coarse-clastic sediments as a rule display a change in colour from red to white or gray (Weissliegende) towards the base of the Kupferschiefer or Zechstein Limestone (Figs. 4–9, Pl. I, 3) whereas mudstones remain brown-red coloured (Fig. 10).

Rocks of the coarse-clastic facies represent undoubted fluvial sediments formed due to short-distance rapid transport (Pl. I, 1, 2, 4). This is best evidenced by breccias characterized by poor sorting and clay-sandy cement. Such breccias may be interpreted as mud flows. The Wolsztyn Swell acted as an alimentary area, around which conglomerates were originating in a zone of alluvial cones, partly in result of seasonal torrential rains. Breccias and conglomerates often interfinger with sandy sediments at outer periphery of the cones, and number and thickness of sandy intercalations clearly increase along with distance from the swell. This indicates that the major direction of transportation in that area was from the south to north.

Sediments of the mudstone facies represent a lacustrine environment under conditions of warm and dry climate (in-

land sebkha, playa). Such interpretation is supported by regional distribution of facies (Fig. 2), clearly suggesting that in the latest Rotliegendes the finest fractions were transported to and deposited in central parts of the basin (wavy and lenticular beddings – Pl. II, 3). Top part of the Rotliegendes in borehole column Obrzycko-3 displays ripple beddings and anhydrite eye structures (Pl. II, 1, 2). This may be explained by a flood of Zechstein sea water into a lake, leading to increase in water energy (waving, marine currents, tides?) and a change in water chemistry.

Sandstones occurring in areas stretching between those of facies of breccias and conglomerates display features indicative of eolian sedimentary environment. It may be assumed that facies of dunes from a few to about dozen meters in height were predominating in areas of the sandy facies. Direct studies on top of the Weissliegende in copper mines in the Lubin Basin confirm this hypothesis of paleomorphological differentiation of the sandy facies at the end of the Rotliegendes.

Towards the end of the Rotliegendes, the Wielkopolska area became affected by transgression of the Zechstein sea. Sedimentological studies on the Kupferschiefer and Zechstein Limestone show that the transgressing sea attained maximum depth in initial phase of development of the Werra basin. Increase in depth of water was controlled by relief of bedrock. In several places the depth was smaller than the waving base, i.e. level beneath which exchange of waters poor in oxygen and oxidated surface ones does not take place. Decay of organic compounds and reduction of sulfides by bacteria resulted in origin of copper shales in anoxic environment. The Kupferschiefer directly rests on clastic sediments which suggests rapid increase in depth of water, i.e. rapid transgression. However, it is missing in several sections which suggests that water depth in such areas was smaller than that of the waving base (Pl. II, 4).

A change in colour of coarse clastic sediments and sandstones from red to white takes place in top part of the section, resulting in origin of so-called Weissliegende horizon. This is not the case of rocks of the clay facies, red-brown up to their contact with carbonate ones. Moreover, thin mudstone intercalations found in the Weissliegende developed in

coarse-clastic facies retain their red-brown colour (e.g. boreholes Ujazd-9, Kamieniec-1, and Grodzisk-2). Therefore, it may be assumed that red colour was original and omnipresent in times of sedimentation of Lower Permian clastic sediments.

The Zechstein transgression made possible onset of reducing conditions in anaerobic sedimentary environment of

bituminous copper shales, impeding precipitation of iron oxides. Percolating bottom marine waters with negative potential Eh (Fig. 11) began to reduce trivalent iron to bivalent. The percolation was selective, depending on porosity and permeability of individual layers, and it was proceeding both in the vertical and laterally.

## DISCUSSIONS

The above presented data and interpretation show that the author belongs to adherents of the idea of postdepositional decolouring of red sediments. This point of view is in opposition to that of Nemeč and Porębski (1977b). However, some of arguments presented by the latter appear debatable. For example, they regard decolouring due to percolation of reducing solutions on such a scale as improbable. It should be noted here that there arise two questions which should be analysed separately: (1) which factors control possibilities of reduction of trivalent iron to the bivalent, and (2) what limitations may be expected in time of reduction. According to Berner (1971, p. 197), iron may be reduced by iron bacteria, organic agents, or  $H_2S$ . Transformation of iron from  $Fe^{3+}$  to  $Fe^{2+}$  (pyrite) is directly proportional to concentration of  $H_2S$  in pore waters (*l.c.*, p. 203) and content of organic matter (*l.c.*, p. 240, and Fig. 10-4).

