

SEDYMENTACJA UTWORÓW CECHSZTYŃSKICH WAPIENIA PODSTAWOWEGO  
W REJONIE WROCŁAWIA

UKD 552.54 + 552.52:551.14:551.736.3:551.461(438.261 – 31)

Rejon Wrocławia jest jednym z obszarów, które zajmują szczególnie korzystne położenie dla prowadzenia prac porównawczych i korelacji utworów permu. Obszar ten położony jest bowiem pomiędzy osiową częścią basenu cechsztyńskiego a jego partiami peryferycznymi. Pociąga to za sobą możliwość śledzenia zmian miąższości i wykształcenia poszczególnych jednostek litostratygraficznych cechsztynu, zasięgów występowania, pozycji stratygraficznej, wzajemnego stosunku jednostek litostratygraficznych oraz zmian bocznych. Sprzyjającą okolicznością jest również dość znaczna gęstość siatki wierceń, wynikająca z prowadzonych tu w ostatnich latach poszukiwań złóż rud miedzi i bituminów.

W rezultacie badań i korelacji stratygraficznych ustalono regionalne i lokalne podziały cechsztynu (9, 18, 26). Jednym z problemów, które nadal wywołują szereg kontrowersji, pozostaje kwestia szczegółowego podziału litostratygraficznego utworów na pograniczu czerwony spągowiec – cechsztyń. Przedmiotem sporu, obok szeroko dyskutowanej kwestii przynależności stratygraficznej utworów białego spągowca, jest pozycja stratygraficzna utworów wapienia podstawowego. Większość badaczy zalicza wskazaną jednostkę litostratygraficzną do cechsztynu (9, 11, 12, 15, 20, 26), niemniej jednak istnieje również pogląd, według

którego wapień podstawowy włączony jest do czerwonego spągowca (17, 18).

W rejonie Wrocławia do tej pory nie przeprowadzono szczegółowych badań sedimentologicznych wapienia podstawowego, a dotychczasowe prace koncentrowały się głównie na problematyce petrograficznej (26), stratygraficznej (18, 26) lub ogólnych zagadnieniach paleogeograficznych i sedimentologicznych (14, 17). Niniejszy artykuł zawiera krótki opis utworów wapienia podstawowego i łupku miedzionożnego, interpretację środowisk depozycyjnych i historii sedymentacji oraz prezentację schematu relacji przestrzenno-czasowych między omawianymi jednostkami litostratygraficznymi. Zagadnienie wykształcenia mikrolitofajalnego łupku miedzionożnego przedstawiono skrótowo, bowiem szczegółowe studium sedimentologiczne będzie przedmiotem osobnego opracowania.

## WAPIEŃ PODSTAWOWY (Wp)

**Nazwa i występowanie;** termin pochodzi z nazewnictwa niemieckiego (Basalkalk). Wprowadzony na teren niecki północnosudeckiej dla określenia warstwy węglanowej zalegającej między zlepińcem granicznym (Grenzkonglomerat – Zechsteinkonglomerat) a marglami plamistymi (Fle-

ckenmergel) i miedzionośnymi (Kupfermergel) (omówienie: 9). Nazwę tę następnie przyjęło i stosowało wielu autorów (np. 12, 15, 17, 20). W rejonie Lubina odpowiednikiem wapienia podstawowego jest dolomit graniczny (11). Z obszaru Turynii i obrzeżenia Reńskich Gór Łupkowych omawiana jednostka znana jest pod nazwą Mutterflöz (8, 16, 25, 28).

Na obszarze będącym przedmiotem tej pracy wapień podstawowy tworzy nieciągłą warstwę; na południu obecny jest w zdecydowanej większości otworów, natomiast w północnej części stwierdzany był rzadziej (ryc. 1). Miąższość zmienia się od 0 do 4,5 m.

**Litologia;** szare lub szarobiałe otwory szeregu dolomit – wapień, często ze śladami bioturbacyjnych zaburzeń. Najczęstszymi mikrofacjami są zapiaszczone i zailone mikryty, przewarstwiane niekiedy piaskowcami, biomikryty oraz silnie zapiaszczone onkolity.

**Granice;** dolna granica z warstwą białego spągowca jest ostro zaznaczona lub ma charakter stopniowych przejść. Górna granica jest zazwyczaj wyraźna i zdefiniowana pojawieniem się utworów łupku miedzionośnego lub silnie zailonych i smugowanych materiałem organicz-

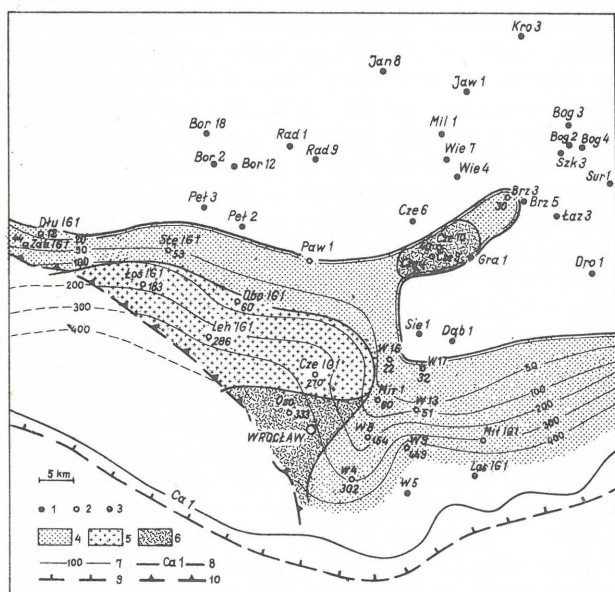
nym mikrytów zaliczanych do wapienia cechsztyńskiego (ryc. 3).

Jak to zostanie przedstawione dalej, istnieje możliwość ustanowienia nowych granic wapienia podstawowego na podstawie rozpozniowania spągowych utworów pierwszego cyklotemu po zastosowaniu analizy mikrofacjalnej.

