



SŁAWOMIR OSZCZEPALSKI

Państwowy Instytut Geologiczny

ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI CECHSZTYŃSKIEGO ŁUPKU MIEDZIONOŚNEGO W POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ POLSCE*

Projekt 254

UKD 551.736.3:553.434(438–14)

Łupek miedzionośny jest głównym perspektywicznym poziomem metalonośnym cechsztyńskiej serii kruszonośnej. Z tego względu jest on przedmiotem zainteresowania wielu geologów złożowych (np. 5, 7, 14, 19–21, 23, 25). Dotychczasowe badania utworów łupku miedzionośnego – prowadzone zarówno w Polsce, jak i poza jej granicami – dotyczyły zwłaszcza zagadnień litologicznych, geochemicz-

nych i złożowych. Zagadnieniom sedymentologicznym, rozpatrywanym dotychczas przede wszystkim na podstawie obserwacji makroskopowych (2, 3, 5, 7, 15) poświęcono znacznie mniej uwagi. Dzięki zastosowaniu analizy mikrolitofacjalnej, w niniejszej pracy zrekonstruowano środowisko sedymentacji i paleogeografię łupku miedzionośnego w polskiej części basenu cechsztyńskiego. Niektóre z tych zagadnień poruszane były we wcześniejszych publikacjach autora (10–13).

* Niniejszy artykuł jest krótką prezentacją niektórych tez rozprawy doktorskiej autora, przygotowanej w PIG pod kierunkiem K. Jaworowskiego.

Termin „łupek miedzionośny” (niem. Kupferschiefer) wywodzi się z nazewnictwa niemieckiego górnictwa miedzianego, stosowanego pierwotnie na terenie Niemiec

dla określenia utworów łupkowych, zalegających u podstawy cechsztynu. Formalną jednostkę litostratygraficzną o nazwie „formacja łupku miedzionośnego” kreowano w rejonie Morza Północnego (18). Ponieważ litologiczna nazwa formacji pozostaje w sprzeczności z zasadami polskiego kodeksu stratygraficznego, w niniejszej pracy – zgodnie z tradycją – będzie mowa wprost o „łupku miedzionośnym”, a nie o „formacji łupku miedzionośnego”.

W litostratygraficznej klasyfikacji przyspągowych, terygeniczo-węglanowych utworów cechsztynu uwzględniano najczęściej łupkowatość, barwę, warstwowanie, skład mineralny oraz cechy geochemiczne. Brak ściśle określonego kryterium rozdzielania wskazanych utworów utrudniał jednoznaczne wyróżnienie łupku miedzionośnego. Łupkowatość (zdolność skały do pęknięcia wzdłuż względnie gładkich, płaskich i równoległych do siebie powierzchni) – cecha najczęściej uwzględniana przy wydzieleniu łupku miedzionośnego – warunkowana jest przeważnie laminacją. W łupku miedzionośnym laminacja przejawia się alternacją lamin o jasnych barwach (zbudowanych z materiału ilastego lub węglanowego), tkwiących w ciemnym tle skalnym (złożonym z mieszaniny materiału organicznego i ziarn $\leq 0,06$ mm).

W niniejszej pracy przez łupkę miedzionośną rozumie się osady występujące wśród przyspągowych utworów pierwszego cyklotemu cechsztyńskiego, złożone głównie z laminowanych drobnoziarnistych skał terygeniczych** (ponad 50% ziarn $\leq 0,06$ mm) i laminowanych margli lub margli dolomitycznych (25–75% węglanów i do 50% detrytycznego kwarcu). Spośród drobnoziarnistych skał terygeniczych w łupku miedzionośnym dominują iłołupki, mułołupki i pyłowce zaś występują sporadycznie. Lokalnie w jego obrębie spotyka się piaskowce oraz wapienie (dolomity).

Duże podobieństwo litologiczne próbek łupku miedzionośnego, przy jednoczesnej obfitości różnych obserwacji mikroskopowych, zmusza do zastosowania metod matematycznych oraz elektronicznej techniki obliczeniowej w celu wyróżnienia odrębnych mikrolitofacji. Zastosowano półilościową analizę grup – sposób Q (Q-mode cluster analysis). Dzięki niej w bardzo monotonicznych petrograficznie skałach łupkowych udało się wyodrębnić 7 mikrolitofacji. Uwzględniono 11 cech petrograficznych każdej z 250 próbek (płytek cienkich). Badano następujące cechy petrograficzne: laminację, skład mineralny, udział ciemnego tła, zawartość detrytu niewęglanowego i sposób jego występowania, domieszki piaszczyste, ziarna węglanowe, najczęstszą miąższość lamin, różnicę maksymalnej i najczęstszą miąższości lamin, drobne struktury erozyjne i bioturbacje.

W trakcie wspomnianej analizy wydzielono następujące mikrolitofacje: A – iłołupki z obfitym materiałem organicznym, laminowane płasko; B – margle dolomityczne z obfitym materiałem organicznym, laminowane soczewkowo lub faliście-równoległe; C – margle dolomityczne z materiałem organicznym, zbioturbowane lub laminowane soczewkowo; D – margle dolomityczne z pyłem kwarcowym i materiałem organicznym, laminowane faliście-nierównoległe lub zbioturbowane; E – iłołupki margliste – margle, laminowane ułożeniem ziarn minerałów o pokroju blaszkowym (fabric lamination) i faliście-nierównoległe; F – iłołupki laminowane ułożeniem ziarn minerałów o pokroju blaszkowym; G – margle laminowane