Along with onset of sedimentation of Zechstein copper shales, conditions changed to strongly reducing. Moreover, both concentration of  $H_2S$  and content of organic matter were at that time sufficiently high to make possible reduction of so large amounts of hematite in iron coatings of sand grains. Therefore, there remains the question of depth to which reducing solutions could percolate. Percolation or, more precisely speaking, mixing of oxidated marine and reducing waters was related to porosity and permeability of rocks. It was negligible in clay rocks which explains why they are not affected by decolouring processes (Figs. 4-6 and 10). In sandstones and conglomerates effectiveness of these processes was decreasing along with depth, which is reflected by gradual change of colour from white to red.

Differences in thickness of the decoloured zone also appear related to morphology of top surface of the Rotliegendes. Direct examples of this phenomenon may be found in Polish copper mines (Błaszczak 1981).

According to Nemeč and Porębski (1977b), the lack of traces of removal of so large quantities of iron speaks against the hypothesis of chemical removal of  $Fe^{3+}$  from red sediments. I understand that by the traces they mean secondary concentrations of iron. When this is the case, such concentrations are here represented by mineralized Weissliegendes strata, Kupferschiefer, and Zechstein Limestone, where content of iron is over 1% (Peryt, Ważny 1978). Assuming that difference in content of iron in the Rotliegendes and Weissliegendes equals 0.5% and the decoloured zone is 10 m thick at the average, it may be stated that 5 m sequence of Zechstein rocks with 1% content of iron is sufficient to balance this transformation. Moreover, it should be noted that Zechstein rocks are wider distributed than the Weissliegendes.

According to Nemeč and Porębski (1977b), the explanation of red colour of strata resting beneath the Weissliegendes

will be the key to interpret the recorded changes in colour of Permian sandstones. They regard hematite, responsible for red colour of sediment, as a product of weathering of iron-rich silicate grains (biotite, chlorite, hornblende). However, hematite occurring in Lower Carboniferous sedimentary rocks represents much richer source of iron. When we grind mudstones and sandstones from Lower Carboniferous bedrock and mix with water (which corresponds to mechanical weathering), the obtained suspension will be red in colour. Fragments of Lower Carboniferous rocks are omnipresent in the whole Rotliegendes section so it appears difficult to exclude their marked contribution in supply of iron to the sediments.

The other question is connected with weathering of iron-bearing minerals. The above mentioned authors (Nemeč, Porębski 1977b) think that this process was not taking place at sediment surface but rather in sediment, being closely related to oscillations of groundwater table. That is why they interpreted Weissliegendes rocks as representing the uppermost, uncoloured part of Lower Permian clastic series, and sandstones intermediate in colour — as sediments only partly affected by processes of colouring. The hypothesis of weathering (hematization) inside sediment may actually appear plausible but one cannot neglect the possibility of repeated redeposition of these sediments. In interpretation presented by Nemeč and Porębski (1977b), redeposition (if ever active) could affect the Weissliegendes only. If this was the case, no red-coloured intercalations could be found in the Weissliegendes whereas the above presented data (Figs. 4-10) show that such intercalations are both common and widely spread.

In the interpretation of Nemeč and Porębski (1977b), gradual red colouring of sandy sediments had to be further supported by an increase in share of iron-bearing grains upwards in the sections. However, this statement was not supported by any quantitative data, more convincing than a general observation. It should be noted here that quantitative petrographic analyses of Rotliegendes strata have been carried out for years by the Geonafta. The analyses, covering thousands thin sections of core material, and the available data show just the opposite picture — upwards decreasing share of fragments of rocks and minerals (Rydzewska 1976; Bojarska *et al.* 1984). The same phenomenon may be macroscopically traced in area of the coarse-clastic facies (Karnkowski 1983).

The data presented in this paper do not support the hypothesis of postdepositional colouring of the Rotliegendes but rather an opposite view, i.e. that assuming decolouring of the strata and consistent with the proposed model of rapid progress of Zechstein transgression.