## ŁUPEK MIEDZIONOŚNY (T1)

**Nazwa i występowanie;** termin łupek miedzionośny (Kupferschiefer) wywodzi się z nazewnictwa niemieckiego górnictwa miedziowego, stosowanego pierwotnie na terenie Mansfeldu, Sangerhausen i Richelsdorfu dla określenia utworów łupkowych zalegających u podstawy cechsztynu. Łupek miedzionośny występuje na przeważającej części rejonu Wrocławia (ryc. 2) osiągając zmienną miąższość od 0 do ok. 100 cm (średnio 30–60 cm).

**Litologia;** łupki ilaste, ilasto-dolomityczne i dolomitczno-ilaste barwy czarnej lub ciemnoszarej, o dobrze na ogół wykształconym złupkowaceni. W niniejszej pracy do poziomu łupku miedzionośnego zaliczono wyłącznie skały łupkowe, a więc takie drobnoziarniste skały terygeniczne (mudrocks), które cechują się laminacją i zawierają więcej niż 32% składników o frakcji ilowej (por. 21). Ze względu jednak na to, że utwory łupkowe cechuje niewielka zmienność tekstury i składu mineralnego dalszego podziału utworów wchodzących w skład łupku miedzionośnego dokonano w oparciu o cechy zauważalne pod mikroskopem. Najważniejszymi cechami różnicującymi łupki są różne rodzaje laminacji (i jej zaburzenia) oraz zmienność

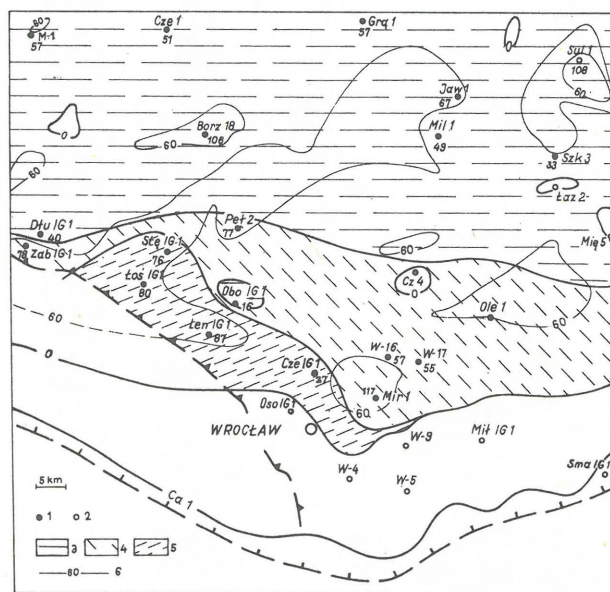


Ryc. 1. Mapa miąższości i mikrofacji wapienia podstawowego w rejonie Wrocławia

1 – otwory wiertnicze, w których stwierdzono wapień podstawowy typu a, Obo IG 1 – skrót nazwy otworu, 60 – miąższość wapienia podstawowego w cm, 2 – otwory wiertnicze, w których stwierdzono wapień podstawowy typu b, 3 – otwory wiertnicze, w których nie rozdzielono serii łupkowo-węglanowej Z1, 4 – obszar o przewadze mikrofacji mikrytów z bioklastami, 5 – obszar o przewadze mikrofacji biomikrytowej i onkolitowej, 6 – obszar o przewadze mikrofacji biomikrytowej, 7 – izopachy w cm, 8 – zasięg pierwotny osadów wapienia cechsztyńskiego (wg T.M. Peryta), 9 – zasięg pierwotny litofacji klastycznej cyklotemu Z1, 10 – współczesny zasięg cechsztynu

Fig. 1. Map of thickness and microfacies of the Basal Limestone in the Wrocław area

1 – boreholes penetrating Basal Limestone of the type a, Obo IG 1 – abbreviation of name of borehole, 60 – thickness of Basal Limestone in cm, 2 – boreholes penetrating Basal Limestone of the type b, 3 – boreholes in which shaly-carbonate Z1 series were not subdivided, 4 – area of predominance of micritic microfacies with bioclasts, 5 – area of predominance of biomicritic and oncolitic microfacies, 6 – area of predominance of biomicritic microfacies, 7 – isopachs in cm, 8 – original extent of Zechstein Limestone strata (after T.M. Peryt), 9 – original extent of clastic lithofacies of cyclothem Z1, 10 – present extent of Zechstein.



Ryc. 2. Mapa miąższości i mikrolitofacji łupku miedzionośnego w rejonie Wrocławia

1 – ważniejsze otwory wiertnicze, w których stwierdzono łupek miedzionośny, 2 – ważniejsze otwory wiertnicze, w których nie stwierdzono łupku miedzionośnego, 3 – obszar o przewadze mikrolitofacji A, 4 – obszar o przewadze mikrolitofacji C, 5 – obszar o przewadze mikrolitofacji D, 6 – izopachy w cm, pozostałe objaśnienia jak na ryc. 1

Fig. 2. Map of thickness and microlithofacies of the Kupferschiefer in the Wrocław area

1 – major boreholes encountering Kupferschiefer, 2 – major boreholes recording lack of Kupferschiefer, 3 – area of predominance of microlithofacies A, 4 – area of predominance of microlithofacies C, 5 – area of predominance of microlithofacies D, 6 – isopachs in cm; other explanations as given in Fig. 1

udziału głównych składników (tj. materiału ilastego, węglanowego i organicznego). Na tej podstawie dla celów niniejszego artykułu wyróżniono cztery główne mikrolitofacje: A – o laminacji płaskiej równoległej i przewodze składników ilastych i organicznych, B – o laminacji falistej i przewodze składników węglanowych (liczne peletoidy) i organicznych, C – o laminacji soczewkowej i przewodze składników węglanowych i organicznych i D – o laminacji soczewkowej lub zaburzonej i przewodze składników węglanowych.

**Granice;** dolną granicę łupku miedzionośnego stanowi powierzchnia jej kontaktu z warstwami wapienia podstawowego lub białego spągowca. Górną granicę stanowi spągowa powierzchnia wapienia cechsztyńskiego.