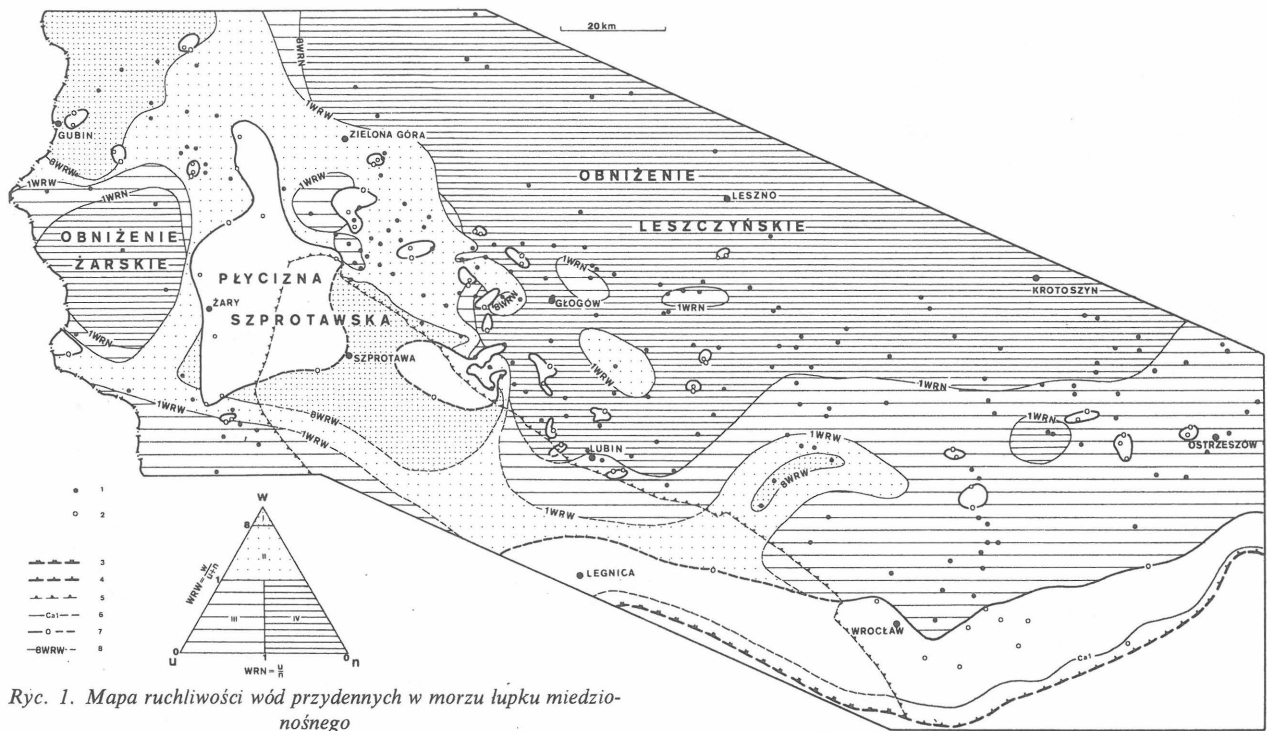
faliście-nierównoległe. Występujące podrzędnie w obrębie utworów łupku miedzionośnego mułołupki, pyłowce i piaskowce potraktowano łącznie jako mikrolitofację H. Podobnie postąpiono z wapieniami i dolomitami (madstony, wakstony, pakstony), łącząc je w mikrolitofację I.

Utwory łupku miedzionośnego nie wykazują zróżnicowania litologicznego, wystarczającego do przypisania poszczególnym mikrolitofacjom odmiennych i wyraźnie różnicujących je warunków środowiska sedymentacyjnego. Dlatego do rekonstrukcji środowiska badanych utworów zastosowano technikę analizy porównawczej, dążąc do utworzenia szeregów mikrolitofacyjnych (por. 22), odzwierciedlających rosnącą rolę rozpatrywanego czynnika środowiskowego.

Przystępując do interpretacji warunków hydrodynamicznych panujących w morzu łupku miedzionośnego, podjęto próbę określenia względnej energii wód w miejscach depozycji poszczególnych mikrolitofacji. Jej zmienność szacowano nawiązując do modeli sedymentacji szelfowej (9, 17, 24). Jak z nich wynika, rozmieszczenie osadów na szelfie jest uzależnione przede wszystkim od działania prądów morskich i falowania, prowadzącego do przemieszczania materiału osadowego ze stref turbulentnych do spokojnych. Im większy stopień strukturalno-teksturalnego uporządkowania składników osadu, tym mniejsza jest energia wód w miejscu gromadzenia się osadów. Na podstawie tej ogólnej zależności utworzono energetyczny szereg złożony z mikrolitofacji o wzrastającej energetyczności: A – B – C – F – E – D – G – I – H. W celu określenia ogólnej zmienności warunków energetycznych w wodach przydennych zbiornika sedymentacyjnego, skonstruowano trójskładnikową mapę współczynnika (ryc. 1). Z przebiegu izolinii na tej mapie wynika, że największą ruchliwością cechowały się wody przydenne w rejonie Gubina i Szprotawy oraz w marginalnych częściach zbiornika. Na pozostałym obszarze dominowała depozycja w warunkach niskiej ruchliwości wód (w wodach słaboturbulentnych i stojących).

Cechą charakterystyczną utworów łupku miedzionośnego osadzonych w wodach turbulentnych jest obecność przewarstwień złożonych z mikrolitofacji H lub I. Mikrolitofacja H reprezentowana jest najczęściej przez pyłowce, tworzące przewarstwienia o miąższości od 0,5 do 4 cm. Niektóre z nich odznaczają się ostrymi i nierównymi powierzchniami granicznymi i złożone są z osadów laminowanych płasko (w spągu) i przekątnie (w stropie). Spotykane są również cienkie przewarstwienia mułołupków i pyłowców laminowanych przekątnie-kopułowo (hummocky-cross lamination) albo mułowców i piaskowców masywnych. Podobnie cienkie przewarstwienia (miąższości od kilku do kilkunastu cm) tworzą utwory zaliczone do mikrolitofacji I. Są to najczęściej pakstony piaszczyste (w rejonie płycizny szprotawskiej) lub wakstony i madstony bioklastyczne (w marginalnych partiach systemu depozycyjnego). Wśród fauny szkieletowej dominują ramienionogi, małże, szkarłupnie oraz otwornice spiralne i płożące. Niekiedy spotyka się ławiczki złożone z lingul. Można sądzić, że powstanie tych przewarstwień związane było z nagłymi epizodami sedymentacyjnymi, w czasie których materiał detrytyczny uruchamiany podczas sztormów, transportowany był z płytszych rejonów zbiornika i wprowadzany do jego głębszych części, gdzie trwała spokojna sedymentacja mułu. Wydaje się, że sekwencje te mogą być porównane z terygenicznymi i węglanowymi odmianami tempestytyw, tworzącymi się zazwyczaj na dnie położonym między normalną i sztormową podstawą falowania (1, 6, 24).

