

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PALEONTOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, PETROLOGICZNYCH, MINERALOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

PERM

Hubert KIERSNOWSKI, Sławomir OSZCZEPALSKI, Krzysztof WAŚKIEWICZ

PERMO-KARBON I CZERWONY SPĄGOWIEC

WSTĘP

Wiercenie Nowa Rola P 9 znajduje się w centralnej części perykliny Żar. Rozpoznanie budowy geologicznej w tym rejonie datuje się od 1959 r. wykonaniem otworu Lubanice IG 1, który posłużył do wyznaczenia północno-zachodniego zasięgu bloku przedsudeckiego, a wykonane w 1961 r. odwierty Kłępinka IG 1 i Kunice Żarskie IG 1 sprecyzowały przebieg zasięgu permu (Wyżykowski, 1961, 1963). W rezultacie obszarowi okalającemu od północnego zachodu blok przedsudecki nadano nazwę perykliny Żar (Wyżykowski, 1963). W późniejszym okresie Oberc (1972) zaproponował dla perykliny Żar nazwę antyklinorium Żar.

Peryklina Żar położona jest na północny zachód od północnosudeckiego basenu sedymentacyjnego niższego permu, określanego jako „bruzda łużycka” albo skłon antyklinorium Żar (Milewicz, 1985).

Granica z permskim basenem północnosudeckim stawiana jest w regionie wierceń: Kościelna Wieś IG 1 i Poświętne IG 2 (fig. 2), jednak na wielu mapach południowa część antyklinorium Żar włączana jest do obszaru określanego jako depresja północnosudecka (Milewicz, 1985) lub synklinorium północnosudeckie w obrębie internidów waryscyjskich (Żelazniewicz i in., 2011) przedłużające się na zachód od granicy polsko-niemieckiej.

Ustalenie stratygrafii utworów występujących w otworze Nowa Rola P 9 poniżej cechsztyńskiego łupku miedzionośnego napotyka na trudności związane z nietypowym wykształceniem litologicznym skał wulkanicznych i występujących bezpośrednio ponad nimi osadów klastycznych. Z powodu dość znacznego przeobrażenia skał wulkanicznych obecnych w interwale 1452,85–1466,0 m oraz obecności osadów zlepieńcowo-piaszczystych i iłowcowo-mułowcowych w interwale od 1444,8–1452,85 m, o cechach nieco odmiennych od klasycznych utworów typu *red beds*, w dokumentacji wynikowej cały ten profil od 1444,8 do 1466,0 m zaliczono do karbonu (Gospodarczyk i in., 1979). Pogląd ten wzbudza kontrowersje, bowiem obserwacje megaskopowe rdzeni wykazały, że seria osadowa występująca ponad ogniwem wulkanicz-

nym w interwale od 1405,7 do 1452,85 m wykazuje cechy wskazujące bardziej na dolny czerwony spągowiec, niż najwyższy karbon, mimo iż występuje ponad, a nie, jak zazwyczaj pod ogniwem wulkanicznym (por. Kłapciński, 1971; Milewicz 1976; Hrynowiecka 1988; Pokorski, 1981, 1988, 1997; Karnkowski, 1999).

W niniejszym rozdziale, w odniesieniu do podziałów litostratygraficznych w niecce północnosudeckiej i na Niżu Polskim, podjęto próbę umiejscowienia utworów osadowych z głębokości 1405,7 do 1452,85 m w profilu litostratygraficznym, rozważając możliwość ich przynależności do czerwonego spągowca. Szczególnej dyskusji poddano dolny odcinek profilu osadów klastycznych w interwale od 1439,8 do 1452,85 m wraz z występującą poniżej serią wulkaniczną, gdyż odcinek ten może zostać zaliczony zarówno do utworów przejściowych między karbonem i permem, jako permo-karbon, jak i do najniższego autunu. Przedyskutowano także problem wydzielenia górnego czerwonego spągowca i białego spągowca morskiego.

BUDOWA GEOLOGICZNA REJONU WIERCENIA NOWA ROLA P 9

Skały podłoża podpermskiego (rozwój poglądów)

Skały magmowe i metamorficzne. Skały podłoża podpermskiego były i są badane od dłuższego czasu, co związane jest z postępowaniem prac wiertniczych. Występowanie skał starszego podłoża przedstawiono na figurze 7.

W dokumentacji dotyczącej wyników wiercenia Nowa Rola P 9 (Gospodarczyk i in., 1979) autorzy zgodnie z interpretacją Oberca (1972) podali, że skały podłoża podpermskiego są rejestrowane w otworach północnej części perykliny Żar (Żarków 2, 4, Przyborowice 1). W bezpośrednim sąsiedztwie północno-zachodniego zakończenia metamorfiku Środkowej Odry w otworach Strużka 1 (1445–1495 m) i Brzozów 1 (2095–2492 m) Oberc (1972, 1978) stwierdził szarogłazy uznane za eokambryjskie typu Łużyc. Odmienne

stanowisko w sprawie przynależności stratygraficznej omawianych utworów zajęli Górecka i in., (1977). Skały ilasto-krzemionkowe, mułowce i wapienie z wiercenia Kłépinka IG 1 (457,4–708,2) uważane wcześniej za utwory dolnego kambru (Milewicz, Kornaś, 1971), Chorowska (1978 w: Oberc, 1978) zaliczyła do górnego dewonu (fran–famen)”. (...). „Ostatnie prowadzone prace wiertnicze na pograniczu perykliny Żar i niecki północnosudeckiej (Poświętne IG 2, głęb. 490,7 m) ujawniły obecność analogicznych do znanych z bloku przedsudeckiego łupków chlorytowo-serycytowych o dyskusyjnym wieku (sylur–karbon; Bałazińska, Bossowski 1979)”. W pracy dotyczącej budowy geologicznej perykliny Żar (Deczkowski i in., 1995) autorzy podsumowali, że: „Najstarszymi skałami (podłoża podpermского) stwierdzonymi dotychczas w profilach wierzeń są łupki skaleniowo-łyszczkowe, kwarcyty, amfibolity i gnejsy stwierdzone w północnej części bloku przedsudeckiego, zaliczone do proterozoicznego metamorfizmu środkowej Odry (Oberc, 1972)”, a następnie dodali, że: „Stwierdzone w południowej części perykliny (Sieciejów P 5) łupki łyszczkowe, ilowce i łupki kwarcowo-chlorytowe (Lutol IG 1), fyllity i łupki kwarcowo-serycytowe (Nowiny SP 6) oraz łupki kwarcowo-serycytowe (Poświętne IG 2) zapewne odpowiadają znanym z południowej części bloku przedsudeckiego wczesno paleozoicznym utworom metamorficznej strefy kaczawskiej (południowa część bloku przedsudeckiego) (Oberc, 1972; Grocholski, 1982)”. (...). „W północnej części perykliny stwierdzono występowanie skał granitoidowych. W otworze Przyborowice 1 (1475,0–1477,7 m), Kaniów 1 (1383,5–1393,0 m), Żarków 2 (930,0–994,1 m), Żarków 4 (1040,2–1069,7 m) stwierdzono granity (Milewicz, Kornaś, 1971, Górecka i in., 1977), które autorzy wiążą z orogenezą waryscyjską. Oberc (1972, 1978) przyjmuje prekambryjski wiek wskazanych granitoidów”.

Karbon. W dokumentacji dotyczącej wyników wiercenia Nowa Rola P 9 (Gospodarczyk i in., 1979) autorzy podali, że: „Utwory karbonu dolnego (piaskowcowo-mułowcowo-łupkowe) zostały stwierdzone na wschodnim krańcu perykliny w otworze Wichów 1 (Żelichowski, 1964), na zachodnim krańcu perykliny w otworze Brzozów 1 (Sokołowski, 1967), w północno-zachodniej części perykliny w otworze Dachów 1 (Kłapciński, 1971) oraz w południowo-zachodniej jej części w otworach: Lutol IG 1, P-5 Sieciejów, P-9 Nowa Rola (Gospodarczyk i in., 1974, 1979). Pierwsze opublikowane dokumentacje utworów dolnokarbońskich pochodzą od Krawczyńskiej-Grocholskiej i Grocholskiego (1976), którzy mułowce i ilowce z otworu Przewóz 1 (2162,6–2166,3 m) zaliczyli do turneju (wg Deczkowskiego i in., 1995 – turnej-wizen górny) oraz Góreckiej i in., (1977), którzy do karbonu zaliczyli serie piaszczysto-mułowcowo-łupkowe stwierdzone w otworach Piaski 1 (1872,6–2021,8 m), Niwiska 1 (1645,0–1700,0 m), Strużka 1 (1445,0–1492,0 m) i Dęby 1 (1049,0–1370,5) oraz potwierdzili karboński wiek skał piaszczysto-mułowcowych z otworów Wichów 1, Brzozów 1 i Dachów 1”. Informacje te są zgodne z danymi zaprezentowanymi przez Wierzchowską-Kicułową (1984). Deczkowski i in. (1995) na podstawie prac Góreckiej i in. (1977) oraz Gregosiewicz (1986) podali, że „Karbon górny (westfal), reprezentowany przez piaskowce i mułowce szaragłazowo-arkozowe, został stwierdzony na pograniczu perykliny Żar

i monokliny przedsudeckiej w otworach: Strużka 1, Dachów 1, Piaski 1 i Niwiska 1. Osady westfalu D – stefanu są znane z południowego skrzydła niecki północnosudeckiej (Milewicz, 1973a i b). Granitoidy zidentyfikowane w północnej części perykliny Żar (Przyborowice 1, Kaniów 1, Żarków 2 i 4) są związane z orogenezą waryscyjską (Sokołowski, 1967; Milewicz, Kornaś, 1971; Milewicz, Wroński, 1975; Górecka i in., 1977).”

WYKSZTAŁCENIE UTWORÓW PERMO-KARBONU (ROZWÓJ POGLĄDÓW)

Perm – czerwony spągowiec (Pcs)

Skały czerwonego spągowca osadowego zostały przewiercone lub nawiercone wieloma odwiertami począwszy od schyłku lat 50. XX w. Stąd od tego czasu pojawiło się wiele publikacji i podsumowań dotychczasowych badań utworów czerwonego spągowca.

W pracy dotyczącej budowy geologicznej perykliny Żar (Deczkowski i in., 1995) autorzy napisali: „Na peryklinie Żar utwory czerwonego spągowca reprezentowane są przez kompleksy czerwonych skał osadowych i różnego typu skał wulkanicznych (Wyżykowski, 1963, 1964b; Milewicz, 1976; Hrynowiecka, 1988; Pokorski, 1988)”. (...) „Wyżykowski (1964b) i Sokołowski (1967) przyjmując schemat trójdzielny wyróżnili piętro dolne – osadowe, środkowe – wulkaniczne i górne – osadowe. W późniejszych latach większość badaczy przyjmuje dwudzielny schemat podziału czerwonego spągowca, wyróżniając cykl wulkaniczno-osadowy (czerwony spągowiec dolny – autun) i osadowy (górny czerwony spągowiec – sakson) (Kłapciński, 1971; Milewicz, 1976; Karnkowski i in., 1978; Pokorski, 1978; Kiersnowski i in., 1995; Karnkowski, 1999; Gast i in., 2010).

Na obszarze perykliny Żar czerwony spągowiec cechuje się dużym zróżnicowaniem miąższościowym i litofacjalnym oraz zredukowanymi miąższościami w porównaniu z obszarami przyległymi. Szczególnie małą miąższość czerwonego spągowca stwierdzono w północnej części obszaru w rejonie otworów Przyborowice 1 (9,0 m), Kaniów 1 (13,5 m), Żarków 2 (6,9 m), Żarków 4 (6,0 m) oraz w południowej części obszaru na pograniczu z basenem północnosudeckim w wierceniu Poświętne IG-2 (6,7 m), na obszarach wyniesionych w dolnym permie”. (...) „W miarę oddalania się od wskazanego rejonu elewacji miąższości rosną, osiągając największe wartości na obszarze południowej perykliny (np. wiercenie Lutol IG 1 – 501,2 m) oraz w otworach Jagodzin 1 (780 m) i w zachodniej części monokliny przedsudeckiej (np. Trzebule 1 – 819 m, miąższość nie przewiercona w całości)”.

Skały wulkaniczne na peryklinie Żar

W dokumentacji wynikowej wiercenia Nowa Rola P 9 (Gospodarczyk i in., 1979) na podstawie informacji podanych przez Sokołowskiego (1967) oraz Rydzewskiego (1968, 1969) podano następujące dane dotyczące rozprzestrzenienia i wykształcenia skał wulkanicznych: „Dolny czerwony spągowiec reprezento-

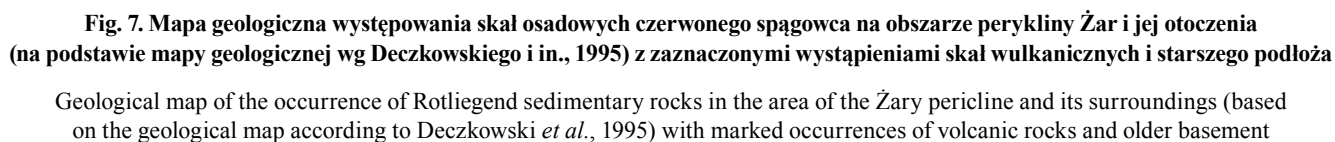


Fig. 7. Mapa geologiczna występowania skał osadowych czerwonego spągowca na obszarze perykliny Żar i jej otoczenia (na podstawie mapy geologicznej wg Deczkowskiego i in., 1995) z zaznaczonymi wystąpieniami skał wulkanicznych i starszego podłoża

wany jest w centralnej części perykliny głównie przez utwory klastyczne. Na pozostałej części obszaru zasadniczą część autunu stanowią skały wulkaniczne. Występowanie eruptywów związane jest z rozłamami tektonicznymi powstałymi w fazie saalskiej. Największe miąższości wulkanity osiągają w zielonogórskim centrum eruptywnym (Sokołowski, 1967) oraz w pasie wyznaczonym przez otwory Czeklin 1 (ryodacyty), Lubanice IG 1 (trachyandazyty), P 5 Sieciejów (melafiry), Kunice Żarskie IG 1 (ryolity i trachity), Kościelana Wieś IG 1 (melafiry). Charakterystykę chemiczną i petrograficzną skał wylewnych z zachodniej części obszaru przedsudeckiego przedstawiła Siemiaszko (1978), a mapy skał efuzywnego autunu zaprezentowali Ryka i Pokorski (1978). Ogniw wulkanicznego nie stwierdzono w SW części perykliny Żar (Brzozów 1, Gubin 1, Kaniów 1, Lutol IG 1, Nowa Rola P 9, Przewóz 1) oraz w NE części perykliny (Dachów 1, Dęby 1, Przyborowice 1, Kaniów 1, Strużka 1, Żarków 2, Żarków 4), gdzie cały dolny czerwony spągowiec reprezentowany jest przez kompleks osadowy (Deczkowski i in., 1978).

Wielkopolska formacja wulkanogeniczna (sensu Pokorski, 1981), reprezentowana przez ryolity, ryodacyty, trachity, andazyty, była stwierdzona na znacznej części obszaru perykliny Żar (Siemiaszko, 1978; Juroszek i in., 1981; Speczik, Rydzewski, 1983; Ryka, 1989; Geisler i in., 2008), z wyjątkiem rejonów: Brzozów-Kaniów, Przewóz-Lutol i NE część perykliny Żar w rejonie otworów: Dachów 1, Żarków 2, Żarków 4 i Piaski 1 (Deczkowski i in., 1995). Miąższość tej formacji zwykle nie przekracza 100 m, osiągając maksimum 1700 m i więcej w centrum eruptywnym Zielonej Góry (Ryka, 1989). W wierceniu Brzeźna SP 4 zostały znalezione tufity i aglomeraty. Rejon Czeklin-Kunice Żarskie, gdzie jest eksponowane wulkanogeniczne wyniesienie, zostało ono bezpośrednio przykryte osadami cechsztynu (Deczkowski i in., 1995). Obecnie znany zasięg wulkanitów przedstawia figura 7.

Zgodnie z analizą petrograficzną Kozłowskiej (ten tom), skały wulkaniczne w profilu wiercenia Nowa Rola P 9 są wykształcone jako dacyty i trachyandazyty – przeobrażone andazyty o strukturze porfirowej.