### REGIONALNA ZMIENNOŚĆ NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH MIKRONASTĘPSTW

W trakcie prowadzonych badań mikrofacjalnych starano się uwzględnić wszelkie zmiany litologiczne, a zwłaszcza zmienność struktur sedimentacyjnych i tekstur. Cechy te pozwalają określić dynamikę środowiska powstawania omawianych osadów oraz jej tendencje rozwojowe. Po-

równanie profili mikrofacjalnych i powiązanie ich z paleobatymetrią zbiornika umożliwia ustalenie charakterystycznych dla różnych stref paleogeograficznych mikrosekwencji oraz ich korelację.

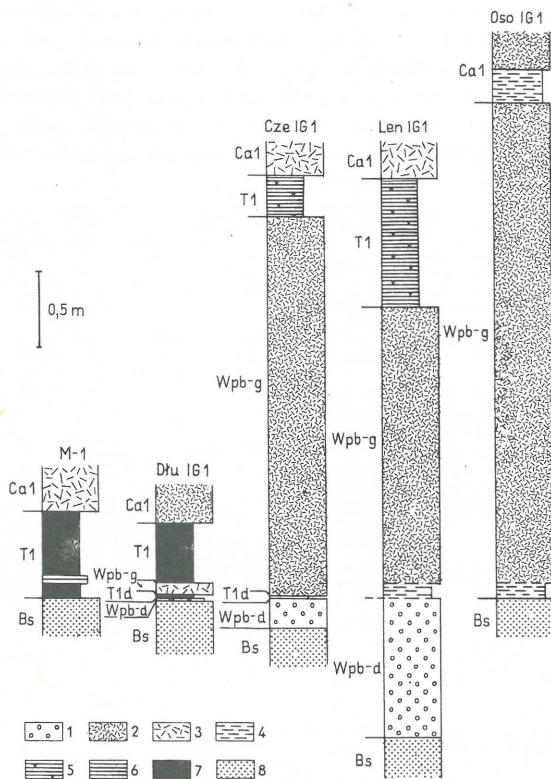
W otworze M-1 Lipowice (ryc. 3) bezpośrednio ponad utworami białego spągowca stwierdzono łupek miedzionośny, w którego profilu wyróżnić można dwa główne rytmy litologiczne. Spąg dolnego rytmu stanowi mikrolitofacja A, natomiast w jego stropie występuje charakterystyczny horyzont, nazwany tu od dominującej mikrolitofacji horyzontem B. W miarę zbliżania się do stropu sekwencji łupkowej zaznacza się wzrost zawartości pyłu klastycznego, nieregularność laminacji oraz pojawienie się bioturbacyjnych zaburzeń laminacji. Miejsce, w którym laminacja zanika a pojawiają się mikryty z bioklastami wzbogacone w detryt niewęglanowy, stanowi spągową granicę wapienia cechsztyńskiego.

Podobnie wykształcona jest większość profili z północnej części rejonu Wrocławia. Wśród niektórych z nich, pomiędzy białym spągowcem a łupkiem miedzionośnym, stwierdzono obecność warstwy wapienia podstawowego (ryc. 1).

Odmienne wykształcony jest profil w otworze Dłużyce IG 1. Na utworach białego spągowca (z onkoidami i otwornicami w stropie) z ciągłym przejściem zalegają zapiaszczone mikryty z onkoidami i bioklastami oraz warstewka łupku (oznaczona tu dla ułatwienia korelacji profili symbolem T1d) wykształconego jako mikrolitofacja A. Wyżej występują mikryty zailone z bioklastami oraz łupki złożone z mikrolaminatów typu A. W stropie T1 występują soczewki złożone z biomikrytów, a nieco wyżej laminacja zanika i pojawiają się zapiaszczone biomikryty z licznymi fragmentami mszywiół, szkarłupni, ramienionogów i otwornic. Podobnie wykształcone są profile W-16 Łosice i W-17 Stępień, gdzie powyżej białego spągowca stwierdzono warstewkę łupku, przechodzącą ku górze w zapiaszczone mikryty i pelmikryty w stropie oraz łupki mikrolitofacji C. Zbliżone profile spągowych utworów cechsztynu zostały opisane również z rejonu Lubina (7, 27). W otworze Czerńczyce IG 1 piaskowce białego spągowca z bioklastami w stropie przechodzą stopniowo w silnie zapiaszczone onkolity z bioklastami. Utwory te od zalegających wyżej biomikrytów ramienionogowych i liliowcowych oddziela warstewka ciemnoszarego łupku. Na wapieniu podstawowym leżą łupki typu D.

W otworze Lenartowice IG 1 piaskowce białego spągowca przechodzą stopniowo w silnie zapiaszczone onkolity (składające się z onkoidów właściwych – 26, grudek i otoczek algowych, często z obrotami otwornic płożących), z licznymi bioklastami (głównie glomospiry i muszle). W środkowej części Wp występują mikryty zailone, a w górnej – biomikryty z licznymi muszlami, mszywiółami i otwornicami płożącymi. Łupek miedzionośny reprezentowany jest przez mikrolitofację D. Wapień cechsztyński rozpoczyna się mikrytami zailonymi przechodzącymi wyżej w biomikryty mszywiółowe. Podobnie wykształcone profile stwierdzono w otworze Łososiwice IG 1 i Stęszów IG 1. W otworze Osobowice IG 1 na granicy z białym spągowcem występują zailone i silnie zapiaszczone mikryty przechodzące ku górze w mszywiółowe biomikryty bogate, mikryty muszlowe (fragmenty muszli z wielokrotnymi obrotami otwornic płożących) i liliowce. Wyżej zalegają mikryty zailone, przechodzące ku górze w biomikryty złożone z fragmentów mszywiółów, szkarłupni i muszli.