** Terminy dotyczące klasyfikacji drobnoziarnistych skał terygeniczych (shale sensu P.E. Potter i in., 17) zastosowano w spolszczonej pisowni zgodnie z propozycją K. Jaworowskiego (8).



Ryc. 1. Mapa ruchliwości wód przydennych w morzu łupku miedzionośnego

1 – otwory wiertnicze, w których stwierdzono łupkę miedzionośną, 2 – otwory wiertnicze, w których nie stwierdzono łupki miedzionośnej, 3 – zasięg pierwotny cechsztynu, 4 – zasięg pierwotny cechsztynu zrekonstruowany na obszarach erozji epigenetycznej, 5 – obecny zasięg cechsztynu, 6 – zasięg pierwotny wapienia cechsztyńskiego, pewny i zrekonstruowany na obszarach erozji epigenetycznej, 7 – zasięg pierwotny łupki miedzionośnej (izopachyta zerowa), pewny i zrekonstruowany na obszarach erozji epigenetycznej, 8 – izolinie wskaźników ruchliwości wód przydennych, wyznaczone i przypuszczalne, WRW – wskaźnik wysokiej ruchliwości wód przydennych, WRN – wskaźnik niskiej ruchliwości wód przydennych, w – miąższość (w danym profilu) mikrolitofacji wysokoenergetycznych (H, I) i umiarkowanie wysokoenergetycznych (D, E, G), u – miąższość (w danym profilu) mikrolitofacji umiarkowanie niskoenergetycznych (B, C, F), n – miąższość (w danym profilu) mikrolitofacji niskoenergetycznych (A)

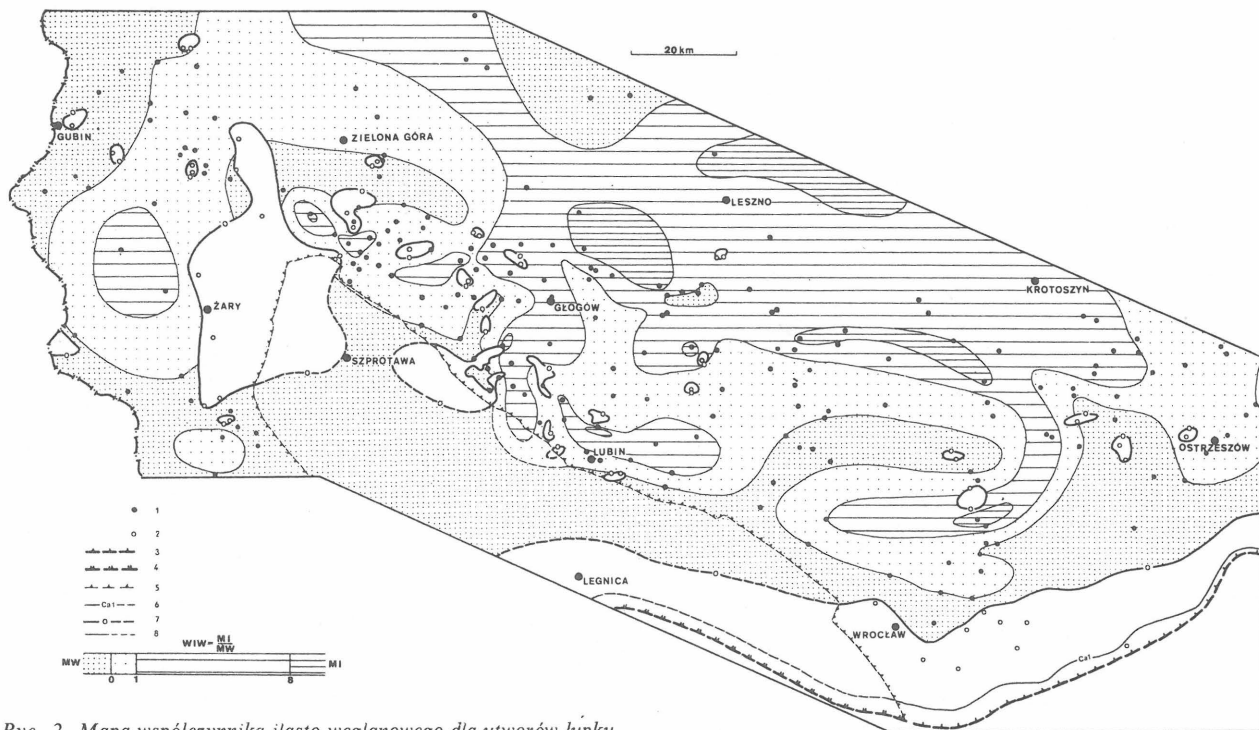
Uznanie morza łupki miedzionośnej za zbiornik, w którym czynnik sztormowy wpływał na sedymentację, jest bardzo istotne dla interpretacji paleogeograficznych i może być punktem wyjścia do odtworzenia reliefu dna zbiornika. W morzu szelfowym wpływ ruchu wód na osad sprowadza się do jego resuspensji i przemieszczenia z płytszych do głębszych części zbiornika, co prowadzi do częściowego wyrównywania reliefu dna. Ponieważ spadek energii jest pochodną wzrastającej głębokości morza, można przyjąć, że zmienność energetyczności osadów stanowi odzwierciedlenie paleomorfologii dna morskiego. Na płyciznach (obszary ograniczone zerową izopachytą łupki), wskutek wysokiej ruchliwości wód przydennych, osady mułowe ulegały synsedymenacyjnej redepozycji w strefy niższej energii wód. W rezultacie, na płyciznach łupka miedzionośnego nie tworzył się. Regionalne i lokalne obniżenia, z których największe to obniżenie leszczyńskie, wypełniane były osadami o dość stałej miąższości (przeważnie od 30 – 60 cm), należącymi do mikrolitofacji nisko- i umiarkowanie niskoenergetycznych (A, B, C, F). Na pograniczu obniżen z wyniesieniami osadzały się twory o zmiennej, lokalnie dość znacznej (do 170 cm) miąższości, reprezentowane