Skały wulkaniczne w basenie północnosudeckim

Wiek i wykształcenie skał wulkanicznych występujących w basenie północnosudeckim (Awdankiewicz i in., 2010) może być estymowany do wulkanitów na obszarze perykliny Żar. Według Awdankiewicza i innych (2010), „Utwory dolnopermskie, o miąższości sięgającej 2 km, są reprezentowane głównie przez osady silikoklastyczne pochodzenia fluwialnego i jeziornego. Przewarstwienia skał wulkanicznych, o miąższości sięgającej setek metrów, występują w środkowej części tej sukcesji. Są one zgrupowane w nieformalną jednostkę stratygraficzną określaną jako dolnopermski kompleks wulkaniczny (Lower Permian Volcanic Complex) (Milewicz, 1965; Kozłowski, Parachoniak, 1967). W zachodniej i centralnej części basenu północnosudeckiego kompleks ten jest zdominowany przez skały wulkaniczne o pośrednim składzie (głównie andazyty bazaltowe, lokalnie trachyandazyty bazaltowe), podczas gdy kwaśne skały wulkaniczne (ryolity i skały pokrewne) odsłaniają się w centralnej i wschodniej części basenu. Ryolity

basenu północnosudeckiego reprezentują głównie lawy kopuł wulkanicznych (w rozumieniu stratowulkanów – przypis Hubert Kiersnowski) i (częściowo subwulkaniczne). Współtowarzyszące skały wulkaniczne obejmują zarówno osady piroklastyczne, jak i epiklastyczne. Pańczyk (2002, 2003) sugeruje, że niektóre ryolity we wschodnich krańcach basenu reprezentują silnie związane ignimbryty.

Awdankiewicz (2006) i Awdankiewicz i in. (2010) stwierdzają, że „Skały wulkaniczne o pośrednim składzie odzwierciedlają główny okres permskiego wulkanizmu efuzywnego w basenie północnosudeckim. Lawy wulkaniczne o pośrednim składzie są prawdopodobnie efektem erupcji z małych wulkanów tarczowych i (lub) szczelin kominowych, jednak lokalizacja centrów wulkanicznych nie jest określona. Większość law to przepływy typu pahoehoe (lawy o małej lepkości z dużą ilością gazu – lawa trzewiowa – przypis Hubert Kiersnowski), ale zlokalizowano również intruzje subwulkaniczne. Aktywność wulkaniczna miała miejsce w kilku epizodach erupcji oddzielonych okresami braku aktywności. W niektórych lokalizacjach obfite występowanie ksenolitów skał osadowych, peperytów (mieszaniny okruszków lawowych i zdeformowanych osadów morskich) i law poduszkowatych wskazuje, że zachodziły interakcje między lawą i mokrym osadem lub wtargnięcia lawy do nieskonsolidowanych osadów”.

Powyższe stwierdzenia stwarzają podstawy do rozważenia, czy skały wulkaniczne w basenie północnosudeckim powinny być zaliczone do późnego karbonu czy wczesnego permu – autunu. Według Awdankiewicza i innych (2014), „Końcowe etapy orogenezy waryscyjskiej w Europie środkowej wiązały się z obszernym granitowym plutonizmem i powszechnym wulkanizmem. Cztery próbki reprezentatywne dla głównych jednostek wulkanicznych ryolitów we wschodniej części pasma waryscyjskiego z sukcesji kontynentalnej steffańsko-permskiej basenu północnosudeckiego oznaczono metodą cyrkonową SIMS (SHRIMP). Trzy próbki wykazują nakładanie się średniego wieku $^{206}\text{Pb} - ^{238}\text{U}$ wynoszące 294 ± 3 , 293 ± 2 i 292 ± 2 Ma i ograniczają wiek wulkanizmu ryolitowego w basenie północnosudeckim na poziomie 294–292 Ma. Wiek ten odpowiada wczesnemu permowi – sakmarowi i jest zgodny z pozycją stratygraficzną wystąpień law. Czwarta próbka datowana na 288 ± 4 Ma odzwierciedla młodszy subetap wulkanicznej aktywności w artinskianie”. Z powyższego datowania wynika pośredni wniosek, że nie tylko wulkanity z basenu północnosudeckiego, lecz także stwierdzone w profilu wiercenia Nowa Rola P 9, wstępnie zaklasyfikowane, jako permo-karbon, mogą być wieku wczesnopermskiego, a nie późno-karbońskiego.

Czerwony spągowiec dolny (autun) – skały osadowe

Zdaniem Gospodarczyka i in. (1979), „Sedymentację autunu rozpoczynają zlepienie podstawowe dolnego czerwonego spągowca, przechodzące ku górze w naprzemianległe serie brunatno-czerwonych zlepieńców, piaskowców i łupków ilastych, przykryte lokalnie serią eruptywną. Ogniw klastycznego nie stwierdzono w otworach: Jasień P 4, Lubanice IG 1 i Wełmice P 2, gdzie cechsztyń zalega bezpośrednio na skałach wulkanicznych, a także w otworach Brzo-

zów 1, Żarków 1, 2, Dęby 1, Dachów 1. Największą miąższość osady autunu wykazują na pograniczu perykliny Żar z niecką północnosudecką (Jagodzin 1 – 347 m) i monokliną przedsudecką (np. Niwiska – 1235 m, Piaski 1 – 300 m). Na peryklinie Żar stwierdzono niewielkie miąższości autunu (Lutol IG 1 – 94 m, P 5 Sieciejów – 67 m, P 9 Nowa Rola – 52 m, Kłépinka IG 1 – 24 m)”.

W pracy dotyczącej budowy geologicznej perykliny Żar (Deczkowski i in., 1995), w oparciu o regionalne analizy występowania utworów klastycznych autunu (Hrynowiecka, 1988; Pokorski, 1988), autorzy podali, że: „Dolny czerwony spągowiec jest reprezentowany przez sekwencje osadowe o niskiej miąższości nie przekraczającej 100 m. Sekwencje o większej miąższości występują w strefie przejściowej pomiędzy perykliną Żar, a monokliną przedsudecką (np. Piaski 1 – 300 m) i w basenie (rowie) północnosudeckim (Jagodzin 1 – 347 m). Dolny czerwony spągowiec stanowią gruboziarniste osady czerwonej molasy w swojej najniższej części (formacja Świńca) i Wielkopolska formacja wulkanogeniczna w części górnej (Pokorski, 1988). Formacja Świńca nie występuje w centralnej i południowej części perykliny Żar, ale została stwierdzona w zachodniej części monokliny przedsudeckiej (np. Kłépinka IG 1 – 1,7 m; Gubin 1 – 77 m), gdzie osiąga największą miąższość w basenie (depresji) Zielonej Góry (>300 m; Hrynowiecka, 1988).”

Komentując powyższe stwierdzenia należy zauważyć, że w wielu przypadkach nie można stwierdzić, czy nawiercone skały osadowe reprezentują serie podwulkaniczne, czy nadwulkaniczne autunu, szczególnie tam gdzie nie stwierdzono skał wulkanicznych, jeśli zostały wcześniej zerodowane lub nigdy nie powstały.

Czerwony spągowiec górny (sakson?)

Czerwony spągowiec górny reprezentują serie czerwonych zlepieńców i piaskowców o mocno zróżnicowanych miąższościach (Gospodarczyk i in., 1979). Autorzy dokumentacji wynikowej stwierdzają, że „Najpełniejszy rozwój utwory saksonu osiągają w niecce zielonogórskiej (około 500 m; Milewicz, 1976; Karnkowski i in., 1978; Pokorski, 1978) oraz w południowej części perykliny Żar (Lutol IG 1 – 408 m). W kierunku północnej części perykliny Żar i bloku przedsudeckiego utwory saksonu wyklinowują się (Kunice Żarskie IG 1 – 263 m, w otworach Żarków 1, 2 i 4, Lubanice IG 1, P 5 Sieciejów nie stwierdzono osadów saksonu). W otworze Kościelna Wieś IG 1 stwierdzono próg wulkanogeniczny, na którym utwory saksonu nie osadziły się. W otworze P 3 Górzyn (czerwony spągowiec nie przewiercony) i P 9 Nowa Rola, w stropowej części czerwonego spągowca można wyróżnić serię piaskowców i zlepieńców (9–13 m), która odpowiadałaby saksonowi” (...). „Osady górnego czerwonego spągowca, przykrywające utwory dolnego czerwonego spągowca są reprezentowane przez czerwone (typu *red beds*) osady o zmiennej miąższości, rozwinięte w postaci piaskowców i zlepieńców. Ich efektywna porowatość sięga 20%, a przepuszczalność osiąga 200 lub więcej milidarsi. Miąższa sekwencja utworów górnego czerwonego spągowca została stwierdzona w zachodniej części monokliny przedsudeckiej i południowej części perykliny Żar, gdzie

znana miąższość osiąga 400 m. Utwory górnego czerwonego spągowca wyklinowują się w kierunku bloku przedsudeckiego, gdzie istnieje wyniesienie Szprotawy, oraz w kierunku północnej strony perykliny Żar. Lokalnie osady te są znacznie skondensowane (np. Przyborowice 1–9,0 m, Kaniów 1 – 2,0 m) lub wcale nie występują (Chęciny 2, Żarków 4, Wełnice P 2, Jasień P 4, Lubanice IG 1, Sieciejów P 5)”. Ponadto, na podstawie opisów litologii utworów górnego czerwonego spągowca, zawartych w dokumentacjach otworowych, publikacjach i materiałach niepublikowanych należy stwierdzić, że w najbliższym otoczeniu wulkanogenicznych wyniesień oraz ponad granitoidami rejonu Żarkowa, gdzie zupełnie brak czerwonych piaskowców, klasyczny sakson w postaci formacji typu *red beds* zupełnie nie występuje, lecz obecna jest jedynie zwietrzzelina skał wulkanicznych i granitoidowych (brekcje zwietrzelinowe i fanglomeraty) o nieznacznej miąższości poniżej 6 m (np. Chęciny 2, Dęby 1, Strużka 1, Żarków 1, 2 i 4, Starosiedle 1), niekiedy przykryte cienką warstwą piaskowców białego spągowca (np. Dęby 1, Strużka 1, Żarków 4).

Biały spągowiec (Bs1)

Osady białego spągowca morskiego występujące poniżej łupku miedzionośnego składają się z dwóch sekwencji osadowych: części dolnej na głębokości 1387,16–1391,18 m (o miąższości 4,02 m) i części górnej 1386,88–1387,16 m (o miąższości 0,28 m). Razem te osady mają miąższość 4,30 m. W białym spągowcu dominują arenity sublityczne i subarkozowe z cementem węglanowym, z nieznacznym udziałem anhydrytu (Kuberska, ten tom). Obserwacje mikroskopowe umożliwiły dokonanie opisów mikrolitofacji (Kuberska, ten tom; Oszczepalski, Chmielewski, *Charakterystyka litologiczna i mikrofacjalna oraz środowisko sedimentacji utworów białego spągowca, łupku miedzionośnego i wapienia cechstyńskiego*, ten tom), a ponowne obserwacje makroskopowe zachowanych rdzeni wiertniczych pozwoliły na sprecyzowanie granic litologicznych (fig. 8).

Część dolna reprezentuje osady transgresji morza cechstyńskiego, częściowo słabo wysortowane, powstałe w warunkach relatywnie szybkiej depozycji. Są to według opisu litologicznego (Gospodarczyk i in., 1979) w części górnej „piaskowce drobnoziarniste, szare lub jasnoszare, o spoiwie ilastym lub wapnistym z licznymi nagromadzeniami siarczków i pojedynczymi kryształkami pirytu, ze sporadycznymi toczącami zielonego ilowca (rozmiar do 4×7 mm), z pojedynczymi okrucami kwarcu rozmiaru do 1 mm”; w części dolnej „piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, o spoiwie ilasto wapnistym, zwięzłe, z większymi ziarnami kwarcu i pojedynczymi kryształkami pirytu ze sporadycznie występującymi toczącami zielonego ilowca, w najniższej części z pojedynczymi ziarnami kwarcu o rozmiarach od 1×1 do 3×7 mm oraz pojedynczymi okrucami ciemnoszarego ilowca, których ilość wzrasta ku spągowi”. Ponowne obserwacje makroskopowe wykazały, że w osadzie widoczne są nieregularne warstwowania, podkreślone ciemniejszymi smugami zailonego piaskowca (fig. 8A). Mogą to być częściowo zestawy riplemarkowe oraz struktury związane z falowaniem. Widoczne są również granice erozyjne o charakterze rozmyć (*scours*) i niewielkie struktury obciążeniowe. Osad jest dość intensywnie zbioturbowany.

Część górna reprezentuje osady morskie post-transgresyjne uformowane w warunkach nieco pogłębionego, lecz wciąż płytkiego morza podczas postępującej stabilizacji batymetrycznej. Są to wg opisu litologicznego (Gospodarczyk i in., 1979), „piaskowce bardzo drobnoziarniste, ciemnoszare, o spoiwie wapnistym, z licznymi nagromadzeniami siarczków Pb i Zn, które stanowią spoiwo, zwarte, ze sporadycznymi toczącami zielonego ilowca”.

Należy dodać, iż zlepienie szare występujące pod serią jasnoszarych piaskowców na głębokości 1391,18–1392,47 m, o miąższości 1,29 m, zaliczone w dokumentacji wynikowej do najniższego cechsztynu (Gospodarczyk i in., 1979), obecnie należy uznać za odbarwione utwory saksonu. W dolnej części zlepienie mają różowy, a w górnej części zielonkawy odcień. Składają się ze słabo obtoczonych okruchów kwarcu, kwarcytu i skał wylewnych, o znacznym udziale materiału piroklastycznego, spojonych materiałem piaskowcowym o spoiwie ilasto-wapnistym. Zlepienie są słabo wysortowane. Miejscami przechodzą w piaskowiec zlepieńcowaty. Nieznaczne różnice w składzie w porównaniu z niżej ległymi czerwono-brunatnymi zlepieniami wskazują na to, że zlepienie szare trudno uznać za transgresywny osad morski i odpowiednik zlepieńców podstawowych. Stanowią raczej osad fluwialny, pierwotnie o barwach czerwono-brunatnych (powstałych wskutek subaeralnych procesów wietrzeniowych, głównie hematytyzacji), który został następnie odbarwiony wskutek descenzyjnej infiltracji redukcyjnych wód morza cechszyńskiego.

Jak wynika z sukcesji utworów osadowych czerwonego i białego spągowca, transgresja morza cechszyńskiego wkroczyła na utwory czerwonego spągowca złożone zarówno z drobno, jak i gruboziarnistych osadów silikoklastycznych. Fenomenem jest to, że utwory białego spągowca w profilu wiercenia Nowa Rola P 9 są reprezentowane w więk-

szości przez piaskowce drobnoziarniste. Można to tłumaczyć tym, że obszar ten był stosunkowo szybko zatopiony z nieznanym efektem procesu bezpośredniej erozji podłoża związanej z transgresją, a powstały osad został wysortowany i redystrybuowany na obszarze utworzonej płytkiej równi perylitoralnej.

PODZIAŁ STRATYGRAFICZNY UTWORÓW PERMO-KARBONU W REJONIE PERYKLINY ŻAR

Stratygrafia i litologia

Wyżykowski (1964) i Sokołowski (1967) przyjmując schemat trójdzielny wyróżnili piętro dolne – osadowe, środkowe – wulkaniczne i górne – osadowe, a w latach późniejszych zastosowano dwudzielny schemat podziału czerwonego spągowca, wyróżniając cykl wulkaniczno-osadowy (autun) i osadowy (sakson) (Kłapciński, 1971; Milewicz, 1976; Karnkowski i in., 1978; Pokorski, 1978, 1981, 1988. Deczkowski i in. 1995) podjęli schemat dwudzielny czerwonego spągowca, stosowany w centralnej części basenu, w którym niższą część profilu stanowi czerwony spągowiec dolny (grupa Odry), a wyższą – czerwony spągowiec górny (grupa Warty).