W otworach wysuniętych najdalej na południe (np. W-5 Kotowice) rozdzielenie spągowych utworów węglanowych (reprezentowanych przez ciągłą sekwencję za-



Ryc. 3. Zestawienie wybranych mikrosekwencji wapienia podstawowego i łupku miedzionośnego z rejonu Wrocławia

1 – onkolity, 2 – biomikryty, 3 – mikryty z bioklastami, 4 – mikryty silnie zailone, 5 – łupki typu D, 6 – łupki typu B i C, 7 – łupki typu A, 8 – piaskowce, Bs – biały spągowiec, Wp – wapień podstawowy (a – typu a, b – typu b, d – dolny, g – górny), T1 – łupek miedzionośny (d – dolny), Ca1 – wapień cechsztyński

Fig. 3. Comparison of the selected Basal Limestone and Kupferschiefer microsequences in the Wrocław area

1 – oncolites, 2 – biomicrites, 3 – micrites with bioclasts, 4 – strongly clayey micrites, 5 – shales of type D, 6 – shales of types B and C, 7 – shales of type A, 8 – sandstones, Bs – Weissliegendes, Wp – Basal Limestone (a – type a, b – type b, d – lower, g – upper), T1 – Kupferschiefer (d – lower), Ca1 – Zechstein Limestone

piaszczonych biomikrytów i onkolitów) nie wydaje się obecnie możliwe. Powyższe zestawienie i analiza obserwacji mikrofacjalnych pozwala wyróżnić pewne dominujące typy sekwencji mikrofacjalnych oraz określić ich regionalne zróżnicowanie.

W przypadku wapienia podstawowego na omawianym obszarze mamy do czynienia z dwoma typowymi profilami. W północnej części obszaru (ryc. 1) występuje (lokalnie) wapień podstawowy typu a, reprezentowany przez warstwę wapieni i dolomitów (o miąższości zwykle mniejszej niż 10 cm), wykształconą w postaci zapiaszczonych i zailonych mikrytów z bioklastami. W południowej części obszaru (ryc. 1, 3) stwierdzono profile typu b, charakteryzujące się znaczną miąższością (zwykle powyżej 20 cm) i w wielu przypadkach wyraźną dwudzielnością. W typowych profilach wyróżnić można część dolną (Wpb-d) – zbudowaną z zapiaszczonych onkolitów i biomikrytów, lokalnie przewarstwianych piaskowcami (np. W-4 Radwanice, W-9 Krzyków) oraz część górną (Wpb-g) – zbudowaną z mikrytów zailonych w spągu oraz z biomikrytów w partiach stropowych. Niekiedy części te oddziela warstewka łupku T1d (por. Dłużycze IG 1, Czerńczyce IG 1, ryc. 3).

W łupku miedzionośnym zaobserwowano regionalną prawidłowość polegającą na stopniowej zmianie udziału poszczególnych mikrolitofacji w profilach T1: na północy omawianego obszaru (strefa basenowa T1) przeważa mikrolitofacja A (B jest podrzędna), natomiast na południu (strefa przybrzeżna T1) – C i D (ryc. 2). W profilach pionowych strefy basenowej (np. M-1 Lipowiec) wyróżnić można dwa zasadnicze rytmy litologiczne (możliwy jest również dalszy szczegółowy podział profili T1). Na pograniczu wskazanych stref spotyka się dwudzielne profile łupku miedzionośnego; dolna warstwa łupku (T1d) oddzielona jest od pozostałej części profilu T1 warstwą utworów węglanowych. W strefie przybrzeżnej stwierdzono mało zróżnicowane sekwencje T1 zalegające na znacznej miąższości utworach węglanowych.

## ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Środowiska sedymentacyjne w zbiornikach morskich zdominowanych przez muł klasyfikowane są zazwyczaj na podstawie określenia dwu zasadniczych czynników środowiskowych: geochemii środowiska i głębokości dna.

**Środowisko geochemiczne.** W warunkach znacznej produktywności organicznej wód powierzchniowych w zbiorniku morskim może dojść do sytuacji, w której alimentacja materiału organicznego (przeważnie jest to obumarły fitoplankton) do wód dennych może znacznie przekraczać dostawę tlenu. Gdy zawartość tlenu w wodach dennych nie jest przez mieszanie odnawiana, wówczas na dnie zbiornika kreowane są warunki redukujące jako rezultat reakcji biochemicznych, prowadzących do tworzenia siarkowodoru i innych organicznych reduktorów. W takich warunkach słup wody może ulec stratyfikacji na górną warstwę wód tlenowych oraz dolną – wód beztlenowych (o zawartości tlenu niższej od 0,5 ml/l; 1, 3). Obserwacje poczynione we współczesnych basenach stratyfikowanych (24) umożliwiły dokonanie dalszego podziału systemu depozycyjnego w opraciu o model rozmieszczenia biofacji (2). Wyróżniono następujące trzy warstwy: aerobową, dysaerobową i anaerobową.

1. Strefę aerobową stanowi przypowierzchniowa warstwa wody, która wskutek dyfuzji tlenu atmosferycznego i turbulencji wynikającej z działania fal jest zwykle mocno natleniona (zawartość tlenu rozpuszczonego w wodzie zwykle przekracza wartość 1,0 ml/l). W Morzu Czarnym,

które jest przykładem dużego, głębokiego basenu stratyfikowanego, głębokość, do jakiej sięga strefa aerobowa, wynosi ok. 50 m. Należy jednak zaznaczyć, że w małych, rozczłonkowanych morzach epejrycznych, głębokościowy zasięg fal jest zazwyczaj nieduży. W efekcie strefa wód natlenionych może mieć niewielką miąższość, co oznacza, że radykalny spadek zawartości tlenu w słupie wody może następować na głębokości zaledwie kilku metrów poniżej poziomu morza (por. 2). Jest to oczywiste, gdy uwzględnimy fakt, że miąższość strefy aerobowej zależy od głębokości do jakiej zachodzi mieszanie wód, kontrolowanej z kolei głębokością podstawy falowania. Jej położenie może się zmieniać w zależności od strefy klimatycznej, rozmiarów basenu i głębokości bariery oddzielającej zbiornik od oceanu. Jak wiadomo, w basenach małych i płytkich mieszanie wód zachodzi na niewielką skalę ze względu na ograniczoną działalność fal (wysokość fal wzbudzonych wiatrami jest niska) i poziomą cyrkulację wód. We współczesnych morzach epejrycznych (np. w Zatoce Perskiej) działalność fal na dno przy normalnych warunkach pogodowych jest efektywna na głębokości od 15 do 40 m.