Fig. 1. Hydrodynamic energy in the Kupferschiefer sea

1 – location of cores with the Kupferschiefer, 2 – location of cores without the Kupferschiefer, 3 – original Zechstein, 4 – inferred original Zechstein reconstructed in area of post-depositional erosion, 5 – present Zechstein, 6 – original Zechstein Limestone, recorded and reconstructed in area of post-depositional erosion, 7 – original Kupferschiefer (zero isopach), recorded and reconstructed in area of post-depositional erosion, 8 – contours of energy-index of the bottom water, recorded and presumed, WRW – high energy-index, WRN – low energy-index. w – thickness of deposits (in a given section) belonging to high- (H, I) and moderate-energy microlithofacies (D, E, G), u – thickness of deposits (in a given section) belonging to moderate – to low-energy microlithofacies (B, C, F), n – thickness of deposits (in a given section) belonging to extremely low-energy microlithofacies (A)

wane przez mikrolitofacje wysoko- i umiarkowanie wysokoenergetyczne (E, D, G, H, I).

Materiał terygeniczny dostarczany był do zbiornika depozycyjnego z południa (z lądu południowopolskiego). Część detrytu pochodziła z płycizn (głównie z płycizny szprotawskiej), skąd materiał ten był transportowany do niskoenergetycznych środowisk sedymentacji mułowej, tworząc domieszki piaszczyste lub tempestyty. Materiał węglanowy osadzał się głównie w marginalnych częściach zbiornika lub w pobliżu płycizn. Mikrolitofacje wzbogacone w węglany (B, C, D, E, G) oraz tempestyty węglanowe (mikrolitofacja I) występują przede wszystkim w pasie zwiększonych miąższości, biegnącym wzdłuż granicy zasięgu łupki miedzionośnej, jako wynik rozprówdzenia materiału węglanowego w kierunku obrzeżowym. Najdrobniejszy materiał znoszony był w kierunku obniżen, stąd udział mikrolitofacji niskoenergetycznych bogatych w materiał ilasty (A, F) wzrasta w miarę oddalania się od wybrzeży zbiornika i jego płycizn (ryc. 2). Materiał organiczny (istotny składnik mikrolitofacji A, B, C, D) – obecny głównie w ciemnym tle – jest w przeważającej części autochtoniczny; głównym jego dostarczycielem był

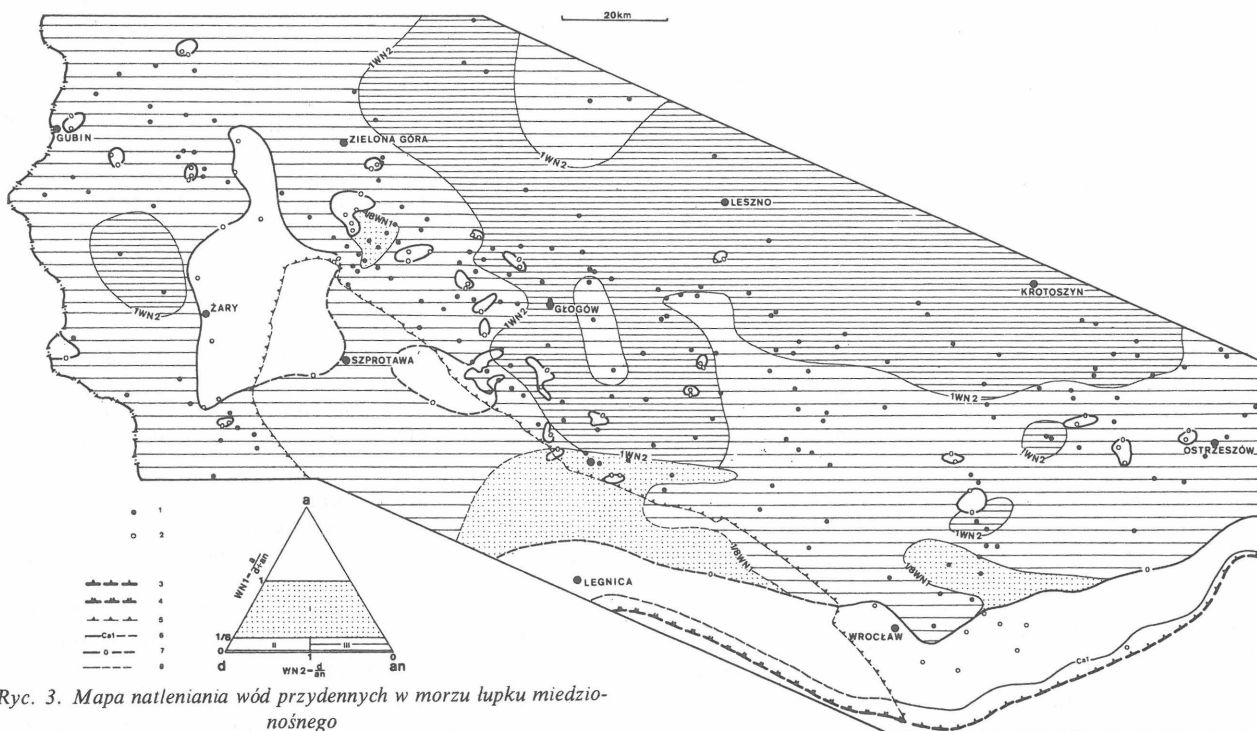


Ryc. 2. Mapa współczynnika ilasto-węglanowego dla utworów łupku miedzionośnego

Fig. 2. Clay-carbonate ratio of the Kupferschiefer deposits

1-7 - objaśnienia jak na ryc. 1, 8 - izolinie współczynnika ilasto-węglanowego (WIW), wyznaczone i przypuszczalne, MI - mikrolitofacie, w których materiał słasty przeważa nad węglanowym (A, F), MW - mikrolitofacie, w których materiał węglanowy przeważa nad ilastym (B, C, D, E, G, H, I)