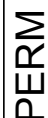
Podziały litostratygraficzne stosowane w obszarze basenów sudeckich są stosowane oddzielnie względem podziału czerwonego spągowca na Niżu Polskim. Przez wielu autorów (a szczególnie w przemyśle naftowym) stosowany jest również nieformalny podział na autun i sakson, zgodnie z którym skały wulkaniczne i utwory dolnego czerwonego spągowca są zaliczane do autunu, a utwory górnego czerwonego spągowca do saksonu. Podział na autun i sakson jest wysoce umowny, gdyż nie odpowiada kryteriom litostratygraficznym ani bio-

Fig. 8. Podział litologiczny i stratygraficzny oraz sekwencje depozycyjne i główne środowiska sedimentacji utworów czerwonego i białego spągowca w profilu wiercenia Nowa Rola P 9

Opis fotografii: **A.** fragment rdzenia z osadami białego spągowca (Bs1); szare, drobnoziarniste piaskowce z licznymi śladami (bioturbacjami) działalności organizmów morskich; widoczne również granice, najprawdopodobniej sekwencji riplemarkowych; głęb. 1390,3–1390,6 m; **B.** fragment rdzenia z mułwcami i mułwcami piaszczystymi czerwonego spągowca dolnego; widoczne struktury i gruzły pedogeniczne reprezentowane przez skalcytyzowane pozostałości (rizolity) roślin wyższych (korzenie?, łodygi?) oraz siatkowate rizokrecje zbudowane z węglanów; głęb. 1414,8–1415,0 m; **C.** konkrecja pedogeniczna ze strukturą septariową w osadzie mułowcowo-piaskowcowym czerwonego spągowca dolnego; głęb. 1426,4 m; **D.** konkrecje pedogeniczne, częściowo o charakterze struktur korzeniowych (rizokrecji) w osadach czerwonego spągowca dolnego; widoczne owalne przekroje – ślady przekrojów przez paleokorzenie; głęb. 1435,9–1436,0 m; **E.** fragment rdzenia z mułwcami i mułwcami piaszczystymi czerwonego spągowca dolnego; widoczne struktury i gruzły pedogeniczne stanowiące pozostałości roślin naczyniowych (vascular plants) (korzenie?, łodygi?) oraz rizokrecje zbudowane z węglanów; głęb. 1442,9–1443,0 m; **F.** odcisk łodygi kalamita (Calamites) (Wachtler, 2016) w osadzie mułowcowo-piaskowcowym czerwonego spągowca dolnego, głęb. 1452,5 m

Lithological and stratigraphic division, as well as depositional sequences and main sedimentary environments of the Rotliegend and Weissliegend deposits in the Nowa Rola P 9 drilling profile

Descriptions of photos: **A.** fragment of the core with the Weissliegend sediments (Bs1); gray, fine-grained sandstones with numerous traces (bioturbations) of the activity of marine creatures; boundaries of most likely ripple marks are also visible; depth 1390.3–1390.6 m; **B.** fragment of the core with Lower Rotliegend mudstones and sandy mudstones; visible pedogenic structures and lumps represented by the calcitized remnants (rizolites) of vascular plants (roots?, stems?) and reticulated rhizocretions made of carbonates; depth 1414.8–1415.0 m; **C.** pedogenic concretion with a septarian structure in the Lower Rotliegend mudstone-sandstone sediment; depth 1426.4 m; **D.** pedogenic concretions, partly of the nature of the root structures (rhizocretion) in the sediments of the Lower Rotliegend; visible oval sections – traces cut through paleroots; depth 1435.9–1436.0 m; **E.** fragment of the core with mudstones and sandy mudstones; visible pedogenic structures and lumps constituting the remnants of vascular plants (roots?, stems?) and carbonate rhizocretions; depth 1442.9–1443.0 m; **F.** calamite (Calamites) stem imprint (Wachtler, 2016) in the Lower Rotliegend mudstone and sandstone sediment, depth 1452.5 m



stratygraficznym. W pracy poświęconej sedimentacji utworów epiwaryscyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim (Śliwiński i in., 2003) autorzy stwierdzili, że „Utwory wypełniające nieckę północnosudecką nie zostały do tej pory ujęte w jednolity schemat podziału litostratygraficznego”. W pracy tej zaprezentowany został podział oparty na wielu publikowanych w ostatnim ćwierćwieczu propozycjach ujęcia tego problemu. Wykorzystywane przy jego konstrukcji profile objęły bardzo różne części całego wypełnienia niecki północnosudeckiej (Śliwiński i in., 2003). Ich zdaniem, „Formacja z Wielisławki reprezentuje utwory wulkanogeniczne reprezentowane przez dwa cyklotemy rozpoczynające się trachyandezytami, a kończące ryolitami i tufami ryolitowymi (Kozłowski, Parachoniak, 1967)”. (...) „Formacja z Bolesławca zbudowana jest w przewadze z utworów piaszczystych zaliczanych do saksonu. Jej miąższość oceniana jest na od 200 do 400 m (Mastalerz, 1990). Utwory tej formacji wykształcone są przede wszystkim jako arkozowe czerwono-brązowe piaszczystce i podrzędnie piaszczystce zlepieńcowate, rzadziej zlepieńce. W górnej części profilu formacji z Bolesławca wzrasta lokalnie udział mułowców. Cechą charakterystyczną w składzie otoczek jest obecność materiału granitowego”. Obficie występujące, zwłaszcza w górnej części formacji spoiwa i cementy węglanowe interpretowane są jako horyzonty caliche (Mroczkowski, Skowronek, 1980).

W tabeli 3 przedstawiono podział litostratygraficzny osadów permu-karbonu przyjęty dla antyklinorium Żar (Milewicz, 1976) oraz basenu północnosudeckiego (Śliwiński i in., 2003) w odniesieniu do podziału na Niżu Polskim.

Obecnie profil litologiczno-stratygraficzny permu-karbonu z profilu wiercenia Nowa Rola P 9 został opracowany nie tylko na podstawie szczegółowych opisów zawartych w dokumentacji otworowej (Gospodarczyk i in., 1979), lecz także z wykorzystaniem ponownego makroskopowego opisu zachowanego materiału rdzeniowego. Pomimo nieznaczej dewastacji rdzeni, udało się z pewnym uproszczeniem wyznaczyć granice sekwencji depozycyjnych oraz zrekonstruować rozwój sedimentacji osadów permu (fig. 8). Zastosowane w profilu wiercenia Nowa Rola P 9 podziały litostratygraficzne są w pewnym stopniu arbitralne, ponieważ odnoszą się do jednostek litostratygraficznych z przyległych basenów północnosudeckiego i śródsudeckiego. Z drugiej strony wykształcenie osadów i skał wulkanicznych stwierdzonych w profilu tego wiercenia nie odbiega od charakterystyki utworów z przyległych basenów.

W wyniku obserwacji makroskopowych wyróżniono cztery sekwencje depozycyjne czerwonego spągowca oraz sekwencję osadów transgresji cechsztyńskiej (fig. 8).

Sekwencja depozycyjna I (1440,0–1452,85 m). Zgodnie z zaproponowanym podziałem litostratygraficznym osady pierwszej sekwencji depozycyjnej mogą stanowić ekwiwalent formacji ze Świerków – ogniwa Ludwikowic, występującego w basenie śródsudeckim. Według Miecznika (1981) warstwy ludwikowickie wprowadzili Augustyniak i Grocholski (1968), określając zespoły litologiczne zaliczane wcześniej do czerwonego spągowca, a mianowicie: zlepieńce podstawowe, nazywane też czerwonymi zlepieńcami polimiktycznymi, piaszczystce płytowe oraz łupki antrakozjowe dolne, wykształ-

czone jako ciemnoszare mułowce i iłowce zawierające małe słodkowodne z gatunku *Anthraconaia prolifera*. Dla warstw ludwikowickich Augustyniak i Grocholski (1968) przyjęli wiek stefañski.

Skoro jednak, na podstawie Awdankiewicza i innych (2014) założono, że wulkanity stwierdzone w profilu wiercenia Nowa Rola P 9 mogą być wieku wczesnopermskiego, a nie późno-karbońskiego, to utwory pierwszej sekwencji depozycyjnej nie mogą być ekwiwalentem warstw ludwikowickich z basenu śródsudeckiego albo umiejscowienie całej formacji Ludwikowic w stopie górnego karbonu nie jest właściwe. Być może górną część tej formacji należy włączyć do autunu. Według Awdankiewicza i innych (2003), utwory autunu z basenu śródsudeckiego są pod wieloma względami podobne do leżącej niżej formacji ludwikowickiej. Pozostaje też możliwość, że utwory te reprezentują nie nazwaną serię nadwulkaniczną (fig. 8).

Sekwencja depozycyjna I o dość znacznej miąższości (ponad 13 m) ma charakter agradacyjny. Składa się z szeregu cykli o charakterze progradacyjno-retrogradacyjnym. Od spągu występują mułowce bezstrukturalne z odciskami destrytusy flory (*Calamites*). Są to prawdopodobnie osady strefy przybrzeżnej jeziora. Wyżej występują słabo wysortowane żwirowce i zlepieńce drobnoziarniste, szare, z wyraźnym udziałem otoczek kwarcu, kwarcytów i skał magmowych. Obecne są słabo czytelne struktury prądowe. Powyżej występują mułowce bezstrukturalne z przewarstwieniami drobnego żwiru, a nad nimi szare żwirowce i zlepieńce drobnoziarniste, ze znacznym udziałem otoczek kwarcu, pochodzącego być może z żył kwarcowych. Spotyka się słabo czytelne struktury prądowe. Wyżej w sekwencji występują ponownie mułowce bezstrukturalne z ostrokrawędzistymi okruskami drobnego żwiru. Liczne są poziomy pedogeniczne z konkrecjami i rizokrecjami. W stopie sekwencji występują naprzemianległe szare piaszczystce średnio- i gruboziarniste z rozproszonymi ziarnami drobnego żwiru, warstwowane przekątnie. Piaszczystce gruboziarniste są złożone z ziaren kwarcu pochodzącego z wietrzenia skał granitoidowych. Strop sekwencji I wyznacza ostra granica erozyjna (fig. 8).

Sekwencja depozycyjna II (1420,0–1440,0 m). Zgodnie z zaproponowanym podziałem litostratygraficznym osady drugiej sekwencji depozycyjnej mogą stanowić ekwiwalent tzw. „górnego” autunu (Mroczkowski, Skowronek, 1980), bez odniesienia do konkretnego wydzielenia litostratygraficznego. Sekwencja o miąższości około 20 m reprezentuje cykl odwrócony (słabo wykształcony cykl progradacyjny). Spągową część sekwencji stanowią mułowce bezstrukturalne, z erozyjnymi rozmyciami, intraklastami i poziomami „pseudo” zlepieńców w postaci redeponowanych konkrecji węglanowych oraz z poziomami konkrecji in situ. Wyżej występują naprzemianległe piaszczystce drobno-, średnio- i gruboziarniste z intraklastami mułowców i z plamistymi cementacjami węglanowymi. Warstwowania przekątne są związane z osadami koryt fluwialnych rozwiniętych na równi aluwialnej.

Sekwencja depozycyjna III (1405,7–1420,0 m). Osady trzeciej sekwencji depozycyjnej mogą także odpowiadać tzw.

Tabela 3

Profil litostratygraficzny skał osadowych i wulkanicznych centralnej i południowej części basenu północnosudeckiego (wg Peryta, 1978; Milewicz, 1985; Mastalerz, 1988, 1990; Mastalerz, Raczyński, 1993; ze zmianami i uzupełnieniami, oraz profil stratygraficzny perykliny Żar (wg Milewicz, 1976). W tabeli odniesiono się do generalnego podziału litostratygraficznego utworów czerwonego spągowca stosowanego w basenie śląskim przylegającym od północy do obszaru perykliny Żar (wg Pokorskiego, 1981, 1988, 1997)

Lithostratigraphic log of sedimentary and volcanic rocks of the central and southern part of the North-Sudetic Basin (according to Peryt, 1978; Milewicz, 1985; Mastalerz, 1988, 1990; Mastalerz, Raczyński, 1993; with changes and additions, and the stratigraphic profile of the Żary Pericline (according to Milewicz, 1976) The table refers to the general lithostratigraphic division of the Rotliegendes deposits, applied in the Silesian Basin adjoining the Żary Pericline from the north (according to Pokorski, 1981, 1988, 1997)

ANTYKLINORIUM ŻAR				BASEN PÓŁNOCNO-SUDECKI					
Milewicz, 1976				Śliwiński, Raczyński, Wojewoda, 2003					
Nowa Rola	P-9	Werra (Pz1)	Werra (Pz1)	Cechsztyń	PERM	Stratygrafia (litostratygrafia) czerwonego spągowca - basen śląski wg J. Pokorski, 1981, 1988 i 1997			
	CYKL III	Skały osadowe	Formacja z Bolesławca	Sakson		PERM	GÓRNY CZERWONY SPĄGOWIEC	FORMACJA NOTECI	
		Granica erozyjna							FORMACJA DRAWY
		CYKL II	Wulkanity i skały klastyczne (nad-wulkaniczne)	Formacja z Wielisławki				Autun	
KARBON					KARBON	DOLNY CZERWONY SPĄGOWIEC	OSADY NAD WULKANICZNE FORMACJA ?		
								WIELKOPOLSKA FORMACJA WULKANOGENICZNA	
								OSADY POD WULKANICZNE FORMACJA ?	
CYKLE DIASTROFICZNO-SEDYMENTACYJNE									

„górnemu” autunowi (Mroczkowski, Skowronek, 1980) bez odniesienia do konkretnego wydzielenia litostratygraficznego. Sekwencja o miąższości około 13,5 m reprezentuje słabo wykształcony cykl agradacyjno-progradacyjny. Sekwencję rozpoczynają mułowce z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych i drobnych żwirów. Widoczne są liczne cementacje węglanowe, częściowo o charakterze pedogenicznym (konkrecje pedogeniczne, rizokrecje i ślady dużych fragmentów roślin). W stropie sekwencji występują naprzemianległe piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste, drobne żwiry i intraklasty mułowców z poziomami cementacji węglanami i prawdopodobnymi bioturbacjami. Warstwowania przekątne wskazują na osady koryt fluwialnych rozwiniętych na równi aluwialnej.

Sekwencja depozycyjna IV (1391,18–1405,7 m). Zgodnie z zaproponowanym podziałem litostratygraficznym osady czwartej sekwencji depozycyjnej mogą stanowić ekwiwalent formacji Bolesławca (lub z Bolesławca), należącej do górnego czerwonego spągowca (saksonu), wydzielonej w basenie północnosudeckim (Śliwiński i in., 2003). Sekwencja ta o miąższości około 15 m reprezentuje cykl prosty o charakterze agradacyjnym. W spągu sekwencji

występują słabo upakowane i wysortowane zlepnie złozone głównie z dużych otoczków skał wylewnych. Obecne są w nich przewarstwienia piaskowców i mułowców z cementacjami węglanowymi, częściowo o charakterze pedogenicznym (*sensu* Mroczkowski, Skowronek, 1980). W górnej części sekwencji występują naprzemianległe piaskowce, mułowce i zlepnie z pojedynczymi dużymi otoczkami skał wylewnych. Występują także liczne cementacje węglanowe, z których część może być pochodzenia pedogenicznego. Powstanie tego osadu jest interpretowane jako rezultat wielokrotnie powtarzających się obciążonych silnie zalewów warstwowych.

Osady transgresji cechsztyńskiej. Piaskowce szare i ciemnoszare drobno- i średnioziarniste z pojedynczymi ziarnami drobnego żwiru i intraklastami mułowców w stropie zaliczono do białego spągowca. W dolnej części występują osady transgresji morza cechsztyńskiego, częściowo słabo wysortowane, powstałe w warunkach relatywnie szybkiej depozycji, a w górnej części jest obecny cienki poziom piaskowców bardzo drobnoziarnistych o spoiwie wapnistym z licznymi drobnymi bioturbacjami, utworzony w wyniku stopniowej stabilizacji warunków morskich.

WNIOSKI

Profil osadów permo-karbonu w wierceniu Nowa Rola P 9 jest skondensowany stratygraficznie, tzn. zawiera utwory relatywnie niedużej miąższości, reprezentujące skały powstałe do końca sedimentacji utworów cechsztyńskich. Uwzględniając wykształcenie przewierconych utworów oraz korelacje z profilami sąsiednich rejonów (tab. 3) stwierdzono, że w omawianym otworze występują wulkanity i utwory klastyczne zaliczone do najniższego dolnego czerwonego spągowca na pograniczu z karbonem (sekwencja depozycyjna I), osady klastyczne dolnego czerwonego spągowca (sekwencje depozycyjne II i III) i górnego czerwonego spągowca (sekwencja IV) oraz osady transgresywne białego spągowca (fig. 8).

Osady czerwonego spągowca były deponowane w warunkach lądowych, głównie w warunkach szybkiego przyrostu. Stąd wniosek, że profil ten zapewne zawiera liczne luki erozyjne i hiatusy (okresy braku depozycji), co świadczy o nieznacznej subsydencji w rejonie wiercenia Nowa Rola P 9. Przy przyjęciu licznych luk stratygraficznych, problem korelacji z innymi profilami czerwonego spągowca, szczególnie z basenu północnosudeckiego, pozostaje nierozstrzygnięty. Należy również pamiętać, że omawiany rejon Nowej Roli P 9, usytuowany na południowym skłonie tzw. perykliny Żar i na pograniczu z basenem północnosudeckim, mógł przechodzić

w swojej historii geologicznej przez wiele faz aktywności tektonicznej, co dodatkowo komplikuje wydzielenie reperowych horyzontów litostratygraficznych. Dowiązanie się do wydzieleni litostratygraficznych czerwonego spągowca w sąsiadującym od północy basenie śląskim (tab. 3), którego zachodnią część stanowi basen Zielonej Góry (fig. 7) jest również znacznie uproszczone i nie stanowi wystarczająco dokładnego odniesienia do jednostek litostratygraficznych zaproponowanych w profilu czerwonego spągowca w omawianym wierceniu.