Osady deponowane w środowisku aerobowym cechuje nieobecność materii organicznej, obfitość różnorodnych szkieletowych i nieszkieletowych ziarn węglanowych oraz częsta homogenizacja osadu przez organizmy bentoniczne.

2. Strefa dysaerobowa jest warstwą rozgraniczającą wody powierzchniowe od dennych, scharakteryzowaną znacznym w stosunku do strefy aerobowej obniżeniem zawartości tlenu rozpuszczonego w wodzie (0,1–1,0 ml/l). W zależności od czynnika powodującego stratyfikację wód warstwa ta nazywana jest pyknokliną (gęstość), halokliną (zasolenie), termokliną (temperatura) lub chemokliną (Eh). Ponieważ wody morza łupku miedzionośnego cechowało normalne zasolenie (4) można przyjąć, że omawiana warstwa miała w pierwszym rzędzie charakter chemokliny, chociaż nie wykluczony jest również wpływ czynnika gęstościowego i temperaturowego w procesie rozwarstwienia słupa wody. W morzach holocenijskich dolna granica strefy dysaerobowej przebiega na głębokości ok. 150 m. Jeśli przyjmiemy (patrz tekst dalej), że strefa wód pozbawionych tlenu w morzu łupku miedzionośnego znajdowała się całkowicie poza zasięgiem wpływu falowania, to można sądzić, że strefa dysaerobowa znajdowała się pomiędzy normalną i sztormową podstawą falowania, a więc w granicach od 15–40 do 50–60 m (lub nieco niżej), co oznacza, że jej grubość nie mogła znacznie przekraczać wartości 50 m.

Z powodu niskiej zawartości tlenu w strefie dysaerobowej może egzystować niewielka liczba morskich bezkręgowców. Ponieważ są to głównie mułozery bezszkieletowe (np. wieloszczety, robaki) osady deponowane w omawianej strefie cechuje silne zazwyczaj zbioturbowanie i nieobecność bioklastów.

3. Strefa anaerobowa obejmuje strefę stagnujących wód dennych. Z powodu drastycznie niskiej zawartości tlenu (poniżej 0,1 ml/l) organizmy tkankowe są zupełnie wyeliminowane z omawianego siedliska. Jedynymi organizmami mogącymi rozwijać się w tej strefie są niektóre prokaryoty, a zwłaszcza bakterie anaerobowe. Skutkiem bakteryjnej redukcji siarczanów do wód dennych dostają się znaczne ilości siarkowodoru. W rezultacie osady składane w strefie anaerobowej są silnie wzbogacone w materiał organiczny. Jednocześnie cechują się laminacją, brakiem przejawów bioturbacji i szczątków organicznych (z wyjątkiem organizmów nektonicznych, epiplanktonicznych i redeponowanych z płyczn).

**Głębokość.** Normalna podstawa falowania dzieli wody strefy sublitoralnej na dwie zasadnicze warstwy różniące

się dynamiką wód. Osadami składanymi powyżej podstawy falowania (w warunkach podwyższonej energii wód) są zazwyczaj wakstony, pakstony i greinstony. W strefie słabego oddziaływania fal na dno, tj. w strefie pomiędzy normalną i sztormową podstawą falowania, tworzą się osady zarówno niskiego, jak i umiarkowanego reżimu hydrodynamicznego, a w warunkach poniżej sztormowej podstawy falowania tworzą się różne odmiany (zwykle laminowane) drobnociąrnistych osadów terygeniczných (np. 22). Analiza osadów pozwala określić, czy tworzyły się w zasięgu działania fal, czy w strefie wód spokojnych. Trudna natomiast jest do oszacowania głębokość formowania osadu.

W odniesieniu do głębokości zbiornika łupku miedzionośnego wyrażono dotychczas wiele poglądów (np. 13, 16, 29). Ze względu na obserwowany wielokrotnie wpływ paleoreliefu na zróżnicowanie sedymentacji spągowych utworów pierwszego cyklotemu (por. 1, 13, 14, 16) przeważa opinia, że w strefie basenowej łupek miedzionośny formował się poniżej sztormowej podstawy falowania, a więc na głębokości większej niż 50–60 m. W rejonach, gdzie brak utworów łupkowych, a przede wszystkim w strefie przybrzeżnej zbiornika, dno musiało znajdować się na głębokości powyżej 15–40 m. Na podobnej głębokości powstawała większość cechsztyńskich onkolitów i biomikrytów (por. 4, 19).

Biorąc za podstawę ocenę wpływu wskazanych czynników na zróżnicowanie biofacji i charakteru osadów określić można środowiska sedymentacji wapienia podstawowego i łupku miedzionośnego. Utwory wapienia podstawowego tworzyły się powyżej podstawy falowania, a więc w warunkach podwyższonej i umiarkowanej energii płytkiego sublitorału. Reprezentowane są przez biofację aerobową (typ b) i dysaerobową (typ a). Utwory łupku miedzionośnego tworzyły się poniżej normalnej (mikrolitofacje B, C, D) i sztormowej (A) podstawy falowania, a więc w warunkach niskiej energii wód głębokiego sublitorału. Reprezentowane są przez biofację dysaerobową (D) i anaerobową (A, B, C).

## ROZWÓJ SEDYMENTACJI

Przyjęcie modelu płytkiego basenu stratyfikowanego, w którym zmiany położenia podstawy falowania i związane z nimi zmiany położenia chemokliny decydowały o charakterze i rozmieszczeniu utworów węglanowych i łupkowych, pozwala objaśnić ewolucję sedymentacji jako efekt kilkakrotnej pionowej fluktuacji granic oddzielających poszczególne strefy geochemiczne istniejące w systemie depozycyjnym spągowych utworów pierwszego cyklotemu.