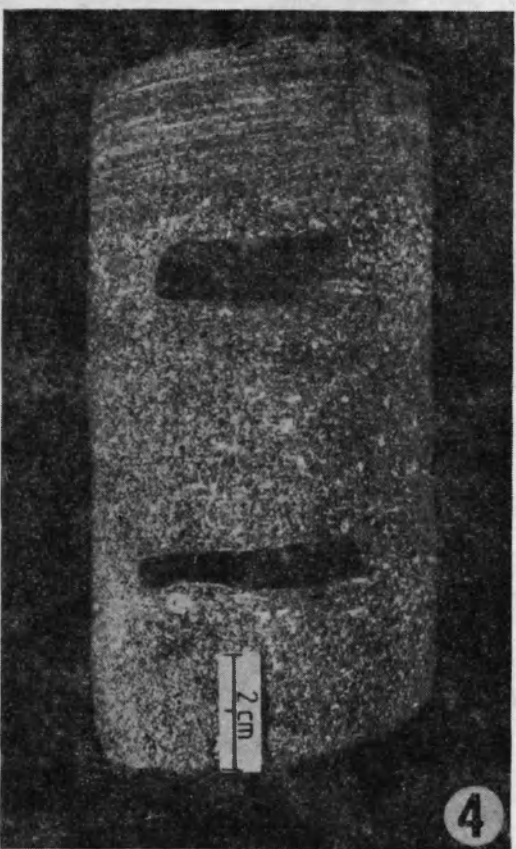
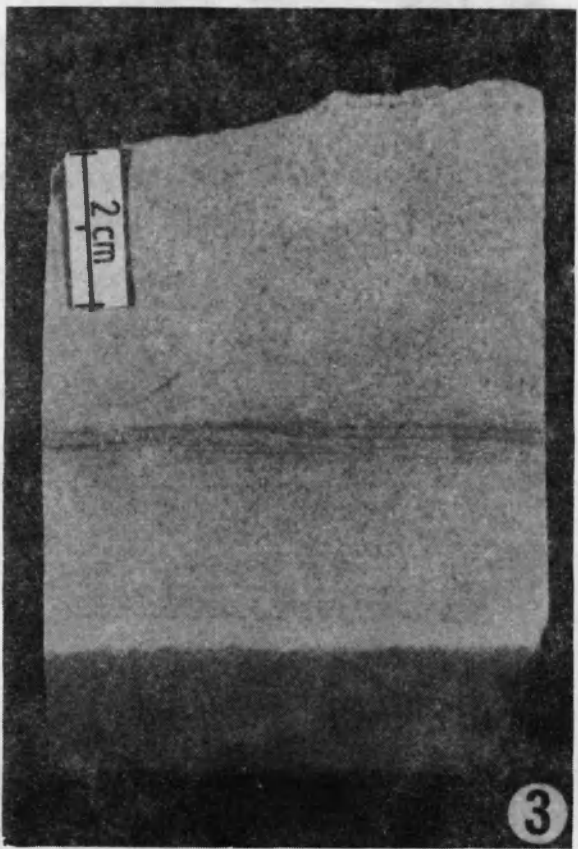
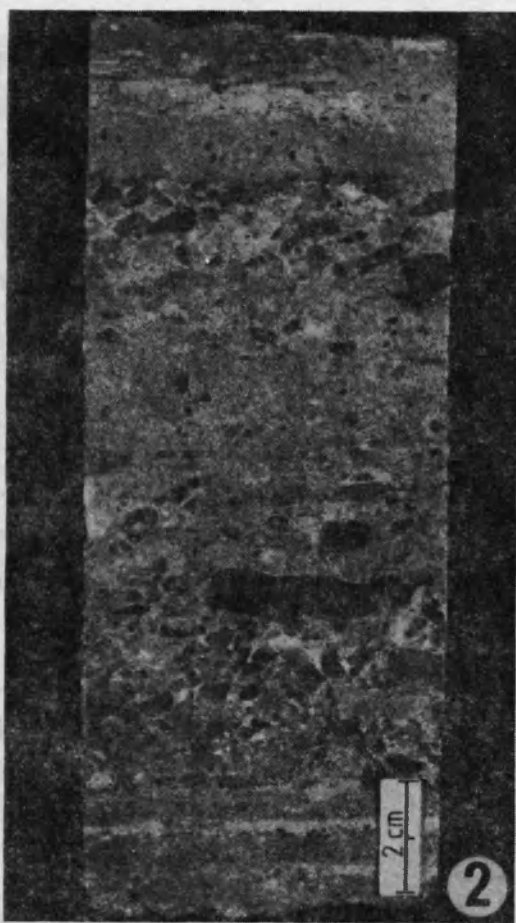
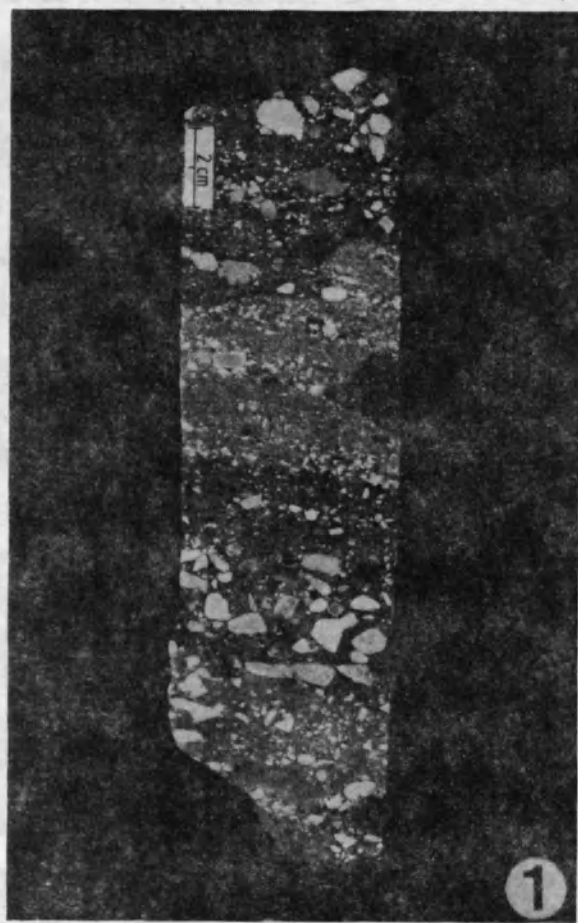
*Translated by Wojciech Brochwicz-Lewiński*