1-7 - for explanations see Fig. 1, 8 - contours of clay-carbonate ratio (WIW), definite and presumed, MI - microlithofacies in which clay predominates over carbonate (A, F), MW - microlithofacies in which carbonate predominates over clay (B, C, D, E, G, H, I)

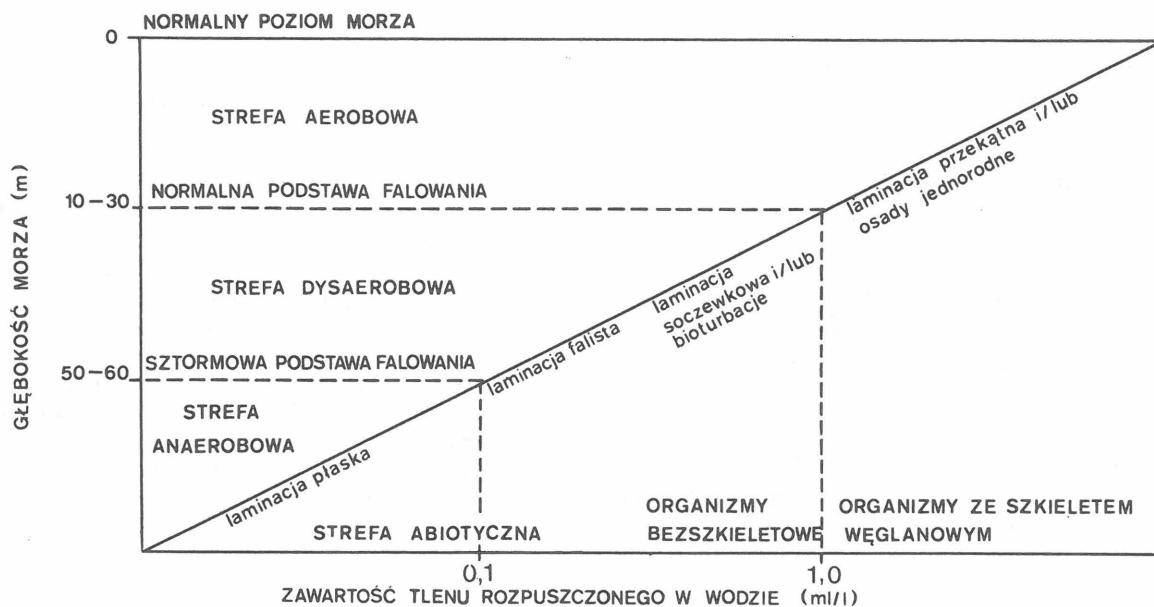


Ryc. 3. Mapa natlenienia wód przydennych w morzu łupku miedzionośnego

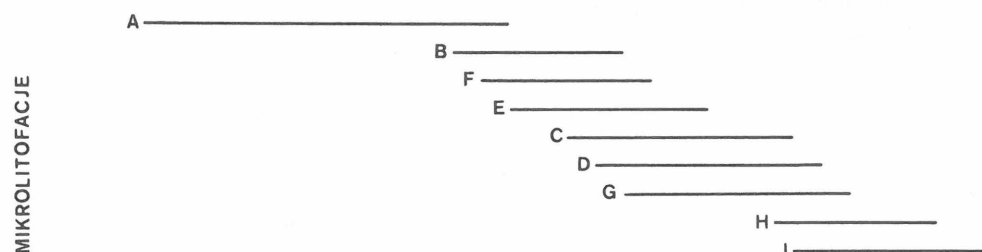
Fig. 3. Bottom oxygenation in the Kupferschiefer sea

1-7 - objaśnienia jak na ryc. 1, 8 - izolinie wskaźników natlenienia, wyznaczone i przypuszczalne, WN1 - aerobowy wskaźnik natlenienia wód przydennych, WN2 - anaerobowy wskaźnik natlenienia wód przydennych, a - miąższość (w danym profilu) mikrolitofacji utworzonych niemal wyłącznie w środowisku aerobowym (H, I), d - miąższość (w danym profilu) mikrolitofacji utworzonych w środowisku dysaerobowym (B, C, D, E, F, G), an - miąższość (w danym profilu) mikrolitofacji utworzonych w środowisku anaerobowym (A)

1-7 - for explanations see Fig. 1, 8 - contours of oxygenation-index, definite and presumed, WN1 - aerobic index, WN2 - anaerobic index, a - thickness of deposits (in a given section) belonging to aerobic microlithofacies (H, I), d - thickness of deposits (in given section) belonging to dysaerobic microlithofacies (B, C, D, E, F, G), an - thickness of deposits (in a given section) belonging to anaerobic microlithofacies (A)



TYP OSADU	ŁOŁUPKI	ŁOŁUPKI, MARGLE podrzędnie mułołupki, pyłowce, piaskowce, wapień, dolomity	DOLOMITY WAPIEŃ PIASKOWCE ZIEPIEŃCE
LITOSTRATYGRAFIA	ŁUPEK MIEDZIONOŚNY		WAPIEŃ CECHSZTYŃSKI WAPIEŃ PODSTAWOWY BIAŁY SPĄGOWIEC