Na większości obszaru zajętego przez transgredujące morze cechsztyńskie materiał klastyczny pochodzenia lądowego uległ resedymentacji, co pozwala wielu autorom na zaliczenie górnej części białego spągowca do cechsztynu (por. np. 10, 11, 15). Postępujące utrwalanie się warunków morskich spowodowało pojawienie się znacznych ilości fauny; szczątki organiczne stanowią istotny składnik stropowej części białego spągowca i utworów wapienia podstawowego. Stwierdzony w profilach Wpa agathamminowonodosariowy zespół otwornicowy z niewielkim udziałem ramienionogów, małżów, szkarłupni i mszywiolów, wskazuje na normalno-morskie i niskoenergetyczne środowisko sedymentacji (17).

Należy tu również podkreślić, że zmiana sedymentacji utworów klastycznych na węglanowe zachodziła na ogół w sposób stopniowy: w większości utworów brak ostrej granicy pomiędzy utworami białego spągowca i wapienia podstawowego. Obserwacje w wyrobiskach górniczych

pozwołyły stwierdzić istnienie lateralnych stopniowych przejść tych utworów. Węgłany budujące wapień podstawowy często wypełniają bruzdy riplemarków piaskowcowych. Szczególną cechą jest erozyjny charakter zarówno grzbietów riplemarków, jak i soczew węglanowych. Powstanie tej powierzchni związane jest w pobliskim rejonie Lubina z generalną zmianą warunków sedymentacji pod koniec formowania utworów białego spągowca i wapienia podstawowego (1). W południowej części rejonu Wrocławia sekwencji tej odpowiadają profile stopniowych przejść piaskowców białego spągowca w utwory Wpb-d. Obecność silnie zapiaszczonych onkolitów i biomikrytów bogatych oraz powierzchni rozmyt przemawia za perylitoralną genezą omawianych osadów.

Po okresie utrwalania się warunków morskich nastąpiło znaczne podniesienie poziomu morza (rzędu 30–40 m), silny wzrost produktywności fitoplanktonu (częsty w warunkach transgresji morskich 2, 3) oraz stratyfikacja słupa wody prowadząca do ustalenia się przydennej warstwy wód beztlenowych. Jak wynika z zamieszczonej korelacji (ryc. 3), moment ten jest początkiem sedymentacji utworów łupku miedzionośnego. Momentowi temu w strefie skłonu basenu odpowiada depozycja łupku T1d, a w strefie przybrzeżnej mikrytów silnie zailonych i smugowanych materiałem organicznym.

Nieznaczne obniżenie poziomu morza (a więc również podstawy falowania) spowodowało regresję wód anoksycznych w kierunku centrum zbiornika umożliwiając progadację przybrzeżnych równi węglanowej i rozszerzenie się sedymentacji utworów wapienia podstawowego, czego odzwierciedleniem jest depozycja utworów górnej części wapienia podstawowego (Wpb-g) na całym obszarze przybrzeżnym. Są to głównie biomikryty ramienionogowe i liliowcowe (rejon Obornik–Osobowice), mszywiolowe (np. Oborniki IG 1, Osobowice IG 1, Czeszów 4) lub otwornicowe (np. w okolicy Czeszowa). Odbiciem momentu maksymalnego spłylenia w charakterze osadów łupkowych deponowanych w strefie anaerobowej jest obserwowany w większości utworów zlokalizowanych w centralnych częściach morza łupku miedzionośnego horyzont T1-B (np. w otworze M-1 Lipowiec, ryc. 3). Horyzont ten koreluje się z występującą w niemieckiej części basenu cechsztyńskiego stropową warstwą I cyklu (por. 5, 23). Z interpretacji tej wynika, że górne części profilów, oznaczone symbolem Wpb-g są czasowym ekwiwalentem dolnych części łupku miedzionośnego obszaru basenowego (zob. także 1, 16).

Następną fazę sedymentacji cechuje ponowne pogłębienie zbiornika, czego rezultatem jest transgresja wód beztlenowych na znaczną część obszaru sedymentacji wapienia podstawowego i rozszerzenie się sedymentacji w warunkach anoksycznych, reprezentowanej w południowej części obszaru przez mikrolitofację C. W rejonach bliskich brzegowi sedymentacja przebiegała w warunkach dysaerobowych, czego dowodem są liczne przejawy penetracji osadów laminowanych przez mułozery (mikrolitofacja D). Jak można sądzić z wykonanej korelacji zdarzeń omawianemu momentowi odpowiada największy zasięg sedymentacji utworów T1 (ryc. 2).

Kolejne obniżenie poziomu morza (albo obniżenie chemokliny niezależnie od poziomu morza, wynikające np. ze zmniejszonej produktywności organicznej wód powierzchniowych) powoduje, że niemal w całym zbiorniku panują warunki początkowo strefy dysaerobowej (liczne ślady bioturbacyjnego zacierania laminacji w stropie sekwencji łupkowej), a następnie strefy aerobowej. Rezultatem tej fazy jest silny rozwój i ekspansja fauny bentonicznej

ze stref przybrzeżnych na obszar pozostałej części zbiornika cechsztyńskiego. Zapoczątkowujące sedymentację wapienia cechsztyńskiego rozprzestrzenianie się fauny doprowadziło do akumulacji ławic ramienionogowych oraz jej odpowiedników – zapiaszczonych mikrytów bioklastycznych (por. ryc. 3). W następstwie ukształtowania się czynników regresywnych, okresowych wynurzeń oraz strefowości sedymentacji, pod koniec formowania się wapienia cechsztyńskiego nastąpiła silna progradacja platformy węglanowej i utworzenie na przeważającej części rejonu Wrocławia sekwencji złożonych z utworów o genezie płytkosublitoralnej, perylitoralnej i wadycznej (19).