Z powyższych względów, przeprowadzona analiza nie pozwoliła na dokonanie ostatecznego rozstrzygnięcia co do przynależności stratygraficznej wulkanitów oraz przykrywających je utworów klastycznych (fig. 7). Pierwotnie skały wulkaniczne i znaczną część sekwencji I zaliczono do karbonu (Gospodarczyk i in., 1979; Deczkowski i in., 1995), lecz obecne korelacje wskazują, że utwory te stanowią ogniwo przejściowe między karbonem i czerwonym spągowcem – mogą być więc zaliczone do permo-karbonu. Jednak bardziej prawdopodobny jest pogląd, że wulkanity wraz z sekwencjami I, II i III należy zaliczyć do dolnego czerwonego spągowca (autunu). Nie jest także w pełni jasna przynależność stratygraficzna sekwencji IV, choć wydaje się, że należy ona do górnego czerwonego spągowca (saksonu).

Aleksandra KOZŁOWSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

WSTĘP

Utwory występujące na głębokości 1444,80–1466,00 m pierwotnie zaliczono do karbonu (Gospodarczyk i in., 1979; Deczkowski i in., 1995), lecz obecne korelacje wskazują, że utwory te stanowią ogniwo przejściowe między karbonem i czerwonym spągowcem – mogą być więc zaliczone do permo-karbonu (Kiersnowski i in., ten tom). Jednak bardziej prawdopodobny jest pogląd wynikający z porównania ze schematami litostratygraficznymi zaproponowanymi dla niecki północnosudeckiej (Milewicz, 1985; Mastalerz, 1988, 1990; ze zmianami i uzupełnieniami Śliwińskiego i in., 2003) oraz perykliny Żar (Milewicz, 1976), że wulkanity wraz z sekwencjami depozycyjnymi I, II i III w interwale od 1405,70 do 1452,85 m należy zaliczyć do dolnego czerwonego spągowca – autunu, choć przynależność stratygraficzna tych utworów nie jest przesądzona (Kiersnowski i in., ten tom).

Utwory zaliczone obecnie do autunu opisano na podstawie sześciu próbek skalnych pochodzących z głębokości od 1447 do 1464,0 m, z których cztery reprezentują serię wulkaniczną (1452,85–1466,0 m), a pozostałe dwie serię osadową (1405,7–1452,85 m).

W dokumentacji otworowej w serii skał wulkanicznych wymieniono od dołu do góry porfiryty (1464,10–1466,00 m), melafiryty (1456,50–1464,10 m) i porfiryty (1452,85–1456,50).

Według Słownika petrograficznego (Ryka, Maliszewska, 1991) nazwa porfiryty jest stosowana głównie w badaniach terenowych i nie ma znaczenia systematycznego, lecz oznacza więźbę skały wylewnej. Natomiast nazwa melafiryty nie istnieje w tym słowniku (por. Ryka, Maliszewska, 1991). Prawdopodobnie jest to błąd językowy i autorzy dokumentacji wynikowej mieli zapewne na myśli melafir – paleobazalt, czyli skałę wylewną o więźbie porfirowej i teksturze migdałkowej. Zostało to skorygowane w tym tomie. Informacja o nazwie systematycznej skał wulkanicznych w otworze Nowa Rola P 9 jest zamieszczona w pracy Królikowskiego (1988). Według tego autora, skały te są reprezentowane przez trachity biotytowe i trachity z licznymi płaszczyznami poślizgu i lustrami tektonicznymi, wypełnionymi przez chloryt, kalcyt i kaolinit. W badanych trachitach powszechny jest hematyt w postaci okrągławych, jednorodnych ziarn o średnicy ok. 1 mm. Ponadto występują piryty i chalkopiryty.

Najnowsza analiza mikroskopowa, wykonana przez autorkę tego rozdziału, weryfikuje stosowane wcześniej nazwy diskutowanych skał wulkanicznych. Przyjęto nazewnictwo stosowane w klasyfikacji TAS skał wulkanicznych wg Le Maitre'a i in. (1989). Analizę petrograficzną wykonano na podstawie sześciu płytek cienkich, które zbadano w mikroskopie polaryzacyjnym Optiphot 2 firmy Nikon.

ANALIZA PETROGRAFICZNA

Seria wulkaniczna

Próbka z głęb. 1464,0 m

Skala wulkaniczna, barwy brunatnej, przeobrażona. Struktura skały jest porfirowa; w cieście skalnym tkwią fenokryształy, wśród których większe kryształy tworzą plagioklaz oraz skałen alkaliczny, natomiast mniejsze – pseudomorfozy po minerałach ciemnych (fig. 9D). Plagioklasy są częściowo lub całkowicie przeobrażone w illit i chloryty oraz zastąpione węglanami. Minerały ciemne uległy intensywnym procesom przeobrażenia i zastąpienia przez jasny łyszczyk i tleno-wodorotlenki żelaza. Nielicznie występuje biotyt, częściowo przeobrażony w chloryt. W śladowych ilościach występuje pierwotny kwarc. Ciasto skalne zbudowane jest z minerałów ilastych, węglanów, hematytu i kwarcu. Opisana skala jest typu trachyandezytu.

Próbka z głęb. 1459,4 m

Skala wulkaniczna, barwy brunatnej, przeobrażona. Struktura skały jest porfirowa; w cieście skalnym tkwią fenokryształy głównie plagioklazu i biotytu. Fenokryształy plagioklazu są częściowo lub całkowicie przeobrażone w minerały ilaste (głównie illit) i chloryty. W części plagioklazów widoczna jest karbonatyzacja. Ponadto występują pseudomorfozy minerałów ilastych i jasnego łyszczyku (niekiedy z chlorytem) po minerałach ciemnych. Jako minerał akcesoryczny występuje apatyt. Ciasto skalne zbudowane jest z plagioklazu, nielicznego kwarcu, minerałów ilastych oraz tleno-wodorotlenków żelaza. Opisaną skalę zaliczono do typu trachyandezytu.

Próbka z głęb. 1456,2 m

Skala wulkaniczna, barwy brunatnej, przeobrażona. Struktura skały jest porfirowa; w cieście skalnym tkwią fenokryształy, głównie plagioklazu. Fenokryształy plagioklazu są częściowo lub całkowicie zargilityzowane, jak również ulegają hematytyzacji. W części plagioklazów widoczna jest karbonatyzacja. Ponadto występują liczne pseudomorfozy jasnego łyszczyku po minerałach ciemnych. Ciasto skalne zbudowane jest z plagioklazu, nielicznego kwarcu, droбноluseczkowego, jasnego łyszczyku i rozproszonych tleno-wodorotlenków żelaza. Opisana skala jest typu trachyandezytu.

Próbka z głęb. 1452,9 m

Skala wulkaniczna, barwy brunatnej, silnie przeobrażona. Struktura skały jest porfirowa; w cieście skalnym tkwią fenokryształy plagioklazu (fig. 9C). Fenokryształy plagioklazu są częściowo lub całkowicie przeobrażone w minerały ilaste (głównie illit), jak również zastąpione hematytem i wo-

dorotlenkami żelaza oraz krzemionką. Minerałem akcesorycznym jest epidot. Ciasto skalne zbudowane jest z plagioklazu, kwarcu, hematytu i wodorotlenków żelaza oraz niewielkiej ilości jasnego łyszczyku. Wydaje się, że w skale oprócz kwarcu wtórnego, może występować również kwarc pierwotny. Opisana skala należy do typu dacytu.

Seria osadowa

Próbka z głęb. 1452,5 m

Mułowiec ilasty, miejscami iłowiec mułowcowy. Skala barwy czerwono-brunatnej, o kierunkowej teksturze, strukturze aleurytowo-pelitowej (fig. 9B). Tekstura kierunkowa podkreślona jest smużystym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków oraz wodorotlenków żelaza. Frakcja aleurytowa reprezentowana jest przez mulek kwarcowy oraz blaszki łyszczyków (muskowit) i chlorytów. Masę wypełniającą stanowi substancja ilasto-żelazista.

Próbka z głęb. 1447,0 m

Zlepieniec barwy szaroróżowej, o bezładnej teksturze, strukturze psefitowo-psamitowej. Reprezentuje on drobno-okruchowy parazlepieniec polimiktyczny (Ryka, Maliszewska, 1991) (fig. 9A). Okruchy frakcji psefitowej, o wielkości od 2 do 5 mm, stanowią około 70% obj. skały. Są one półobtoczone i obtoczone. Występują okruchy kwarcu poli- i monokrystalicznego oraz różnych skał. Wśród litoklastów wyróżniono skały metamorficzne (łupki kwarcowe, kwarcowo-łyszczykowe, ilaste i ilasto-żelaziste) i osadowe (piaskowce bardzo drobnoziarniste – waki sublityczne, arenity kwarcowe). Masa wypełniająca zlepieniec składem mineralnym odpowiada wace sublitycznej, drobnoziarnistej. Zawiera ona głównie kwarc poli- i monokrystaliczny, kwarcyty, okruchy skał metamorficznych (łupki kwarcowo-łyszczykowe, ilaste) i skał wulkanicznych (zargilityzowane i skrzemionkowane szkliwo wulkaniczne?). Ponadto występują skalenie (plagioklasy, mikroklin) częściowo przeobrażone w minerały ilaste oraz łyszczyki (muskowit), miejscami w kaolinit. Spoiwo tworzy matriks ilasty, silnie zrekrystalizowany.

WNIOSKI

Skały wulkaniczne, pierwotnie zaliczone do karbonu i opisane wcześniej, jako porfiryty i melafiry, czy trachity, w świetle obecnych badań należy uznać za skały typu trachyandezytu (w dolnej części serii wulkanicznej) i dacytu (w górnej części tej serii), o strukturze porfirowej i cechach charakterystycznych dla przeobrażonych andezytów. Zbadane petrograficznie skały osadowe zaliczone do autunu wykształcone są jako mułowiec oraz drobnookruchowy parazlepieniec polimiktyczny.

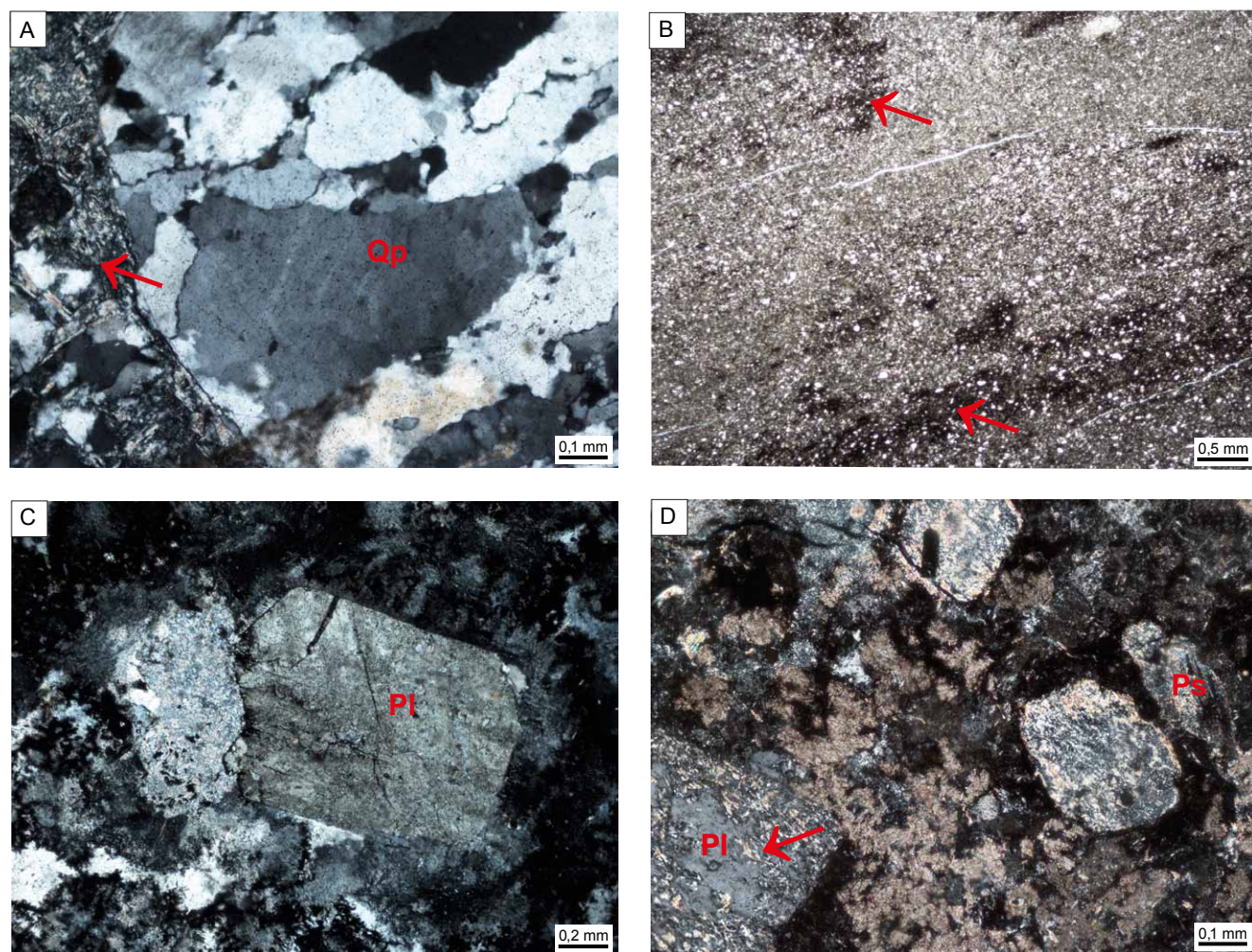


Fig. 9. Mikrofotografie wybranych fragmentów skał permo-karbonu

A. Parazlepniec polimiktyczny. Psefitowy okruch kwarcu polikrystalicznego (Qp) w masie wypełniającej o składzie mineralnym waki sublitycznej (strzałka); głęb. 1447,0 m; nikole skrzyżowane. **B.** Mułowiec ilasty, żelazisty o teksturze kierunkowej podkreślonej smużystym ułożeniem wodorotlenków żelaza (strzałka). Ziarna detrytycznego kwarcu tkwią w brunatnej masie ilasto-żelazistej; głęb. 1452,5 m; bez analizatora. **C.** Przeobrażona skała typu dacytu o strukturze porfirowej. Fenokryształy plagioklazu (Pl) w kwarcowym i hematytowym cieście skalnym; głęb. 1452,9 m; nikole skrzyżowane. **D.** Przeobrażona skała typu trachyandezytu o strukturze porfirowej. Fenokryształ plagioklazu (Pl) ze śladami argilityzacji (strzałka) i pseudomorfoza po mineralach ciemnym (Ps), w cieście skalnym zidentyfikowano minerały ilaste, węglany, kwarc i hematyt; głęb. 1464,0 m; nikole skrzyżowane

Photomicrographs of the Carboniferous selected rock fragments

A. Polymictic paraconglomerate. Psephite fragment of polycrystalline quartz (Qp) in matrix of sublithic wacke mineral composition (arrow); depth 1447.0 m; crossed polars. **B.** Iron, silty mudstone with oriented structure as the results of streaky arrangement of iron hydroxides (arrow). Detrital quartz grains embedded in a brown clay-ferruginous mass; depth 1452.5 m; plane polarized light. **C.** Altered dacite type rock of porphyry texture. Phenocrystal of plagioclase (Pl) in quartz and hematite groundmass; depth 1452.9 m; crossed polars. **D.** Altered trachyandesite type rock of porphyry texture. Phenocrystal of plagioclase (Pl) with traces of argillitization (arrow) and pseudomorphose after dark mineral (Ps) in groundmass where clay minerals, carbonates, quartz and hematite have been identified; depth 1452.9 m; crossed polars

Ryszard WAGNER

CECHSZTYN – STRATYGRAFIA, ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI, PALEOGEOGRAFIA

UWAGI WSTĘPNE

Otwór wiertniczy Nowa Rola P 9 został wykonany w 1977 r. w celu poszerzenia możliwości eksploatacji złóż miedzi w rejonie perykliny Żar. Z tego powodu utwory cechsztynu przewiercono z pełnym rdzeniowaniem, z niewielkim wyjątkiem w górnej części dolomitu głównego. Profil litologiczno-stratygraficzny pierwotnie został opracowany przez E. Gospodarczyka i E. Metlerskiego (Gospodarczyk i in., 1979).

Zachowany materiał rdzeniowy z dolomitem głównym został ponownie przestudiowany makroskopowo i sfotografowany przez Jasionowskiego i Raczyńskiego (ten tom), a rdzenie ze strefy kontaktu cechsztynu i czerwonego spągowca zostały opracowane sedymentologicznie przez Kiersnowskiego i innych (ten tom). Fotografie stanowiły istotne wsparcie przy makroskopowym opisanie dolomitu głównego i białego spągowca. Niewielka liczba płytek cienkich z powyższych poziomów utrudnia dokładniejsze ich zbadanie, szczególnie w dolomicie głównym, niemniej dane z dokumentacji wynikowej otworu (Gospodarczyk i in. 1979) zostały w znacznym stopniu uzupełnione dzięki oglądowi makroskopowemu, wykorzystaniu fotografii oraz obserwacji mikroskopowych (Jasionowski, Raczyński, ten tom; Kiersnowski i in., ten tom; Kuberska, ten tom; Oszczepalski, Chmielewski, *Charakterystyka litologiczna i mikrofacjalna oraz środowisko sedymentacji utworów białego spągowca, łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego*, ten tom).