WODY PRZYDENNE	STOJĄCE	SŁABO TURBULENTNE	UMIARKOWANIE TURBULENTNE	TURBULENTNE
STREFY SEDYMENTACJI	SZELF GŁĘBOKI	SZELF PŁYTKI		Strefa pływicznej, przybrzeżnej i brzeżnej sedymentacji węglanowej i terygeniczej
		ZEWNĘTRZNY	WEWNĘTRZNY	

Ryc. 4. Model sedymentacji łupku miedzionośnego

Fig. 4. Depositional model for the Kupferschiefer

fitoplankton i bakterie. Niemal zupełny brak substancji organicznych w mikrolitofacji E, F i G jest wynikiem jej posedymentacyjnego utlenienia (10, 12–14, 20). Obecność laminacji w łupku miedzionośnym skłania do wniosku o przemiennej (prawdopodobnie sezonowej) dostawie substancji nieorganicznej i organicznej, związanej z okresową zmiennością warunków depozycji i produktywności biologicznej.

Dla zrozumienia warunków sedymentacji badanych osadów istotne jest prześledzenie zależności wykształcenia mikrolitofacjalnego od geochemicznych warunków sedymentacji. W tym celu utworzono szereg mikrolitofacjalny o wzrastającym udziale zaburzeń bioturbacyjnych: ABEF – H – DG – C – I, odzwierciedlający wzrost natlenienia wód przydennych. Przez porównanie wykształcenia mikrolito-

facji łupku miedzionośnego z osadami rozpatrywanymi w sedymentologicznym modelu Ch.W. Byersa (4), uznano, że łupek miedzionośny formował się w zbiorniku, którego wody uległy pionowej stratyfikacji, tworząc strefy o różnej zawartości tlenu (10, 11). Utwory mikrolitofacji A osadzały się w strefie anaerobowej. Dowodzi tego obecność niezaburzonej, regularnej laminacji, brak ziarn szkieletowych i obfitość węgla organicznego. Mikrolitofacje B–G tworzyły się w strefie dysaerobowej. Osady te cechuje brak ziarn szkieletowych, pojawianie się bioturbacji oraz mała pierwotnie zawartość materiału organicznego. Mikrolitofacje H oraz I formowane były przez wody aerobowe o znacznej ruchliwości. Przemawiają za tym liczne bioturbacje, brak lub mała zawartość materiału organicznego, a także obfitość ziarn szkieletowych (I) i obecność wysokoenergetycz-

nych struktur sedimentacyjnych (H). Z mapy natlenienia wód przydennych w morzu łupku miedzionośnego (ryc. 3) wynika, że na obszarze obniżenia leszczyńskiego i żarskiego dominowała depozycja w strefie wód anaerobowych i dysaerobowych, a w rejonach przyległych do pływicz – w strefie dysaerobowej lub na jej pograniczu ze strefą aerobową. Jedynymi rejonami, gdzie sedimentacja przebiegała w warunkach aerobowych były rejon pływicz pozbawione utworów łupku miedzionośnego. Bezpośrednio ponad utworami piaskowca cechsztyńskiego lub nawet na starszym podłożu występują tu zwykle zapiaszczone pakstony bioklastyczne lub onkolitowe, zaliczane do wapienia podstawowego lub wapienia cechsztyńskiego (3, 7, 10–12, 16).

Konstrukcja modelu sedimentacji łupku miedzionośnego wymaga ustalenia idealnego poziomego następstwa mikrolitofacji. Następstwo to, będące odbiciem przestrzennej zmienności omówionych wyżej warunków depozycji, może być ustalone przez zsumowanie energetycznego i bioturbacyjnego szeregu mikrolitofacjalnego. Szereg energetyczny ilustruje zmienną energię wód związaną z reliefem dna zbiornika, a szereg bioturbacyjny – natlenienie wód. Są to podstawowe elementy modelu. Sumując oba wspomniane szeregi uzyskano następujący szereg wypadkowy: A–B–F–E–C–D–G–H–I, będący podstawą konstrukcji depozycyjnego modelu łupku miedzionośnego (ryc. 4). Pdejsięcie to jest zgodne z zaproponowanymi dotychczas modelami sedimentacji szelfowej, uwzględniającymi współczesne środowiska zdominowane przez depozycję mułów terygeniczných i węglanowych (1, 9, 17, 24). Przytoczone w niniejszej pracy rezultaty badań pozwalają przyjąć, że utwory łupku miedzionośnego – podobnie jak osady we wspomnianych wyżej środowiskach zdomino-

wanych przez muł – powstawały przede wszystkim w wyniku powolnego opadania zawiesiny dostarczonej do systemu depozycyjnego z rejonów płytkowodnych w postaci prądów zawieszinowych niskiej gęstości. Znacznie rzadziej tworzyły się tempestyty. Fakt, że depozycja przebiegała ogólnie w wodach spokojnych nie oznacza jednak, że czynniki hydrodynamiczne nie odgrywały większej roli w procesach sedimentacji. Przeciwnie, ich działanie sprawiło, że zdeponowany osad nie tworzył systemu statycznego, lecz wielokrotnie ulegał resuspensji i przemieszczeniom w stronę głębszych środowisk. Ponieważ stopień rozwarstwienia wód szelfowych zależy przede wszystkim od głębokości, do jakiej zachodzi ciągle i epizodyczne mieszanie wód, przyjęto, że strefę aerobową od dysaerobowej oddziela normalna podstawa falowania, natomiast strefę dysaerobową od anaerobowej – sztormowa podstawa falowania. Oznacza to, że między normalną i sztormową podstawą falowania istniała strefa przejściowa, cechująca się znacznym skokiem zawartości tlenu (tzw. redoklina). Oddzielała ona burzliwe, natlenione wody powierzchniowe od stojących, beztlenowych wód przydennych. Trzeba oczywiście zwrócić uwagę, że wskazane granice nie były stacjonarne i ostro zaznaczone; stanowiły raczej dynamiczne strefy pionowego mieszania, których usytuowanie w zbiorniku może się niekiedy zmieniać niezależnie od działania fal, np. pod wpływem zmian w horyzontalnej cyrkulacji, produktywności organicznej lub w wyniku zmian klimatycznych (np. 4).