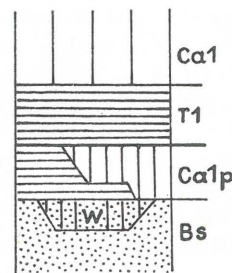
## PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Analiza wykształcenia utworów wapienia podstawowego i łupku miedzionośnego w rejonie Wrocławia, dokonana na podstawie wybranych profilów mikrofacjalnych umożliwiła przeprowadzenie rekonstrukcji zdarzeń sedymentacyjnych. Interpretacja przejść bocznych i następstw pionowych pozwala sądzić, że warunki sedymentacyjne zmieniły się w sposób pulsacyjny. Zróznicowanie sedymentacji oraz zazębienie się utworów łupku miedzionośnego i wapienia podstawowego należy uważać za sumaryczny efekt istnienia zróznicowanego paleoreliefu oraz okresowych zmian położenia chemokliny, skorelowanych ze zmianami położenia podstawy falowania. Pozytywna zmiana położenia chemokliny powodowała transgresję wód beztlenowych i rozszerzenie się sedymentacji utworów łupkowych, gdy jej obniżenie musiało powodować, zgodnie z przedstawionym modelem, progradację przybrzeżnych równi węglanowych. Można również sądzić, że wyniesienia istniejące w obrębie zbiornika (takie np. jak w rejonie Szprotawy–13, Lubina–1, czy w okolicach otworów: Łazisko 2, Międzybórz 5, Czeszów 4 i innych – ryc. 2) stałe znajdowały się w strefie aerobowej (lub dysaerobowej) albo osady utworzone tu w warunkach beztlenowych ulegały resuspensji podczas późniejszych spłyceń.

Mechanizm odpowiedzialny za fluktuacje chemokliny jest niejasny. Przyczynami mogły być zarówno ruchy epejrogeniczne (5), jak i globalne zmiany klimatyczne (3). Nie dyskutując szczegółowo wskazanej tu kwestii autor jest zdania, że pulsacyjne zmiany warunków sedymentacji możliwe do skorelowania na znacznym obszarze basenu cechsztyńskiego (14) były determinowane zmianami poziomu morza. Wykazany ostatnio znaczny wpływ glacie-

ustatycznych zmian poziomu morza na sedymentację utworów cechsztynu (19, 29) pozwala uważać prezentowany pogląd za najbardziej prawdopodobny. Przyjęcie opisanego modelu umożliwia również przedstawienie sugerowanego stosunku przestrzenno-czasowego wapienia podstawowego do łupku miedzionośnego i białego spągowca (ryc. 4). Ze schematu przestrzennych relacji wynika, że granice omawianych jednostek litostratygraficznych są w wielu przypadkach diachroniczne. Podsumowując można zatem stwierdzić, że utwory stropowej części białego spągowca i utwory wapienia podstawowego z północnej części rejonu Wrocławia (typ a) tworzyły się w obrębie jednego systemu depozycyjnego zdominowanego przez reżim fal, stanowiąc rezultat początkowego etapu stabilizacji warunków morskich. Podobnie dolna część sekwencji wapienia podstawowego z obszaru południowego (Wpb-d) stanowi normalną kontynuację sedymentacji utworów klastycznych białego spągowca o stopniowym ku górze wzroście udziału onkoidów i bioklastów.

Zasadnicza zmiana w składzie litologicznym zaznacza się poprzez występowanie utworów łupkowych lub silnie zailonnych mikrytów, w zależności od rejonu występowania, na utworach białego spągowca, Wpa lub Wpb-d. Autor sądzi, że tak zdefiniowana granica litologiczna, będąca jednocześnie horyzontem czasowym, związanym ze znaczną dodatnią fluktuacją chemokliny, może być uznana za stropową granicę białego spągowca. Z tych względów wydawałoby się celowe pozostawienie wcześniej wprowadzonej nazwy wapień podstawowy jedynie w odniesieniu do utworów określanych w tej pracy jako litosom Wpb-g (ryc. 3, 4). Pogląd ten zaprezentowano na ryc. 5.



Ryc. 5. Sugerowany profil litostratygraficzny spągowych utworów Z1 w rejonie Wrocławia

Ca1 – wapień cechsztyński, T1 – łupek miedzionośny, CaOp – wapień podstawowy, Bs – biały spągowiec (w – węglanowa odmiana facjalna białego spągowca)

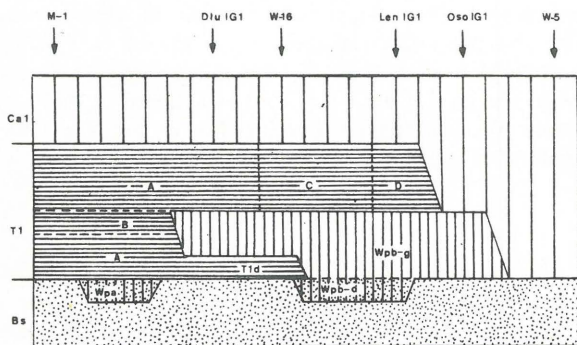
Fig. 5. Proposed lithostratigraphic section of basal Z1 strata in the Wrocław area

Ca1 – Zechstein Limestone, T1 – Kupferschiefer, CaOp – Basal Limestone, Bs – Weissliegendes (w – carbonate variety of Weissliegendes)

Zazębienie się utworów białego spągowca, wapienia podstawowego i łupku miedzionośnego skłania w konkluzji do postawienia dolnej granicy cechsztynu, rozumianego jako kompleks osadów morskich systemu permskiego, pomiędzy dolną i górną częścią białego spągowca, co staje się ostatnio coraz częściej stosowaną praktyką (6, 10).

## LITERATURA

1. Błaszczyk J.K. – Dwudzielność facjalna serii węglanowej w najniższych częściach dolnego cechsztynu w Lubińskim Zagłębiu Miedziowym. Rudy i Metale 1982 nr 4.