## **PLANSZE I OBJAŚNIENIA**

## PLANSZA I – PLATE I

1. Brekcja z laminacją przekątną podkreśloną zmiennością frakcji. Zmiana zabarwienia spoiwa z czerwonego (ciemne) na zielone (jasne) niezależna od warstwowania. Otwór Klęka-14  
Breccia with transversal lamination accentuated by changes in fraction. A change in colour of cement from red (dark) to green (light) appears independent of bedding. Borehole Klęka-14
2. Zlepieniec średnioziarnisty, jasnoszary; 1,5 m poniżej spągu łupku miedzionośnego. Otwór Grodzisk-2  
Light-gray medium-grained conglomerate occurring 1.5 m below the base of the Kupferschiefer. Borehole Grodzisk-2
3. Piaskowiec drobnoziarnisty z ostrym przejściem od białych, sporadycznie smużyście warstwowych czarną substancją ilastą, do bezstrukturalnych piaskowców czerwonych. Otwór Kaleje-5  
Fine-grained sandstone displaying a sharp transition from white part with occasional streaky bedding with black clay matter, to red structureless part. Borehole Kaleje-5
4. Piaskowiec średnioziarnisty barwy jasnoszarej z odcieniem zielonkawym z okruchami mułowców czerwonych. Jaśniejsze obwódki dookoła mułowców są zielone; 2 m poniżej spągu wapienia cechsztyńskiego. Otwór Ujazd-9  
Light-gray medium-grained sandstone with greenish shade and fragments of red mudstones. Light rims around mudstone fragments are green in colour; 2 m below the base of the Zechstein Limestone. Borehole Ujazd-9



Paweł Henryk KARNKOWSKI – Charakter transgresji morza cechsztyńskiego a geneza osadów białego spagowca na obszarze Wielkopolski (północna monoklina przedsudecka)  
 The nature of Zechstein transgression versus origin of the Weissliegendes in the Wielkopolska area (northern Fore-Sudetic Monocline, western Poland)

## PLANSZA II – PLATE II

1. Drobnoskalowe warstwowanie zmarszczkowe w ilowcach. W dolnej części zdjęcia laminacja równoległa. Jaśniejszy fragment rdzenia jest barwy jasnozielonej, a ciemniejszy czerwono-brunatny; 25 cm poniżej spągu wapienia cechsztyńskiego. Otwór Obrzycko-3

Small-scale ripple bedding in claystones. Parallel lamination visible in lower part of the photo. Lighter-coloured part of core is light-green in colour, and the darker – brown-red; 25 cm below the base of the Zechstein Limestone. Borehole Obrzycko-3

2. Laminacja pozioma i przekątna typu zmarszczkowego w czerwonych mułowcach. Jasne plamy – oczka anhydrytu; 3 m poniżej spągu wapienia cechsztyńskiego. Otwór Obrzycko-3

Horizontal lamination and transversal lamination of the ripple type in red mudstones. Light spots – anhydrite eye structures; 3 m below the base of the Zechstein Limestone. Borehole Obrzycko-3

3. Mułowiec i bardzo drobnoziarnisty piaskowiec barwy czerwonej z warstwowaniem soczewkowym i falistym; 41 m poniżej spągu wapienia cechsztyńskiego. Otwór Obrzycko-3