Zgodnie z zaproponowanym modelem, pozioma sukcesja mikrolitofacji odzwierciedla wzrastającą energię i natlenienie wód jako funkcję malejącej głębokości. Uwzględniając zasięgi głębokościowe normalnej i sztormowej podstawy falowania we współczesnych morzach epejrycznych, można przyjąć, iż utwory łupku miedzionośnego tworzyły się we względnie płytkim zbiorniku stratyfikowanym, na dnie położonym poniżej normalnej podstawy falowania, tj. poniżej 10–30 m (ryc. 4). Ponieważ nachylenie dna było porównywalne z nachyleniem dna współczesnych mórz szelfowych, można sądzić, że maksymalna głębokość dna na omawianym obszarze nie przekraczała stukilkudziesięciu metrów.

Biorąc pod uwagę rozprzestrzenienie mikrolitofacji i wzajemne proporcje między nimi w poszczególnych profilach łupku miedzionośnego, zilustrowane na mapach

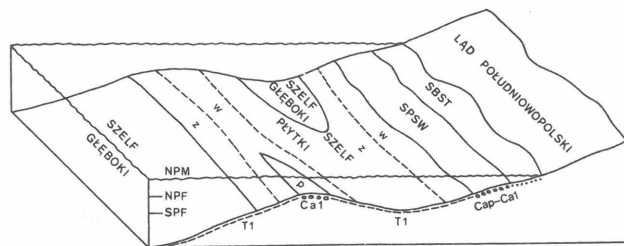


Ryc. 5. Mapa paleogeograficzna łupku miedzionośnego na obszarze Polski

- 1 – zasięg pierwotny łupku miedzionośnego (izopachyta zerowa),
- 2 – zasięg pierwotny cechsztynu, 3 – zasięg obecny cechsztynu,
- 4 – szelf głęboki, 5 – szelf płytki, 6 – obszar szczegółowych badań (patrz ryc. 1–3)

Fig. 5. Paleogeography of the Kupferschiefer in Poland

- 1 – original Kupferschiefer (zero isopach), 2 – original Zechstein, 3 – present Zechstein, 4 – deep shelf, 5 – shallow shelf,
- 6 – study area refers to Figs 1–3



Ryc. 6. Rekonstrukcja zbiornika sedimentacji łupku miedzionośnego

- T1 – łupek miedzionośny, Cap – wapień podstawowy, Ca1 – wapień cechsztyński, SBST – strefa brzeżnej sedimentacji terygenicznej, SPSW – strefa przybrzeżnej sedimentacji węglanowej, NPF – normalna podstawa falowania, SPF – sztormowa podstawa falowania, P – pływicz

Fig. 6. Reconstruction of the Kupferschiefer sedimentary setting

- T1 – Kupferschiefer, Cap – Basal Limestone, Ca1 – Zechstein Limestone, SBST – coastal terrigenous sedimentation zone, SPSW – nearshore carbonate sedimentation zone, NPF – fair-weather wave base, SPF – storm wave base, P – shoals

współczynnikiowych (ryc. 1–3), można wyróżnić – zarówno na omawianym obszarze, jak i w całej polskiej części basenu cechsztyńskiego – dwie główne strefy sedymentacji łupku miedzionośnego (ryc. 5): 1) szelf głęboki (środek zbiornika) – dla którego charakterystyczna jest asocjacja mikrolitofacji A, B i D; oraz 2) szelf płytki (peryferyczne części zbiornika) – gdzie tworzyły się mikrolitofacje C, D, E, F i G, niekiedy zbioturbowane, lokalnie z wkładkami tempestatów (mikrolitofacje H, I). Utwory łupku zanikają w odległości 10–60 km od interpretowanej linii brzegowej, przechodząc lateralnie w utwory strefy przybrzeżnej sedymentacji węglanowej i strefy brzeżnej sedymentacji terygenicznej, opartej o łąd.

Opisane strefy sedymentacji składają się na obraz szelfu podczas depozycji łupku miedzionośnego (ryc. 6). Zbiornik ten był przedewaporatowym morzem o słabym połączeniu z oceanem, rozwiniętym wkrótce po jego transgresji na łąd czerwonego spągowca. Obecny zasięg łupku miedzionośnego i przestrzenne rozmieszczenie jego mikrolitofacji jest konsekwencją intersekcji powierzchni dna przez powierzchnie rozgraniczające strefy wód o różnej energetyczności i natlenieniu. Godny uwagi jest fakt, iż sedymentacja odbywała się w sposób pulsacyjny. Świadczy o tym obecność w łupku miedzionośnym cykli sedymentacyjnych, odzwierciedlających wzrost energii i natlenienia wód (11, 12). Ich powstanie najłatwiej objaśnić przyjmując, że zostały wywołane okresowymi fluktuacjami podstawy falowania i związanej z nimi redokliny, zachodzącymi przypuszczalnie wskutek zmian eustatycznych.