Rdzenie wiertnicze zostały opisane zgodnie z głębokościami podanymi na każdej skrzynce. Przy określaniu głębokości ważniejszych granic litologicznych, posługiwano się wartościami z pierwotnego opisu z dokumentacji wynikowej (Gospodarczyk i in., 1979). Przy opracowaniu stratygrafii wykorzystano także wykresy profilowań geofizyki otworowej (fig. 6). Jakość tych pomiarów jest dobra, odpowiadająca ówczesnej technice pomiarowej, z wyjątkiem pomiarów oporności elektrycznej, które nie nadają się do opracowania stratygrafii. W związku z tym, w opracowaniu przedstawiono dwie wersje litostratygrafii cechsztynu według rdzeni wiertniczych oraz według karotażu. Należy podkreślić, że istnieje duża zbieżność głębokości granic litologicznych określonych rdzeniowo i karotażowo z wyjątkiem cyklotemu PZ4a. Największą trudność w ustaleniu profilu litologiczno-stratygraficznego dotyczy czwartego cyklotemu cechsztyńskiego, gdyż w jego interwale stwierdzono błędy wynikające z odwrotnego ułożenia rdzeni w skrzynkach, co nie zostało zauważone przez dozór geologiczny. W rezultacie, opis źródłowy (Gospodarczyk i in., 1979) powoduje komplikacje w ustaleniu następstwa litologicznego, a tym samym litostratygraficznego. Dopiero interpretacja karotażu pozwoliła na korektę tego stanu rzeczy. Odcinki rdzeni ułożonych błędnie zaznaczono w szczegółowym profilu litologiczno-stratygraficznym. Ponadto, miejscami w obrębie cyklotemów PZ2, PZ3 i PZ4 występują niewielkie różnice w miąższościach kompleksów litologicznych, sięgające maksymalnie do 5 m. Różnice te wy-

kają z niedokładności interpretacji głębokości granic litologicznych na rdzeniach w przypadkach strat w uzysku rdzeni. W związku z wymienionymi problemami, w odniesieniu do jednostek litostratygraficznych w powyższych cyklotemach autor posłużył się wersją karotażową, jako bardziej wiarygodną, niż opartą o rdzenie, zgodnie z przyjętą powszechnie regułą tworzenia baz stratygraficznych. Zmiany te znajdują odzwierciedlenie w zamieszczonych w tym tomie podziałach cechsztynu, zarówno w profilu litostratygraficznym, jak i w szczegółowym profilu litologiczno-stratygraficznym. Natomiast w przypadku podziału cyklotemu PZ1, różnice profilu karotażowego z profilem opartym na rdzeniach są znikome, dlatego dla tego cyklotemu przyjęto granice wyznaczone na podstawie opisu rdzeni.

LITOSTRATYGRAFIA

Otwór Nowa Rola P 9 jest zlokalizowany na Peryklinie Żar (sensu Wyżykowski, 1963), stanowiącej południowo-zachodnią część monokliny przedsudeckiej (Narkiewicz, Dadlez, 2008). Paleogeograficznie jest to brzeżna, południowo-zachodnia część polskiego basenu cechsztyńskiego, charakteryzującego się silną subsydencją, kompensowaną przez sedymentację (Wagner, 1994).

Profil cechsztynu w otworze Nowa Rola P 9 cechuje znaczna miąższość osadów cechsztynu (509,83 m) oraz kompletny profil stratygraficzny, zredukowany tylko od góry, do subcyklotemu PZ4a włącznie. Utwory cechsztynu nie są zaburzone tektonicznie i składają się na nie trzy cyklotemy węglanowo-ewaporatowe: PZ1, PZ2, PZ3 oraz cyklotem terygeniczo-ewaporatowy PZ4, podzielony w tym rejonie na subcyklotem PZ4a i stropową serię terygeniczną PZt. Nazewnictwo litostratygraficzne stosowane jest wg schematu z pracy Wagnera (1994).

Utwory cechsztynu leżą bezpośrednio na skałach górnego czerwonego spągowca – ekwiwalentu formacji z Bolesławca (Kiersnowski i in., ten tom), prawdopodobnie z dużą luką stratygraficzną. Najstarsze utwory cechsztynu reprezentowane są przez cyklotem PZ1 o miąższości 252,68 m (kompletny stratygraficznie). Dobrze przerdzieniona granica cechsztynu z górnym czerwonym spągowcem ujawniła obecność transgresywnych osadów najstarszego cechsztynu (4,3 m miąższości) w postaci drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, będących produktem rozmytych utworów osadowych i wylewnych czerwonego spągowca przez transgredujące morze cechsztyńskie. Jest to odpowiednik zlepieńca podstawowego (Zp1) w facji piaszczystej – biały spągowiec (Bs1). Wyżej w profilu występuje łupek miedzionośny (T1) o miąższości 0,50 m, przykryty utworami węglanowymi wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o miąższości 13,17 m.

W profilu ewaporatów PZ1 dominują anhydryty: anhydryt dolny (A1d) o miąższości (86,81 m) i anhydryt górny (A1g) o miąższości 47,0 m., przedzielone poziomem najstarszej soli kamiennej (Na1) o miąższości 100,9 m.

Wyżej w profilu występuje cyklotem PZ2 o miąższości 108,5 m (kompletny stratygraficznie). Cyklotem PZ2 rozpoczynają utwory węglanowe dolomitu głównego (Ca2), o miąższości 45,7 m. Według rdzenia miąższość Ca2 jest większa o 4,9 m, ale to wynika z błędnej kwalifikacji litologicznej w stropie tego poziomu. Seria o tej miąższości występuje na pograniczu A2/Ca2 i została opisana w dokumentacji wynikowej jako dolomity „ciemnoszare z przewarstwieniami i domieszkami anhydrytu”. W rzeczywistości są to anhydryty z przewarstwieniami dolomitów, co potwierdza interpretacja geofizyki wiertniczej.

Na serię ewaporatową cyklotemu PZ2 składają się następujące utwory: anhydryt podstawowy (A2) o miąższości 7,1 m, starsza sól kamienna (Na2) – 30,8 m miąższości oraz starsza sól kamienna kryjąca (Na2r) – 6,5 m miąższości. Powyżej wymienione utwory przedzielone są 12-metrowym poziomem starszej soli potasowej (K2). Poziomu K2 nie zanotowano w makroskopowym opisie rdzeni z dokumentacji wynikowej, natomiast został on wydzielony na podstawie analizy karotażowej. Według charakterystyki pomiarów radiometrycznych są to najprawdopodobniej sylwinity. W obrębie anhydrytu podstawowego występuje warstwa dolomitu o miąższości 1,9 m (1080,2–1082,1 m) z fauną reprezentowaną przez małże lub ramienionogi. Profil ewaporatów cyklotemu PZ2 kończy poziom anhydrytu kryjącego (A2r) o miąższości 1,5 m.

Ponad cyklotemem PZ2 występuje PZ3 o miąższości 112,6 m, prawie kompletny stratygraficznie, brak jedynie młodszej soli potasowo-magnezowej K3. W spągowych partiach cyklotemu PZ3 zanotowano obecność szarego iłu solnego (T3) i dolomitu płytowego (Ca3) o łącznej miąższości – ok. 2,0 metrów. Według opisu rdzeni w dokumentacji wynikowej brak jest nadległego dolomitu płytowego (Ca3), tymczasem w strefie basenowej dolomit płytowy zawsze występuje ponad szarym iłem solnym w postaci silnie marglistych dolomitów lub magnezytów. Według Peryta i Kasprzyk (1992) w interwale 1027,6–1028,5 m występują dolomity z gruzłami anhydrytu, w interwale 1028,5–1029,10 m jest brak rdzenia, a niżej w odcinku 1029,10–1029,5 m ponownie występują dolomity. Z tego opracowania wynika, że brak jest w tym profilu szarego iłu solnego. Jest to teza kontrowersyjna, gdyż poziom T3 występuje na zdecydowanej większości obszaru basenu cechsztyńskiego, z wyjątkiem skrajnie płytkowodnych rejonów na obszarze platformy prekambryjskiej (Wagner, 1994).

Utwory ewaporatowe w cyklocie PZ3 tworzą dwa poziomy: anhydryt główny (A3), o miąższości 13,0 m i młodsza sól kamienna (Na3) o miąższości 95,0 m. Brak w tym profilu młodszych soli potasowych (K3) można tłumaczyć tym, że sole te nie tworzą ciąglej pokrywy w basenie PZ3, występując nieregularnie w formie rozległych soczew.

Najmłodszy cyklotem PZ4, terygeniczo-ewaporatowy, ma miąższość 36,05 m. Cechuje go znaczna redukcja stratygraficzna. W omawianym profilu cyklotem PZ4 dzieli się na dwie części: subcyklotem PZ4a, będący odpowiednikiem cyklotemu Z4 (Aller) w basenie niemieckim i stropową serię terygeniczną (PZt), będącą odpowiednikiem młodszych cyklotemów cechsztynu.

U podstawy subcyklotemu PZ4a występuje poziom czerwonego iłu solnego (T4a) o miąższości 10,4 m (907,0–917,4 m). Ewaporaty PZ4a składają się z anhydrytu pegmatytowego dol-

nego (A4a) o typowej miąższości 1,0 m i z najmłodszej soli kamiennej (Na4a), o miąższości 9,0 m. Brak tu poziomu anhydrytu pegmatytowego górnego (A4a₂), rozdzielającego zwykłe najmłodszą sól kamienną dolną (Na4a₁) od najmłodszej soli kamiennej górnej (Na4a₂).

Należy dodać, iż powyższy podział różni się od podziału źródłowego, gdyż w opisie rdzeni istniejącym w dokumentacji wynikowej (Gospodarczyk i in., 1979) zauważono błędy, rzutujące na stratyografię. W interwale 904,0–906,0 m rdzeń jest ułożony w skrzynkach odwrotnie, a sól kamienna (905,0–906,0 m) powinna być nad anhydrytem pegmatytowym (A4a), a nie pod nim i zapewne należy do najmłodszej soli kamiennej (Na4). Z kolei, w interwale 910,8–915,4 m opisano sól kamienną, przewarstwiająca czerwony ił solny (T4a). Ponieważ takie następstwo litologiczne nie występuje w subcyklocie PZ4a, a według karotażu nie ma w profilu takiego przewarstwienia soli kamiennej, należy sądzić, że rdzeń został prawdopodobnie ułożony w skrzynkach odwrotnie. Zgodnie z tą interpretacją, sól tę najprawdopodobniej należy zaliczyć do młodszej soli kamiennej (Na3).

Profil cechsztynu zamyka seria czerwonych skał terygenicznych o miąższości prawie 16 m, zaliczona do stropowej serii terygenicznej (PZt), stanowiącej wiekowy odpowiednik formacji rewalskiej na Pomorzu zachodnim. Z przedstawionego następstwa litologicznego wynika, że prawdopodobnie pomiędzy PZ4a i PZt istnieje luka erozyjna i być może stratygraficzna. Ponad stropową serią terygeniczną występują utwory terygeniczne, tworzące najstarsze poziomy dolnego pstręgo piaskowca Tp₁ (Becker, ten tom).

ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYNU

Osady cechsztynu leżą na cienkiej (14,52 m) warstwie mułowców, piaskowców i zlepieńców saksonu, pod którymi zalegają utwory dolnego czerwonego spągowca (Kiersnowski i in., ten tom). Wynika z tego, że omawiany obszar był przed cechsztynem wystawiony na długotrwałe działanie procesów erozyjnych, powodujących lukę stratygraficzną osiagającą minimum 7 mln lat.

Otwór Nowa Rola P 9 jest usytuowany w płytszej części polskiego basenu cechsztyńskiego, na jego południowo-zachodnim skłonie. Obrazowanie basenu od południa stanowił masyw internidów waryscyjskich zbudowany z utworów dolnego permu, karbonu i starszych, tworzący obszar lądowy o urozmaiconym reliefie odziedziczonym po schyłkowym czerwonym spągowcu, który formował się w warunkach klimatu pustynnego, gorącego i suchego z okresowymi gwałtownymi opadami deszczu. W takich warunkach relief powaryscyjski ulegał szybkiej degradacji, elementy wypiętrzone były niszczone w procesach erozji. Bezpośrednio przed transgresją morza cechsztyńskiego relief tego obszaru był już w znacznym stopniu wyrównany, jednak z zachowanymi strefami obniżen i wypiętrzeń.

Osady cechsztynu utworzyły się w trzech cyklocie PZ1, PZ2, PZ3 i niekompletnym cyklocie terygeniczo-ewaporatowym PZ4, zbudowanym

z najstarszego subcyklotemu PZ4a i stropowej serii terygenicnej (PZt). W trakcie sedymentacji tych osadów zmieniały się zasięgi morza cechsztyńskiego, jego batymetria, a także warunki klimatyczne.

Cyklotem PZ1

Z początkiem cechsztynu nastąpiła transgresja morza cechsztyńskiego na częściowo spenepienizowane utwory czerwonego spągowca. W rejonie otworu wiertniczego Nowa Rola P 9 morze cechsztyńskie transgredowało na osady lądowe górnego czerwonego spągowca, złożone z naprzemianległych warstw piaskowców, mułowców i zlepieńców z konglomeratami typu pedogenicznego (Kiersnowski i in., ten tom). Szybka transgresja morska rozmyła górną część tych osadów i utworzyła z nich warstwę osadów transgresywnych (4,3 metra miąższości). Osady te są dość intensywnie zbioturbowane i powstały w środowisku płytkiej równi litoralnej w warunkach szybkiej transgresji (Kiersnowski i in., ten tom). W stropowym odcinku o miąższości 28 cm, bezpośrednio pod łupkiem miedzionośnym, występują bardzo drobnoziarniste piaskowce z obfitym spoiwem wapnistym, licznymi nagromadzeniami siarczaków Pb i Zn oraz laminami czarnej substancji organicznej (Gospodarczyk i in., 1979). Utwory te powstały w płytkim, lecz pogłębiającym się morzu, w warunkach niskiej aktywności hydrodynamicznej (Kiersnowski i in., ten tom; Oszczepalski, Chmielewski, *Charakterystyka litologiczna i mikrofacjalna oraz środowisko sedymentacji utworów białego spągowca, łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego*, ten tom). Granica z wyżej leżącymi łupkami ilasto-organicznymi zaliczanymi do poziomu łupku miedzionośnego (T1), jest ostra, co oznacza, że nastąpiła szybka zmiana reżimu sedymentacyjnego do spokojnego, stagnującego środowiska. W takim środowisku, w dojrzałym stadium transgresji, tworzyły się osady łupku miedzionośnego, głównie iłolupki, o falistej i płaskiej laminacji równoległej, reprezentujące spokojne warunki sedymentacji, w środowisku reducyjnym (Oszczepalski, Chmielewski, *Charakterystyka litologiczna i mikrofacjalna oraz środowisko sedymentacji utworów białego spągowca, łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego*, ten tom). Górna część łupku o miąższości 16 cm reprezentowana jest przez margle łupkowate, laminowane faliście i soczewkowo z nielicznymi fragmentami muszli oraz kryptobioturbacjami, świadczące o zmianie warunków sedymentacji na środowisko suboksydacyjne. Miąższość łupku miedzionośnego wynosi 0,5 m z uwzględnieniem obserwacji mikroskopowych (0,45 m wg dokumentacji otworowej, 0,4 m wg karotażu). Jest to miąższość typowa dla głębszej części szelfu w zbiorniku sedymentacyjnym łupku miedzionośnego (Oszczepalski, Rydzewski, 1987; Oszczepalski, 1988). Granica z wyżej leżącymi wakstonami wapienia cechsztyńskiego (Ca1) jest wyraźna.

Ponad łupkiem miedzionośnym występuje sekwencja skał węglanowych o miąższości 13,17 m, tworzących poziom wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Wapień cechsztyński jest wyraźnie dwudzielny (Oszczepalski, Chmielewski, ten tom). Dolna część profilu o miąższości 2,56 m zbudowana jest z ciemnoszarych wapieni marglistych tworzących kompleks naprzemianległych madstonów i wakstonów bioklastycznych, zawierających nieliczne bioklasty otwornic jednoseryjnych i spiralnych. Rza-

dziej spotyka się małżoraczki i fragmenty muszli. Miejscami widoczna jest nieciągła laminacja pozioma i smugi ciemnoszarego materiału ilastego o nieostrych konturach, świadczące o spokojnych warunkach sedymentacji, ale o wyższej hydrodynamiczności wód niż w łupku miedzionośnym. W górnej części profilu wapienia cechsztyńskiego o miąższości 10,61 m, występują jasnoszare wapienie dolomityczne, zawierające fragmenty muszli małżów i ramienionogów oraz szkarłupni, a także otwornic. Kolejno od dołu ku górze profilu występują sparyty poonkolitowe, madstony i pakstony onkolitowe. Onkoidy mają rozmiary od 0,5 do 2,0 mm, a dolna część tego kompleksu jest silnie zrekrystalizowana. Na pograniczu z anhydrytem występują zapiaszczone margle z widoczną nieregularną biolaminacją. W tym profilu wapienia cechsztyńskiego nie stwierdzono obecności poziomu stromatolitowego, powszechnej litofacji basenowej w przeważającej części profiliów Ca1 na pograniczu z ewaporatami (por. Peryt, 1978a; Wagner, 1994).