Ryc. 4. Schemat stosunków stratygraficzno-facjalnych spągowych utworów Z1 w rejonie Wrocławia

Objaśnienia symboli literowych jak na ryc. 3

Fig. 4. Scheme of stratigraphic-facies relation in basal part of Z1 strata in the Wrocław area

Explanations of letter symbols as given in Fig. 3

2. Byers Ch.W. — Biofacies patterns in euxinic basins: A general model. *SEPM Spec. Publ.* 1977. 25.
3. Demaison G.J., Moore G.T. — Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bull.* 1980 nr 8.
4. F ü c h t b a u e r H. — Carbonate sedimentation and subsidence in the Zechstein basin (northern Germany). W: G. Müller, G.M. Friedman (eds), *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, Springer-Verlag 1968.
5. Gerlach R., Knitzschke G. — Sedimentationszyklen an der Zechsteinbasis (Z1) im SE — Harzvorland und ihre Beziehungen zu einigen bergtechnischen Problemen. *Z. angew. Geol.* 1978 H. 5.
6. Glennie K.W., Buller A.T. — The Permian Weisslied of NW Europe: the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. *Sediment. Geol.* 1983 v. 35.
7. Jarosz J. — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna złoża „Lubin”: *Rudy Metale* 1968 nr 12.
8. Jordan H. — Zur Biostratigraphie und Fazies des Zechsteins in Germanischen Becken, unter besonderer Berücksichtigung des Thüringer Beckens. *Freib. Forschungsh.* 1969 C 245.
9. Krasoń J. — Podział stratygraficzny cechsztynu północnosudeckiego w świetle badań facjalnych. *Geol. Sudetica* 1964 v. 1.
10. N e m e c W., P o r e b s k i S.J. — Sedimentary environment of the Weisslied sandstones in Fore-Sudetic Monocline. W: *International Symposium Central European Permian. Proceedings* 1981.
11. Oberc J., Tomaszewski J. — Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. *Prz. Geol.* 1963 nr 12.
12. Oszczepalski S. — Mineralizacja polimetaliczna spągowych osadów cechsztynu w rejonie Węglińca — Żar. *Kwart. Geol.* 1979 nr 3.
13. Oszczepalski S. — Paleogeography, sedimentation and mineralization of the Z1 carbonate series (Zechstein) in the western part of the Fore-Sudetic Monocline (western Poland). *Contr. Sedimentology* 1980 v. 9.
14. Oszczepalski S. — On the Zechstein Copper Shale lithofacies and paleoenvironments in SW Poland. W: *English Zechstein* 1985.
15. Oszczepalski S., Rydzewski A. — Miedzioność utworów permu na obszarze przylegającym do złoża Lubin—Sierszowice. *Prz. Geol.* 1983 nr 7.
16. Paul J. — Zur Rand — und Schwellen-Fazies des Kupferschiefers. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 1982 v. 133.
17. Peryt T.M. — Ingresja morza turyńskiego (górnym perm) na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1976 z. 4.
18. Peryt T.M. — Cechsztyń w rejonie Wrocławia. *Kwart. Geol.* 1977, nr 4.
19. Peryt T.M. — Sedymentacja i wczesna diagenaza utworów wapienia cechsztyńskiego w Polsce zachodniej. *Inst. Geol.* 1984 v. 109.
20. Pokorski J., Wagner R. — Granica czerwony spągowiec — cechsztyń. W: S. Depowski (red.) — *Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski*. Warszawa 1978.
21. Potter P.E., Maynard J.B., Pryor W.A. — *Sedimentology of shale*. Springer-Verlag 1980.
22. Purser B.H. — Sedimentation around bathymetric highs in the southern Permian Gulf. W: B.H. Purser (ed) — *The Persian Gulf*, Springer-Verlag 1973.
23. R e n t z s c h J., L u d w i g H., M e y e r E. — Der Kupferschiefer im Bereich der Scholle von Calvörde. *ib. Geol.* 1965 Bd. 1.
24. Rhoads D.C., Morse J.W. — Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia* 1971 v. 4.
25. Richter-Bernburg G. — Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 1955 H. 105.
26. Rydzewski A. — Petrografia łupków miedzionośnych cechsztynu na monoklinie przedsudeckiej. *Biul. Inst. Geol.* 1969 nr 217.
27. Salski W. — Charakterystyka litologiczna i drobne struktury łupków miedzionośnych monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.* 1968 nr 4.
28. Seifert J. — Das Perm am Südostrand des Thüringer Beckens. *Jb. Geol.* 1972 v. 4.
29. Smith D.B. — The evolution of the English Zechstein basin. *Contr. Sedimentology* 1980 v. 9.

#### S U M M A R Y

The development and history of sedimentation of the Basal Limestone in peripheral parts of the Zechstein basin are discussed. In the south, the Basal Limestone section is increased in thickness and bipartite: its lower part comprises strongly sandy oncolites, separated from the overlying biomicritic parts by a 1–2 cm thick layer of black shale or strongly clayey micrites. In the north, the top of the Weisslied is locally overlain by Basal Limestone layer usually represented by sandy micrites with bioclasts and less than 10 cm in thickness. The carbonates originated in aerobic shallow sublittoral environment, and shaly sediments — under an anaerobic (regularly laminated black shales) and dysaerobic (bioturbated shales) conditions, below storm wave base.

Correlations and environmental interpretation of microsequences of the Basal Limestone and Kupferschiefer show that lower part of the Basal Limestone from the southern region, similarly as the whole Basal Limestone from the north, represents a continuation of clastic Weisslied sedimentation from early stage of stabilization of marine conditions. Taking this into account the sediments may be treated as a carbonate variety of the Weisslied ones.

The interfingering of shaly and carbonate sediments of the Basal Limestone may be interpreted as a net result of paleorelief differentiation, stratification in this shallow basin, and temporary changes in position of chemocline. The changes were presumably due to glaciostatic oscillations of sea level. Chronohorizons established at the basis of these changes suggest a possibility to redefine lower boundary of the Basal Limestone (Fig. 5).

#### Р Е З Ю М Е

В статье представлено развитие седиментации основного известняка в береговой части цехштейнового бассейна. В южной части этой области разрез основного известняка характеризуется повышенной мощностью и делением на 2 части: нижняя часть, сложена сильно песчанистыми онколитами, отделена от верхней части — биомикритовой, пластом черного сланца (мощности 1–2 см) или сильно заиленных микритов. В северной части, в кровле белого лежня местно выступает пласт основного известняка (преимущественно песчанистые микриты с биокластами) мощностью ниже 10 см. Эти карбонаты образовались в аэробной среде мелкого