LITERATURA

1. Aigner T. – Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences 1985 vol. 3.
2. Bell J., Holden J. et al. – The Marl Slate and Basal Permian Breccia at Middridge, Co. Durham. Proc. York. Geol. Soc. 1979 vol. 42, no. 25.
3. Błaszczak J.K. – Dwudzielność facjalna serii węglanowej w najniższych częściach dolnego cechsztynu w Lubieńskim Zagłębiu Miedziowym. Rudy Metale 1982 nr 4.
4. Byers Ch.W. – Biofacies patterns in euxinic basins: A general model. SEPM Spec. Publ. 1977 no. 25.
5. Erzberger R. et al. – Lithologie, Paläogeographie und Metallführung des Kupferschiefers in der Deutschen Demokratischen Republik. Geologie 1968 H. 17.
6. Dott R.H., Bourgeois J. – Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Geol. Soc. Am. Bull. 1982 no. 4.
7. Harańczyk C. – Pozycja facjalna cechsztyńskich ołowionośnych łupków ilastych. Prz. Geol. 1967 nr 12.
8. Jaworowski K. – Kanon petrograficzny najczęstszych skał osadowych. Prz. Geol. 1987 nr 4.
9. Johnson H.D. – Shallow siliciclastic seas. [W:] Sedimentary environments and facies (ed. H.C. Reading). Blackwell 1978.
10. Oszczeński 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 vol. 9.
11. Oszczeński S. – Sedymentacja utworów cechsztyńskich wapienia podstawowego w rejonie Wrocławia. Prz. Geol. 1985 nr 4.
12. Oszczeński S. – On the Zechstein Copper Shale lithofacies and palaeoenvironments in SW Poland. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986 no. 22.
13. Oszczeński S. – The Kupferschiefer in Poland: sedimentology, paleogeography, and ore-genesis. Intern. Symp. Zechstein 87. Abstracts/Posters, Bochum 1987.
14. Oszczeński S., Rydzewski A. – Miedzionośność utworów permu na obszarze przylegającym do złoża Lubin–Sieroszowice. Prz. Geol. 1983 nr 7.
15. Paul J. – Types of stratification in the Kupferschiefer. [W:] Cyclic and event stratification (ed. G. Einsele, A. Seilacher). Springer 1982.
16. Peryt T.M. – Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. Stud. Geol. Pol. 1978 vol. 54.
17. Potter P.E., Maynard J.B., Pryor W.A. – Sedimentology of shale. Springer 1980.
18. Rhys G.H. – A proposed standard lithostratigraphic nomenclature for the whole of the (UK) North Sea. Rep. Inst. Geol. Sc. 1974 no. 74.
19. Rydzewski A. – Petrografia łupków miedzionośnych cechsztynu na monoklinie przedsudeckiej. Biul. Inst. Geol. 1969 nr 217.
20. Rydzewski A. – Facja utleniona cechsztyńskiego łupku miedzionośnego na obszarze monokliny przedsudeckiej. Prz. Geol. 1978 nr 2.
21. Salski W. – Charakterystyka litologiczna i drobne struktury łupków miedzionośnych monokliny przedsudeckiej. Kwart. Geol. 1968 nr 4.
22. Sikorska M. – Mikrolitofacje skał osadowych kambru środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Pr. doktorska. Arch. PIG 1981.
23. Tomaszewski J.B. – Złoże rud miedziowo-poli-metalicznych monokliny przedsudeckiej i jego związki z osadami cechsztynu. Prz. Geol. 1985 nr 7.
24. Walker R.G. – Shelf and shallow marine sands. [W:] Facies models (ed. R.G. Walker). Geoscience Canada 1984.
25. Wyżkowski J. – Cechsztyńska formacja miedzionośna w Polsce. Prz. Geol. 1971 nr 3.

SUMMARY

The Kupferschiefer in SW Poland consists of clay-shales and shaly laminated marlstones with occasional massive interbeds. Q-mode cluster analysis of 11 variables for 250 thin sections generated 9 microlithofacies (A–I). A quantified microlithofacies analysis of the Kupferschiefer sediments enabled sedimentary environments to be reconstructed.

The spatial distribution of the microlithofacies indicates that the Kupferschiefer was deposited in a relatively shallow, mud-dominated stratified shelf sea. Two main paleogeographical zones of the Kupferschiefer can be distinguished: 1) deep shelf, which comprises the center of sedimentary basin, characterized by clayshales interbedded with laminated marlstones of low and fairly consistent thickness (30–60 cm), and 2) shallow shelf, which comprises basin margins, characterized by laminated (or bioturbated) marlstones of variable thickness (0–170 cm) and occurrence of terrigenous and carbonate tempestites.

Deposition of the Kupferschiefer generally took place below fairweather wave base, in low-energy environments; the deep shelf lithofacies was formed in anaerobic-dysaerobic waters mainly below storm wave base, whilst the shallow

shelf lithofacies was deposited within storm wave base in dysaerobic-aerobic waters. Conditions of oxygenated and agitated waters predominated around shoreline and on intrabasinal elevations, where the Kupferschiefer is lacking.

Translated by the author

РЕЗЮМЕ

Цехштейновый меденосный сланец в юго-западной Польше состоит из глинистых сланцев и сланцеватых ламинированных мергелей, спорадически переслоенных массивными отложениями. Для реконструкции седиментационной среды меденосного сланца был проведен количественный микролитофаціальный анализ с применением анализа групп — способ Q. На основании 11 петрографических свойств полученных из 250 тонких пластинок было выделено 9 микролитофаций (А-1).

Распространение микролитофаций указывает на то, что меденосный сланец осаждался в относительно

мелким, стратифицированном шельфовом море, в котором доминировала седиментация ила. В этом море можно выделить две основные палеогеографические зоны: 1) глубокий шельф охватывающий центральные партии бассейна; его характеризуют глинистые сланцы переслоенные ламинированными мергелями с малой но довольно постоянной мощностью (30—60 см), 2) мелкий шельф охватывающий периферические партии бассейна; его характеризуют ламинированные мергели с изменчивой мощностью (0—170 см), а также присутствие биотурбаций и терригенных и карбонатных темпеститов.

Седиментация меденосного сланца происходила в основном ниже нормального базиса волнения, в низкоэнергетической среде; литофация глубокого шельфа формировалась в анаэробно-дисаэробных водах, главным образом ниже штормового базиса волнения. Литофация мелкого шельфа образовалась в зоне между штормовым и нормальным базисом волнения, в водах дисаэробных до аэробных. Насыщенные кислородом и турбулентные условия существовали в побочных районах бассейна, а также на межбассейновых поднятиях, где не образовался меденосный сланец.