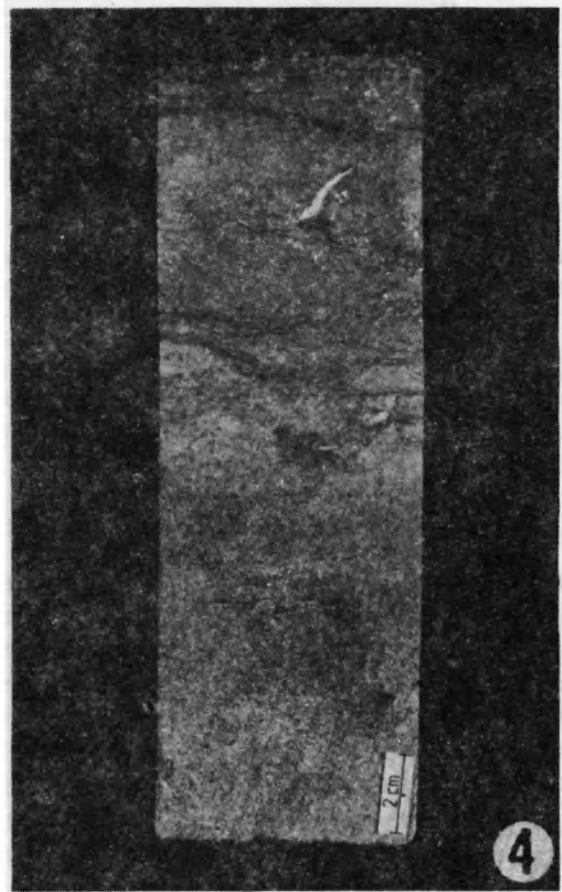
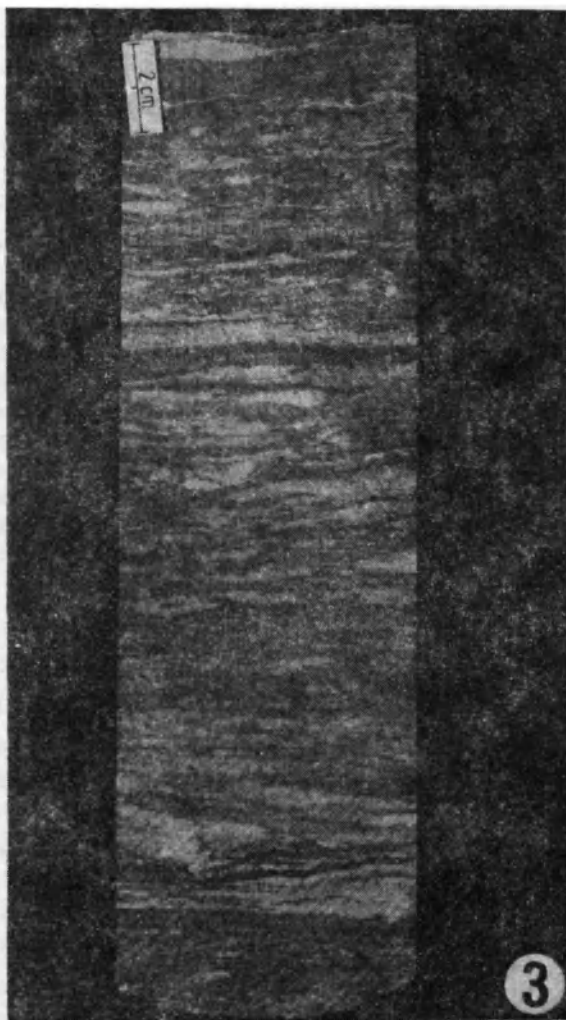
Red mudstone and very fine-grained sandstone with lenticular and wavy bedding; 41 m below the base of the Zechstein Limestone. Borehole Obrzycko-3

4. Przejście bezstrukturalnych, drobnoziarnistych piaskowców (biały spagowiec) w wapień cechsztyński laminowany czarną substancją ilastą. Borehole Chraplewo-2

A transition from structureless fine-grained sandstones (Weissliegendes) to Zechstein Limestone laminated with black clay matter. Borehole Chraplewo-2

*Fot. St. Kolanowski*

*Photos taken by St. Kolanowski*



Paweł Henryk KARNKOWSKI – Charakter transgresji morza cechsztyńskiego a geneza osadów białego spągowca na obszarze Wielkopolski (północna monoklina przedsudecka)  
 The nature of Zechstein transgression versus origin of the Weissliegendes in the Wielkopolska area (northern Fore-Sudetic Monocline, western Poland)