Osady wapienia cechsztyńskiego tworzyły się w środowisku o niskiej energii hydrodynamicznej. Miąższość tych utworów przekracza zdecydowanie średnie wartości dla tego kompleksu w strefie basenowej wapienia cechsztyńskiego. Obecność przewarstwień pakstonów onkolitowych, zapiaszczonych wakstonów bioklastycznych i madstonów, a także dominacja drobnych onkolitów pozwala sądzić, że wykształcenie wapienia cechsztyńskiego w tym otworze jest wynikiem sumarycznego wpływu rozmywania pobliskich płycizn istniejących w rejonie wyniesienia szprotawskiego, jak i prądów niosących ziarnisty materiał z rejonu przybrzeżnej platformy węglanowej (Oszczepalski, Chmielewski, *Charakterystyka litologiczna i mikrofacjalna oraz środowisko sedymentacji utworów białego spągowca, łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego*, ten tom). Powszechne spłylenie wód w czasie sedymentacji górnego kompleksu Ca1 jest typowe dla całego basenu sedymentacyjnego (Peryt, 1978a, 1984; Wagner, 1994, Wagner, Peryt, 1998). Z końcem sedymentacji wapienia cechsztyńskiego doszło do wykształcenia cienkiej warstwy biolaminatów w zapiaszczonych marglach. Reasumując można wnioskować, że osady Ca1 utworzyły się w dystalnej części łagodnego stoku platformy węglanowej.

Utwory najstarszego cechsztynu w omawianym profilu stanowią przykład cyklu transgresywno-regresywnego, począwszy od transgresywnych piaskowców reprezentujących środowiska o podwyższonej aktywności hydrodynamicznej, poprzez szybkie przejście do środowiska o niskiej energii wód przydennych (łupki miedzionośne), a następnie ze stopniowym wzrostem energii hydrodynamicznej w trakcie sedymentacji kompleksu mikrytowego Ca1, aż do spłylenia basenu u schyłku sedymentacji wapienia cechsztyńskiego, udokumentowanego obecnością onkolitów i biolaminatów w ich stropie. To spłylenie kontynuowało się w najniższych warstwach ewaporatów cyklotemu PZ1, czyli w anhydrycie dolnym (A1d), utworzonym w wyniku bardzo silnego wzrostu zasolenia wód morza cechsztyńskiego.

Poziomy anhydryt w omawianym profilu zostały opracowane sedymentologicznie przez Kasprzyk (Peryt i Kasprzyk, 1992). Według tej autorki, na najniższą część anhydrytu dolnego (A1d), na głębokości 1360,0–1373,21 m o miąższości ok. 13 m składają się płytkowodne anhydryty o strukturze gruzłowo-mozaikowej. Budujące masę anhydrytu

ową nieregularne, konkretyjne gruzły anhydrytowe spójone szarym dolomitem, są charakterystyczne dla środowiska sebk przybrzeżnej. Najprawdopodobniej powstały w środowisku płytkim, subakwalnym. Wyżej zalegające anhydryty masywne i mozaikowe o miąższości 42 m (na głębokości 1318,0–1373,21 m) są charakterystyczne dla platformy siarczanowej. Ponad nimi, do stropu A1d (1286,4 m) utworzyły się anhydryty masywne, mozaikowe, miejscami gruzłowe. Według Peryta i Kasprzyk (1992) – „utwory te wykazują uziarnienie frakcjonalne, konwolucje, ścięcia erozyjne – charakterystyczne cechy osadu redeponowanego na skłonie platformy”.

W wyniku silniejszej subsydencji, wzrostu zasolenia wód i prawdopodobnie stratyfikacji gęstościowej rozpoczęła się depozycja najstarszej soli kamiennej (Na1) o miąższości 100,9 m (typowa dla marginalnej części lokalnej panwi solnej).

Nawrót sedimentacji siarczanów należących do anhydrytu górnego (A1g) przerwał proces depozycji halitów. Sedimentacja soli kamiennych spowodowała zapewne efekt obniżenia salinarnego wód w basenie ewaporacyjnym skutkującego powrotem do sedimentacji anhydrytów w płytszym środowisku. Dolna część A1g zbudowana głównie z anhydrytów masywnych rzadko i nieregularnie warstwowanych (w najwyższej części mozaikowych) o miąższości 25,0 m powstała zapewne w wyniku stratyfikacji gęstościowej wód i odpowiada wiekowo najstarszej soli kamiennej w centralnej części lokalnej panwi solnej rejonu otworu Brzozów 1, w której miąższość soli wynosi 351,5 m. Wyższa część A1g, rozpoczyna się od głębokości 1165,0 m poziomem brekcji anhydrytowej o miąższości 8,0 m. Brekcja ta najprawdopodobniej odpowiada regionalnemu poziomowi brekcji anhydrytowej (BrA1), rozprzestrzenionej w szeroko pojętej strefie brzeżnej basenu ewaporatowego cyklotemu PZ1. Brekcja BrA1 w tej strefie występuje na kontakcie A1g/Na1, natomiast w kierunku głębszej części basenu przemieszcza się w środkową część A1g (Wagner, 1994). Brekcja ta powstała w wyniku ingresji świeżych wód oceanicznych do cechsztyńskiego basenu ewaporacyjnego (Wagner, 1994, Wagner, Peryt, 1998) i ma duże znaczenie korelacyjne. Powyżej tej brekcji A1g zbudowany jest z masywnych anhydrytów aż do granicy z dolomitem głównym (Ca2). Występujące tu struktury mozaikowe i nieregularne, rzadkie laminy dolomitowe powstawały w środowisku płytkowodnym.

Reasumując, utwory cyklotemu PZ1 utworzyły się zapewne na płaskim obniżeniu strukturalnym z okresu górnego czerwonego spągowca przylegającego do wyniesienia szprotawskiego, przyczyniając się do częściowego wyrównania paleoreliefu. Początkowo w czasie transgresji osady cyklotemu PZ1 tworzyły się w środowisku skrajnie płytkowodnym, zmieniającym się w relatywnie głębokowodne w czasie sedimentacji łupku miedzionośnego, a następnie ponownie w płytkowodne na pograniczu wapienia cechsztyńskiego i anhydrytu dolnego. W czasie sedimentacji A1d stopniowo rosła głębokość basenu i być może w tym czasie sedimentacja nie nadążała za subsydencją, co spowodowało powstanie obniżenia, w którym utworzyła się lokalna panew solna. Omawiany profil ewaporatów utworzył się na łagodnym stoku tej panwi. Ingresja świeżych wód morskich skutkowała powstaniem brekcji anhydrytowej BrA1, a później depozycja anhydrytu górnego przebiegała już w warunkach płytkowodnych.

Cyklotem PZ2

Postępująca ingresja świeżych wód morskich doprowadziła do przerwania sedimentacji ewaporatów cyklotemu PZ1 i spowodowała nawrót sedimentacji węglanowej (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1998). Ingresja postępowała powoli, powodując stopniowy wzrost poziomu morza i spadek stężenia soli w wodach basenu cechsztyńskiego. Z tego powodu na granicy A1g/Ca2 obserwuje się kontakty przejściowe w strefie basenowej, natomiast ostre na stoku platformy węglanowej, a często również na samej platformie. W tym profilu niestety nie zachował się kontakt Ca2/A1g na skutek ubytku rdzenia.

Zasięg basenu dolomitu głównego był znacznie mniejszy niż cyklotemu PZ1 (o 15 do 30 km) (Dadlez i in., 1998). Łąd otaczający basen dolomitu głównego od południa był już w znacznym stopniu spenepienizowany. Klimat w tym czasie był ekstremalnie suchy, a szata roślinna bardzo uboga (Wagner, 1994). Sedimentacja osadów dolomitu głównego miała ogólnie charakter transgresywno-regresywny, ale w poszczególnych częściach basenu model ten ulegał istotnym zmianom. Paleogeografia dolomitu głównego była ściśle powiązana z rozwojem anhydrytu górnego (A1g) cyklotemu PZ1. Rozwój platformy anhydrytowej A1g decydował o szerokości i pochyleniu stoków platformy węglanowej dolomitu głównego. Na omawianym obszarze perykliny Żar utworzyła się w tym okresie rozległa platforma węglanowa – platforma słaska (Depowski i in., 1978; Wagner, 1994, Dadlez i in., 1998; Dyjaczynski i in., 2000; Wagner, Papiernik, 2000; Wagner i in., 2000; Wagner, 2012), charakteryzująca się dość urozmaiconym, ale łagodnym reliefem dna basenu (fig. 10). Na podstawie badań sedimentologicznych rdzeni wiertniczych opracowano model depozycji osadów dolomitu głównego (Jaworowski, Mikołajewski, 2007). Ilustruje on relacje przestrzenne środowisk depozycyjnych w czasie maksymalnego rozwoju sedimentacji podczas wysokiego stanu poziomu morza. Fragment przestrzennego układu tych systemów depozycyjnych wraz z ich zróżnicowaniem oraz paleomiąższością przedstawiono na mapie paleogeograficznej dolomitu głównego w rejonie Nowej Roli (fig. 10). Dolomit główny w tym rejonie utworzył się na obszarze równi platformowej w pobliżu niskoenergetycznej hydrodynamicznie równi rozciągającej się na zachód od analizowanego profilu.

Wykształcenie osadów dolomitu głównego zostało opracowane na podstawie informacji znajdujących się w rozdziale Jasionowskiego i Raczyńskiego (ten tom). Wynika z nich, że najstarsze, transgresywne osady dolomitu głównego występują w interwale 1138,5–1130,6 m. Utwory te są reprezentowane przez dolomity barwy beżowej o miąższości 7,9 m. Przeważają w nich struktury gruzłowe o cechach spływów grawitacyjnych i brekcjach osuwiskowych słabo zdiagnozowanego osadu. Notowane są liczne kontakty erozyjne i upady do 30°. Występują również przewarstwienia dolomitu z laminacją falistą, interpretowane jako maty mikrobialne. Osady kompleksu osuwiskowo-mikrobialnego utworzyły się w środowisku płytkowodnym, na łagodnym stoku strukturalnym.

Wyżej w profilu Ca2 występuje kompleks madstonów (1130,6–1123,0 m), składający się z dolomadstonów (rzadziej wakstonów) barwy ciemnoszarej, marglistych, laminowanych regularnie, lekko faliście, z przewarstwieniami dolomitu ma-

sywnego. Laminy bywają miejscami poprzerywane, nasunięte na siebie, z ostrymi granicami między poszczególnymi zespołami lamin. Obserwowane są niewielkie struktury po spływaniu grawitacyjnym niezdiagnozowanego osadu. Miejscami zauważono drobne małże. Osady tego kompleksu tworzyły się w środowisku o niskiej aktywności hydrodynamicznej na stoku głębszej części basenu i można je interpretować, jako sekwencję maksimum transgresji (Wagner, Peryt, 1998).

Jeszcze wyżej w profilu od 1123,0 do 1107,3 m (o miąższości 15,7 m) występują dolomity barwy ciemnobezowej, przechodzące ku górze w beżowe utwory laminowane i warstwowe nieregularnie ciemniejszym dolomitem marglistym. Przeważa warstwowanie smużyste ze śladami rozmyć, rzadziej soczewkowe. Widoczne są zaburzenia pogrążowe, a sporadycznie są obecne drobne małże. Miejscami występuje drobna laminacja przekątna, np. na głębokości 1116,9–1112,3 m oraz ślady rozmyć. Sporadycznie (1110,3–1111,6 m) widoczne są drobne intraklasty węglanowe o średnicy do 5 mm. Kompleks ten zbudowany z drobnych piasków i mułów węglanowych tworzył się w środowisku spływającym się stopniowo ku górze, w warunkach działalności słabych prądów przydennych, prawdopodobnie na łagodnym stoku strukturalnym o malejącej amplitudzie.

Kolejny kompleks, o miąższości 3,8 m (1107,3–1103,5 m), to jasnobieżowe dolomity onkolitowe o niewyraźnej laminacji przekątnej małej skali. Obserwowane formy onkoidowe są niewielkich rozmiarów, rzędu 5 mm średnicy, dość dobrze wysortowane (Jasionowski, Raczyński, ten tom). Osady te utworzyły się w środowisku płytkowodnym o wysokiej aktywności hydrodynamicznej.

Powyżej kompleksu onkolitowego występują dolomity jasnobieżowe (rdzeniowane tylko na odcinku 1103,5–1100,5 m). Wyższa część kompleksu jest nierdzeniowana, podobnie jak górna granica dolomitu głównego na głęb. 1092,8 m. Rdzeniowany odcinek o miąższości 3 m nie zawiera onkoidów. Były to prawdopodobnie drobnoziarniste piaski węglanowe warstwowe głównie smużyste z przewarstwieniami zespołów o warstwowaniu skośnym i przekątnym małej skali oraz z nieregularną laminacją horyzontalną. Widoczne są ciemniejsze laminy bardziej margliste. Po epizodzie spływania i sedymentacji w warunkach wysokiej energii nastąpił powrót do spokojnego środowiska, interpretowanego jako środowisko lagunowe.

Podsumowując, środowisko sedymentacji dolomitu głównego było spokojne, głównie poniżej podstawy falowania z epizodem spływania w kompleksie onkolitowym, poddawane działalności słabych prądów przydennych. Sedymentacja piasków i mułów węglanowych przebiegała początkowo na łagodnym stoku obniżenia strukturalnego platformy węglanowej na zachód od omawianego profilu (fig. 10), wypełniając je stopniowo osadami aż do kompleksu onkolitowego, po czym nastąpiło ponowne obniżenie aktywności środowiska sedymentacji, prawdopodobnie już w warunkach lagunowych.

W miarę postępującego wzrostu zasolenia wód w basenie, osady węglanowe dolomitu głównego zostały przykryte przez utwory siarczanowe anhydrytu podstawowego (A2) (brak rdzeniowania na granicy Ca2/A2). Anhydryt podstawowy (A2) cechuje relatywnie niewielka miąższość (7,1 m) oraz płytkowodny zestaw struktur sedymentacyjnych (Peryt, Kasprzyk, 1992). Występowanie licznych przewarstwień biolaminatów

węglanowych, a nawet warstw węglanowych z muszlami małży lub ramienionogów (1080,2–1082,1 m wg rdzenia) świadczy o płytkowodnym środowisku sedymentacji w warunkach lagunowych i stopniowym przechodzeniu ku południowi w utwory sebkki siarczanowo-węglanowej (Wagner, 1994, 2012). Osady starszej soli kamiennej (Na2), o miąższości 30,8 m przykryte zostały solami potasowymi (K2) o miąższości 12,0 m. Sole potasowe tworzyły się w skrajnie płytkowodnych salinach (Czapowski, ten tom). Sedymentację ewaporatów cyklotemu PZ2 kończą utwory starszych soli kamiennych kryjących (Na2r) o miąższości 6,5 m oraz anhydrytu kryjącego (A2r) o miąższości 1,5 m. Osady te tworzyły się również w środowiskach skrajnie płytkowodnych, a ich zasięgi pokrywają się ze starszą solą kamienną.

Cyklotem PZ2 w omawianym profilu osiąga miąższość 108,5 m. Początkowo, w trakcie depozycji dolomitu głównego, sedymentacja przebiegała w płytkim basenie na łagodnym stoku obniżenia strukturalnego platformy węglanowej, w warunkach transgresyjnych, jako kontynuacja ingresji zapoczątkowanej w poziomie brekcji anhydrytowej BrA1 w obrębie A1g. W następnym etapie nastąpiło pogłębienie basenu – zapanowała spokojna sedymentacja na stoku obniżenia o malejącej amplitudzie jego nachylenia. W kolejnym etapie postępowało wypełnianie osadami tegoż obniżenia z jednoczesnym jego spływaniem, aż do zapanowania warunków płytkowodnych typu mielizny oolitowej. W kolejnym etapie miała miejsce spokojna sedymentacja osadów w warunkach lagunowych wypełniających obniżenia równi platformowej. W fazie ewaporatowej sedymentacji cyklu PZ2 ustaliły się warunki płytkowodne. W końcowym etapie rozwoju basenu cyklotemu PZ2 zapanowały warunki skrajnie płytkowodne. Z powodu skrajnie suchego klimatu (Wagner, 1994), przybrzeżne części platform węglanowych zostały odsłonięte i nastąpiła ich słaba erozja. W południowej części basenu PZ2 zapanowały szeroko rozprzestrzenione warunki sebkki siarczanowo-węglanowej i siarczanowo-silikoklastycznej, przekraczającej zasięg dolomitu głównego.

Cyklotem PZ3

Nowa, silna transgresja morska zapoczątkowała sedymentację cyklotemu PZ3. Nastąpiło znaczne zwiększenie zasięgu morza w stosunku do cyklotemu PZ2, a także i PZ1, nie tylko na obszarze monokliny przedsudeckiej, ale prawie w całym basenie morza cechsztyńskiego, świadczące o jego przebudowie strukturalnej. Osady cyklotemów PZ1 i PZ2 wyrównały większość deniwelacji dna morskiego, czego rezultatem stał się regularny rozkład facji i miąższości w czasie depozycji cyklotemu PZ3. Morze transgredowało bardzo szybko na teren prawie całkowicie wyschniętego basenu o cechach depresji w końcowym etapie sedymentacji utworów cyklotemu PZ2.

Nowy cykl sedymentacyjny rozpoczął się serią osadów szarego iłu solnego (T3) i dolomitu płytowego (Ca3) o łącznej miąższości 2,0 m. Przy tak niewielkich miąższościach Ca3+T3 poziom Ca3 stanowi zwykle od 25 do 50% profilu. Niewielka miąższość sumaryczna tych poziomów w omawianym otwo-

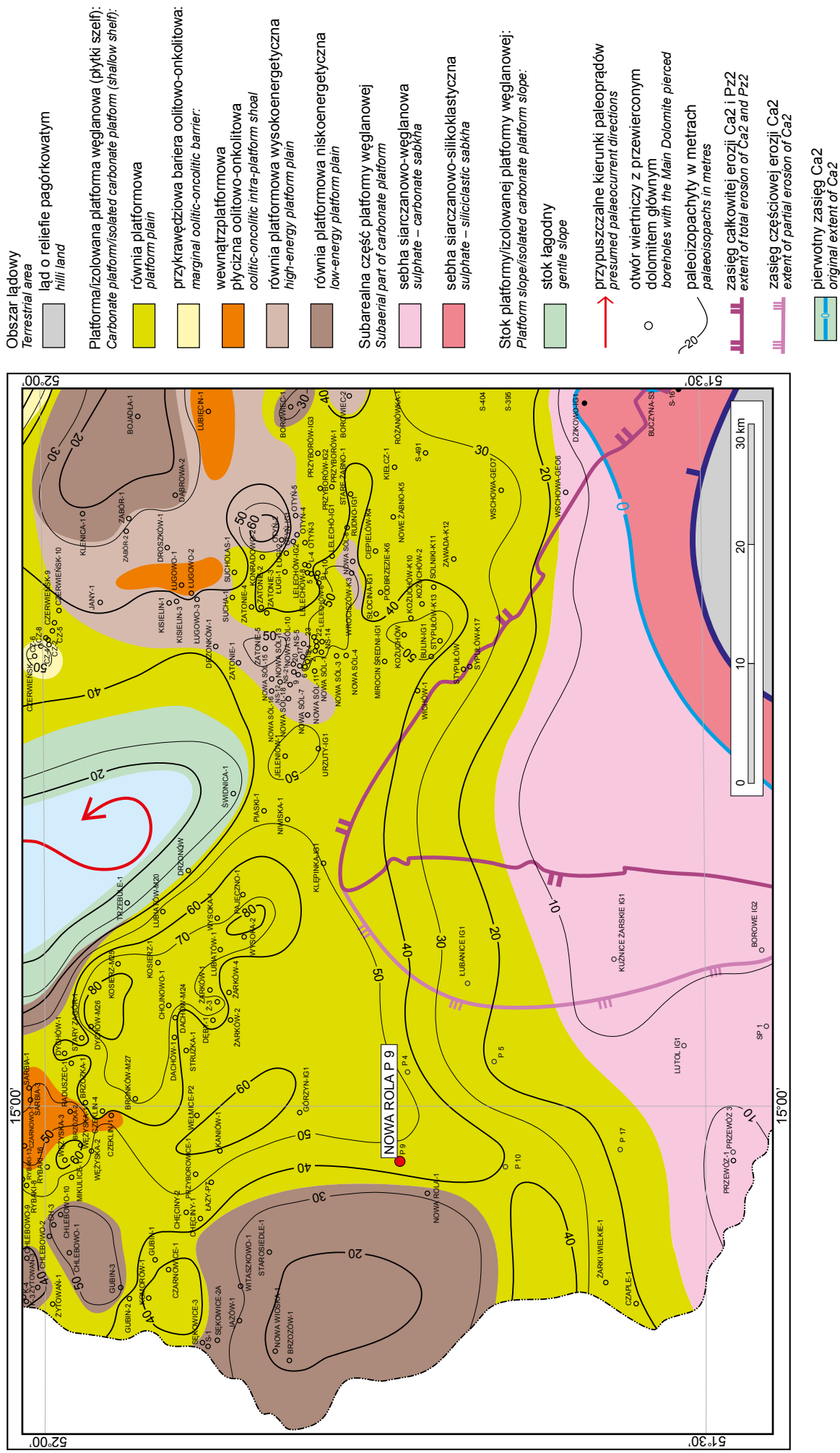


Fig. 10. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca2) w południowo-zachodniej Polsce (wg Wagnera, 2012)

Palaeogeographic map of the Main Dolomite (Ca2) in SW Poland (after Wagner, 2012)

rze jest charakterystyczna dla głębszego otwartego basenu. Ewaporatowy etap rozwoju cyklotemu PZ3 rozpoczyna sedimentacja anhydrytu głównego (A3), o miąższości 13 m, a kończy depozycja młodszej soli kamiennej (Na3) o miąższości 95,0 m.

Profil cyklotemu PZ3 wskazuje na pogłębienie basenu w stosunku do cyklotemu PZ2, począwszy od transgresywnych osadów T3, poprzez małej miąższości poziom A3, do Na3 o dużej miąższości.

Cyklotem PZ4

Rozpoczęcie nowego etapu sedimentacji cechsztynu wyznaczają zmiany klimatyczne (Wagner, Peryt, 1998). Rozpoczyna się sedimentacja cyklotemu terygeniczo-ewaporatowego PZ4, składającego się w tym profilu z subcyklotemu terygeniczo-ewaporatowego PZ4a i poziomu terygenicznego stropowej serii terygeniczej PZt o łącznej miąższości 36,05 m. Profil subcyklotemu PZ4a o miąższości 23,0 m cechuje przeciętna miąższość (13,0 m) skał terygeniczych czerwonego iłu solnego dolnego (T4a), obecność anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a) oraz mała miąższość najmłodszej soli kamiennej (Na4a). Profil cechsztynu kończy stropowa seria terygeniczna (PZt) o miąższości prawie 16 m. Utwory PZt złożone z czerwonej

barwy homogenicznych mułowców z licznymi małymi i dużymi kongrecjami anhydrytów oraz przewarstwieniem anhydrytu (893,40–893,80 m) powstały w charakterystycznym dla najwyższego cechsztynu środowisku *playa* (Pieńkowski, 1989, 1991, Wagner, 2007). Osady te znamionują zakończenie sedimentacji ewaporatów w rejonie perykliny Żar i przejście do sedimentacji terygeniczej, obrzeżającej basen centralny, w którym nadal trwała sedimentacja terygeniczo-ewaporatowa, lecz ewoluująca w kierunku ograniczenia wpływu morza i przechodzenia w środowisko jeziora solnego (Wagner, 1994). Granica stropowej serii terygeniczej i dolnego pstrego piaskowca zachowała się w rdzeniu na głębokości 881,35 m (Becker, ten tom), tym samym wyznaczając także granicę P/T w basenie polskim (Wagner, 1994; Pieńkowski, 1989, 1991). Jest to granica pomiędzy mułowcowymi osadami typu *playa*, charakterystycznego dla schyłkowego cechsztynu i środowiska wodnego z udziałem falowania (morskiego) z heterolitami piaszczysto-mułowcowymi, charakterystycznymi dla dolnego pstrego piaskowca. Z zachowanego materiału rdzeniowego wynika, że na niezdiagnozowane osady mułowców cechsztyńskich wkroczyły wody bardzo płytkiego zbiornika epikontynentalnego, w którym tworzyły się osady charakterystyczne dla środowisk przejściowych lądowo-morskich (Pieńkowski, 1991; Iwanow, Kiersnowski, 1998; Becker, 2005, 2014; Feldman-Olszewska, 2014; Szulc, 2019).

Marta KUBERSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH CZERWONEGO I BIAŁEGO SPĄGOWCA

Czerwony i biały spągowiec opisano na podstawie siedmiu próbek skalnych. 5 próbek pochodzi z interwału czerwonego spągowca o zakresie głębokości od 1408,1 do 1433,4 m, przy czym 4 próbki pochodzą z górnego autunu (w interwale od 1408,1 do 1433,4 m), a 1 próbka – saksonu (1402,5 m). Pozostałe 2 próbki z głębokości 1387,0 i 1387,2 m reprezentują biały spągowiec morski (Bs1).

Wykonane ze skał płytki cienkie zbadano w mikroskopie polaryzacyjnym, określając w nich typ litologiczny, nazwę mikrolitofacji, rozmiar ziarn kwarcu. W próbkach wykonano także szacunkową analizę planimetryczną. W nazewnictwie zastosowano zmodyfikowaną nomenklaturę zalecaną przez Pettijohna i innych (1972).

CZERWONY SPĄGOWIEC

Próbka z głęb. 1433,4 m

Ilowiec mułowcowy, miejscami przechodzący w mułowiec ilasty. Skała barwy czerwono-brunatnej, o bezładnej teksturze, strukturze pelitowo-aleurytowej, z przejściem do aleurytowo-pelitowej. Frakcja aleurytowa reprezentowana jest przez mułek kwarcowy półobtoczony lub nieobtoczony, drobne tabliczki skaleni potasowych oraz blaszki łyszczyków (głównie muskowitu). Masę wypełniającą stanowi substancja ilasto-

-żelazista. Miejscami wodorotlenki i tlenki żelaza tworzą nieregularne smużyste skupienia. Charakterystyczne są soczewkowe, jasnoszare formy wypełnione drobnokrystalicznym kalcytem, prawdopodobnie cementacje o charakterze pedogenicznym (Kiersnowski i in., ten tom).

Próbka z głęb. 1429,1 m

Jest to mułowiec ilasty, miejscami ilowiec mułowcowy. Skała barwy czerwono-brunatnej, o bezładnej teksturze, strukturze aleurytowo-pelitowej (fig. 11A). Skała jest bardzo podobna do opisanej z głębokości 1433,4 m. Różnica polega jedynie na nieco większej zawartości mułku oraz braku soczewkowych skupień kalcytu. Frakcja aleurytowa reprezentowana jest przez mułek kwarcowy, tabliczki skaleni potasowych oraz blaszki łyszczyków (głównie muskowitu). Masę wypełniającą stanowi substancja ilasto-żelazista.

Próbka z głęb. 1412,0 m

Piaskowiec średnioziarnisty, o składzie waki sublitycznej. Skała wykazuje strukturę psamitową, teksturę nieuporządkowaną. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego o przeciętnej średnicy ok. 0,25 mm. Ziarna kwarcu są przeważnie izometryczne, nieobtoczone, rzadziej półobtoczone. Ponadto odnotowano ziarna skaleni potasowych, miejscami przeobrażonych i czę-

ściowo rozpuszczonych. Wśród litoklastów wyróżniono fragmenty mułowców, skał krzemionkowych, skał wylewnych (okruchy zdewitryfikowanego szkliwa) oraz fragmenty skał metamorficznych. Zwraca uwagę obecność okruchów przypominających fyllity, opisywanych wcześniej w piaskowcach czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Łągiewniki 8 (Maliszewska i in., 2016). Poza wymienionymi składnikami detrytycznymi występują liczne blaszki biotytu, częściowo schlorityzowane, miejscami powyginane, co jest widocznym efektem działającej kompaktacji mechanicznej. Spoiwo piaskowca stanowi ilasto-żelazista matriks. Miejscami wodorotlenki i tlenki żelaza tworzą niewielkie skupienia. W piaskowcu widoczne są efekty silnie działających procesów rozpuszczania i przeobrażania diagenetycznego.

Próbka z głęb. 1408,1 m

Jest to piaskowiec zlepieńcowaty o składzie arenitu sublitycznego (litycznego). Piaskowiec ma barwę szaroróżową, wykazuje strukturę psamitowo-psefitową, teksturę bezładną. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są ziarna słabo obtoczonego kwarcu mono- i polikrystalicznego. Poza tym występują ziarna skaleni, przeważnie potasowych. Znotowano fragmenty tabliczek mikroklinu, a także fragmenty o charakterystycznych pertytowych przerostach. Być może są to fragmenty pochodzące z litoklastów granitoidowych. Wśród litoklastów wyróżniono przede wszystkim okruchy skał osadowych, głównie wapieni mikrosparytowych i mikrytowych. Odnotowano także blaszki biotytu, miejscami schlorityzowane (fig. 11B). Materiał detrytyczny scementowany jest spoiwem węglanowym. Z bardzo silnie zaznaczoną cementacją węglanami jest związane zastępowanie diagenetyczne ziarn kwarcu i skaleni przez kalcyt. Zauważono także liczne ślady rozpuszczania, głównie ziarn skaleni.

Próbka z głęb. 1402,5 m

Iłowiec mułowcowy barwy brunatnej przechodzący w wapień szarozielonkawy lub brunatnoszary. Iłowiec wykazuje teksturę bezładną, strukturę pelitowo-aleurytową. Frakcja mułkowa reprezentowana jest przez kwarc, nieliczne skalenie potasowe oraz blaszki łyszczyków. Masę wypełniającą sta-

nowi substancja ilasto-żelazista. Wapień jest miokrosparytem, miejscami z domieszką rozproszonych wodorotlenków żelaza, co nadaje mu brunatną barwę.

BIAŁY SPĄGOWIEC

Próbka z głęb. 1387,2 m

Jest to piaskowiec średnioziarnisty, barwy szarej, o składzie arenitu subarkozowego na pograniczu z sublitycznym. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są ziarna kwarcu o średnicy ok. 0,25 mm. Są to ziarna monokrystaliczne, rzadziej polikrystaliczne, półobtoczone i nieobtoczone. Poza tym występują liczne skalenie potasowe, a podrzędnie plagioklasy z widocznymi śladami przeobrażenia i rozpuszczenia diagenetycznego. Wśród litoklastów wyróżniono fragmenty szarych iłowców i mułowców, fragmenty skał magmowych, najprawdopodobniej o składzie diorytu (fig. 11C) oraz monokwarcowe fragmenty skał krystalicznych. Spoiwo piaskowca jest węglanowe, mikrosparytowe. Miejscami widoczne są niewielkie tabliczki anhydrytu. W odróżnieniu od piaskowców czerwonego spągowca, brak tu wodorotlenków żelaza.

Próbka z głęb. 1387,0 m

Jest to piaskowiec drobnoziarnisty na pograniczu ze średnioziarnistym, barwy szarej, o składzie arenitu sublitycznego (subarkozowego). Głównym składnikiem materiału detrytycznego są ziarna kwarcu o średnicy ok. 0,24–0,25 mm. Są to ziarna monokrystaliczne, rzadziej polikrystaliczne, półobtoczone i nieobtoczone. Poza tym liczne są skalenie potasowe, natomiast plagioklasy ze śladami przeobrażenia i rozpuszczania diagenetycznego stanowią składnik podrzędny (fig. 11D). Wśród litoklastów wyróżniono fragmenty szarych iłowców i mułowców, bardzo drobnoziarnistych piaskowców, fragmenty skał wulkanicznych, monokwarcowe fragmenty skał krystalicznych, fragmenty łupków kwarcowo-łyszczykowych oraz okruchy kwarcowo-skalenio-owe o strukturze pismowej, pochodzące zapewne z erozji granitoidów. Spoiwo piaskowca jest węglanowe, drobnosparytowe. Miejscami notowane są skupienia anhydrytu (fig. 11D) i siarczków metali.

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I MIKROFACJALNA ORAZ ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI UTWORÓW BIAŁEGO SPĄGOWCA, ŁUPKU MIEDZIONOŚNEGO I WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO

WSTĘP

Podstawę przedstawionej charakterystyki litologicznej i mikrofacjalnej stanowiły obserwacje makroskopowe (Gospodarczyk i in., 1979) oraz badania petrograficzne płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i preparatów polerowanych w świetle odbitym. Badaniom mikrofacjalnym poddano utwory cechsztyńskiej serii miedzionośnej, składającej się z następujących poziomów litologicznych: białego spągowca (Bs), łupku miedzionośnego (T1) i wapienia cechsz-

tyńskiego (Ca1). Zbadano 4 reprezentatywne płytki cienkie z łupku miedzionośnego oraz 14 płytek z wapienia cechsztyńskiego, a także dokonano obserwacji makro- i mikroskopowych preparatów polerowanych obejmujących wymienione poziomy litologiczne. W opisie skał białego spągowca uwzględniono obserwacje makroskopowe (Kiersnowski i in., ten tom) i wyniki badań petrograficznych (Kuberska, ten tom), a w analizie mikrofacjalnej łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego korzystano z prac publikowanych (Kossowska, 1981; Oszczepalski, Rydzewski, 1987, 1995; Oszczepalski, 1988) i opracowań archiwal-

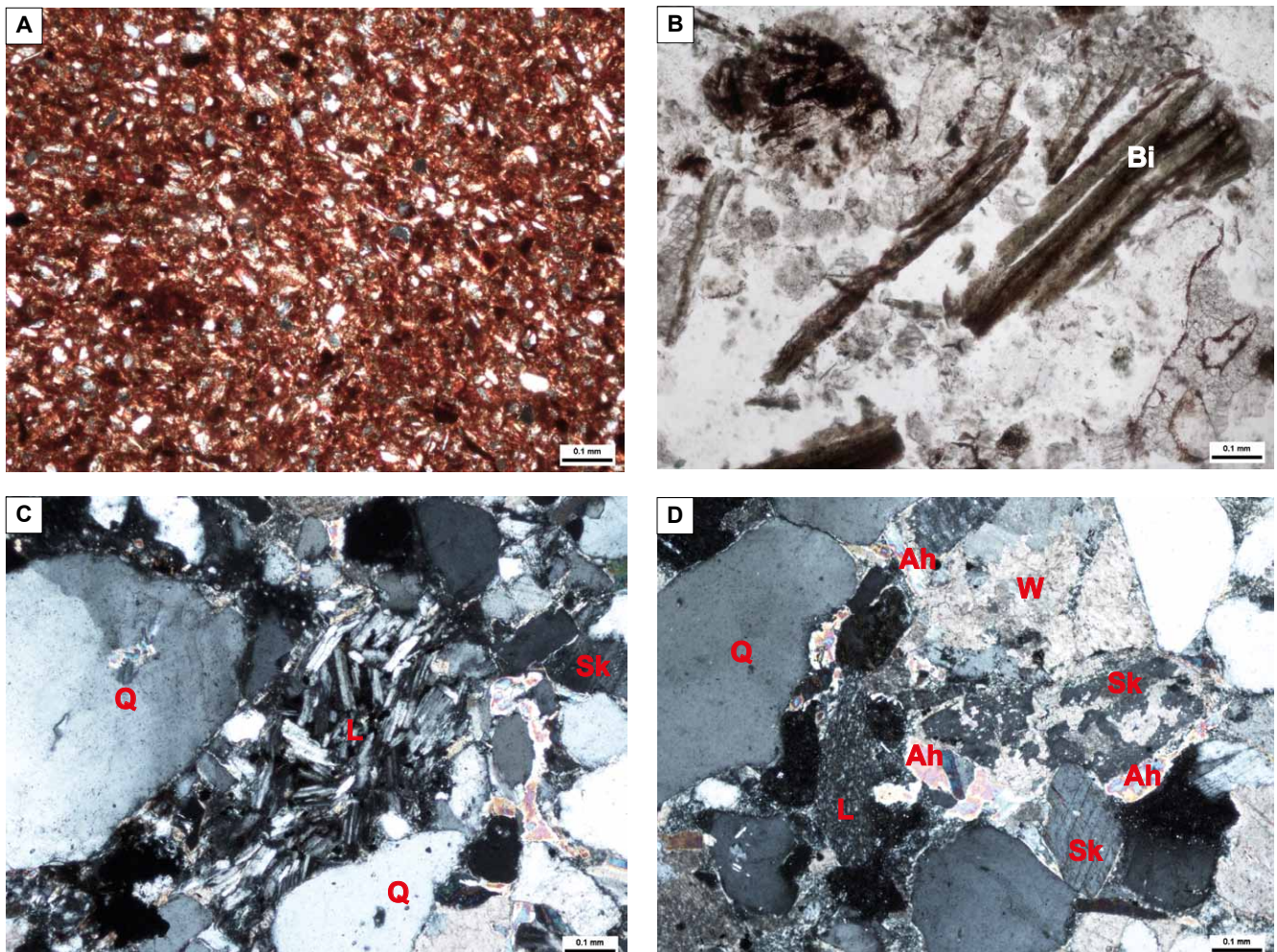


Fig. 11. Mikrofotografie utworów czerwonego i białego spągowca

A. Mułowiec ilasty, żelazisty; ziarna detrytyczne kwarcu i skaleni tkwią w brunatnej masie ilasto-żelazistej; czerwony spągowiec, głęb. 1429,1 m; nikole skrzyżowane; **B.** Piaskowiec zlepieńcowaty; widoczne częściowo schlorityzowane blaszki biotytu (Bi); czerwony spągowiec, głęb. 1408,1 m; nikole skrzyżowane; **C.** Arenit subarkozowy/sublityczny, składający się z ziaren kwarcu (Q), skaleni (Sk) oraz okruszków skały magmowej (L) najprawdopodobniej o składzie diorytu; biały spągowiec, głęb. 1387,2 m; nikole skrzyżowane; **D.** Arenit sublityczny/subarkozowy o spoiwie węglanowym (W) i anhydrytowym (Ah), złożony z ziaren kwarcu (Q), silnie rozpuszczonych skaleni (Sk) oraz litoklastów (L); biały spągowiec, głęb. 1387,0 m; nikole skrzyżowane

Photomicrographs of the Rotliegend and Weisslied rocks

A. Clay ferruginous siltstone; grains of detritic quartz and feldspars dispersed in the clay ferrougious matrix; Rotliegend, depth 1429.1 m; crossed nicols; **B.** Conglomeratic sandstone; partly chloritized biotite flakes (Bi) are visible; Rotliegend, depth 1408.1 m; crossed nicols; **C.** Subarkosic/sublithic arenite composed of grains of quartz (Q), feldspars (Sk) and fragments of magmatic rock (L), probably of dioritic composition; Weisslied, depth 1387.2 m; crossed nicols; **D.** Sublithic/subarkosic arenite cemented with carbonate (W) and anhydrite (Ah) and composed of grains of quartz (Q), strongly dissolved feldspars (Sk) and lithoclasts (L); Weisslied, depth 1387.0 m; crossed nicols

nych (Rydzewski, Oszczepalski, 1979; Oszczepalski, Rydzewski, 1993a). Wykorzystano także wskaźniki geochemii i petrologii organicznej (Calikowski, Rzepkowska, 1995; Swadowska, 1985; Bechtel i in., 2000; Speczik i in., 2003a; Oszczepalski, ten tom).

Przestrzenne rozkłady systemów depozycyjnych łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego na peryklinie Żar, wstępnie przedstawione na mapach litofacjalno-paleogeograficznych (Peryt i in., 1978a, b; Oszczepalski, Rydzewski, 1987; Oszczepalski, 1988, 1989), zostały znacząco uzupełnione dzięki zbadaniu nowych profili, w tym profilu Nowa Rola P 9

(Oszczepalski, Rydzewski, 1993a). Mikrolitofacje łupku miedzionośnego wydzielono zgodnie z terminologią dotyczącą drobnoziarnistych skał terygeniczych (*shale* sensu Potter i in., 1980; *mudrocks* sensu Lundegard, Samuels, 1980), w spolszczonej pisowni zgodnie z popozycją Jaworowskiego (1987) i Oszczepalskiego (1988). Odmiany mikrofacjalne skał węglanowych sklasyfikowano według Dunhama (1962) z zastosowaniem polskiego nazewnictwa (Jaworowski, 1987).

Charakterystyka mikrofacjalna wapienia cechsztyńskiego w profilu Nowej Roli P 9 nie jest kompletna, a granice mikro-

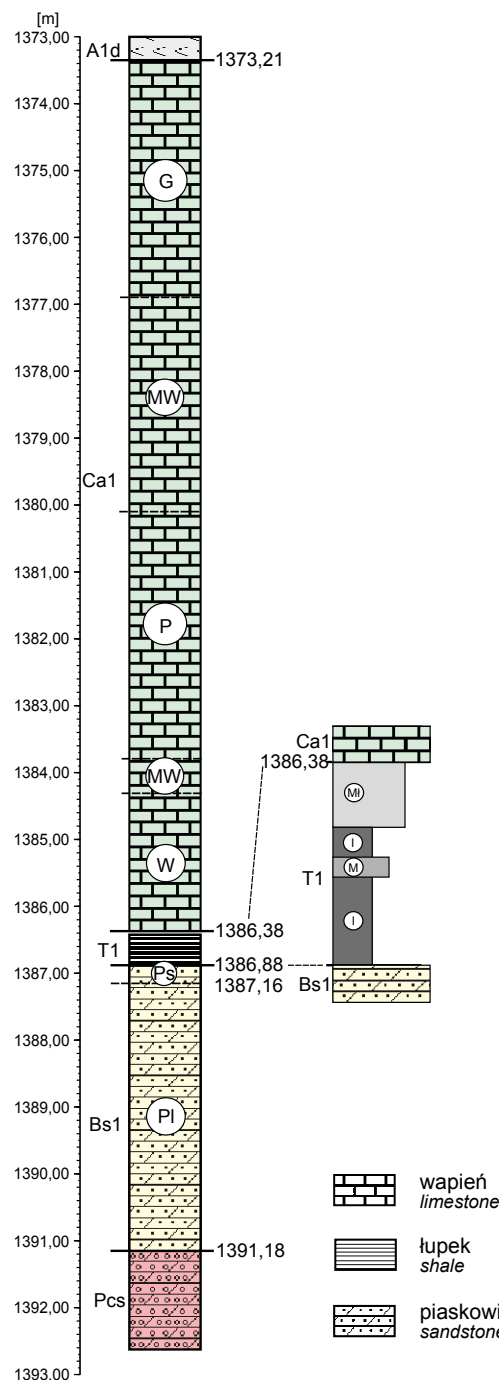


Fig. 12. Profil litologiczno-mikrofakcyjny cechsztyńskiej serii miedzionośnej

A1d – anhydryt dolny, Ca1 – wapień cechsztyński, T1 – łupek miedzionośny, Bsl – biały spągowiec, Pcs – czerwony spągowiec; G – greinston, P – pakston, W – wackston, M – madston, I – iłolupki, M – mułolupki, Ml – margiel łupkowaty, Ps – piaskowiec nieregularnie smugowany, Pl – piaskowiec poziomo laminowany

Lithological profile and microfacies sequence of the Zechstein copper-bearing series

A1d – Lower Anhydrite, Ca1 – Zechstein Limestone, T1 – Kupferschiefer, Bsl – Weissliegendes, Pcs – Rotliegendes; G – grainstone, P – packstone, W – wackestone, M – mudstone, I – clay shale, M – mud shale, Ml – shaly marlstone, Ps – irregularly laminated sandstone, Pl – sandstone with planar lamination

facji są wyznaczone z przybliżeniem z powodu niepełnego zestawu archiwalnych preparatów mikroskopowych. Profil mikrofakcyjny przedstawia figura 12, mikrofotografie skał wapienia cechsztyńskiego i łupku miedzionośnego – figura 13, a mapy litofakcyjno-paleogeograficzne łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego – figury 14 i 15.

BIAŁY SPĄGOWIEC (Bsl)

Mikrolitofacje

Biały spągowiec (niem. *Weissliegendes*) występuje w interwale o miąższości 4,30 m, na głębokości od 1386,88 do 1391,18 m. (fig. 12) Składa się z jasnoszarych drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych. W ich składzie, obok dominującego kwarcu spotyka się skalenie i okruchy skał krzemionkowych i wylewnych (Kuberska, ten tom).

Biały spągowiec nie posiada sprecyzowanej przynależności stratygraficznej (Peryt, Oszczepalski, 2007). Wyróżnia się go na ogół na podstawie kryterium barwy, gdyż zalegające niżej skały klastyczne cechuje na ogół czerwono-brunatne zabarwienie, charakterystyczne dla facji typu *red beds* czerwonego spągowca. Zazwyczaj utwory białego spągowca obejmują dwie zasadnicze litofacje: jasnoszare piaskowce wydymowe lub fluwialno-eoliczne, bezstrukturalne lub z wielkoskalowym warstwowaniem przekątnym oraz jasnoszare i szare piaskowce z fauną, bioturbacjami i drobnymi strukturami sedimentacyjnymi, wskazującymi na płytkomorskie środowisko sedimentacji (Wyżykowski, 1964b; Jerzykiewicz i in., 1976; Lisiakiewicz, 1979; Błaszczak, 1981; Nemec, Porębski, 1981). W tym świetle, termin biały spągowiec obejmuje zarówno utwory lądowe (nieredeponowane przez morze), leżące przed transgresją ponad zwierciadłem wód gruntowych (dlatego nie uległy czerwienieniu), jak i piaskowce utworzone w wyniku resedimentacji kontynentalnych utworów podczas transgresji morza cechsztyńskiego. Dopuszcza się także możliwość wtórnego odbarwienia przez infiltrujące, redukcyjne wody morza cechsztyńskiego (Wyżykowski, 1964; Tomaszewski, 1978; Karnkowski, 1986). Z kolei lokalnie utwory białego spągowca uległy wtórnemu utlenieniu, zabarwiając się na czerwono wskutek ascenzyjnego przepływu roztworów utleniających, o czym świadczą relikty siarczaków metali zastąpionych częściowo hematytom (Rydzewski, 1978; Oszczepalski, 1989) oraz obecność fauny morskiej (Peryt, 1976; Lisiakiewicz, 1979) i bioturbacji (Oszczepalski, Rydzewski, 1987).

Na podstawie obserwacji makroskopowych można przyjąć, że profil białego spągowca w otworze Nowa Rola P 9 odbiega od standardowego dwudzielnego profilu, gdyż obecne są jedynie utwory morskiego białego spągowca (Bsl) (Kiersnowski i in., ten tom).

Profil morskiego białego spągowca można podzielić na część dolną (1387,16–1391,18 m) i górną (1386,88–1387,16 m) (fig. 12).

Dolna część o znacznej miąższości 4,02 m, oddzielona od lądowych utworów czerwonego spągowca typu *red beds* granicą erozyjną (Kiersnowski i in., ten tom), jest reprezentowana przez piaskowce poziomo i skośnie laminowane ciemnoszarym

drobnoziarnistym materiałem terygenicznym wzbogaconym w materię organiczną. Są to głównie arenity subarkozowe na pograniczu z sublitycznymi (Kuberska, ten tom). Spotyka się drobne bioturbacje spowodowane działalnością fauny bentonicznej. W dolnej partii dominuje spoiwo ilasto-węglanowe lub ilaste, rzadziej piaszczyste typu masy wypełniającej, a wyżej cement kalcytowo-anhydrytowy (Kuberska, ten tom). Często spotykane są toczące zielonkawego iłowca zwykle o owalnych kształtach, rzadziej ostrokrawędziste.

Górną część morskiego białego spągowca, o małej miąższości 0,28 m, stanowią piaskowce szare, nieregularnie smugowane drobnoziarnistym materiałem terygenicznym, silnie wzbogaconym w materiał organiczny, z drobnymi kryptobioturbacjami. Dominują tu arenity sublityczne z obfitym cementem kalcytowo-siarczkowym, z nieznacznym udziałem anhydrytu (Kuberska, ten tom).

Środowisko sedymentacji

Przed transgresją morza cechsztyńskiego obszar przedsuddecki stanowił rozległą wyżynę o zróżnicowanym paleoreliefie. Jej dominującym elementem było wyniesienie szprotawskie (Kłapciński 1964), zwane także żagańsko-szprotawskim (Wyżykowski 1964) lub żarkowsko-żagańskim (Sokołowski 1967), do którego od strony północno-wschodniej przylegała kotlina zielonogórska, natomiast w kierunku południowo-zachodnim skłon wyniesienia przechodził w rozległe obniżenie. (Sokołowski, 1967; Pokorski, 1978). Uwzględniając rozwój paleotektoniczny, Pokorski (1988, 1997) w rejonie wyniesienia szprotawskiego wyróżnił garb łżycki, oddzielający bruzdę śląską (na północy), od bruzdy łżyckiej (po południowo-zachodniej stronie garbu łżyckiego). Garb ten ma charakter bloku tektonicznego, oddzielonego od sąsiadujących bruzd strefami uskokowymi. Najwyższe elewacje wyniesienia szprotawskiego pozbawione są utworów czerwonego spągowca (np. Jasień P 4, Lubanice IG 1, Wełmice P 2), a w ich obrzeżeniach czerwony spągowiec reprezentowany jest przez utwory gruboklastyczne, głównie brekcje zwietrzelinowe i fanglomeraty o kilkumetrowej miąższości (np. Chęciny 2). W otworach Żarków 2 i 4 brekcja zwietrzelinowa leży na granitoidzie (Milewicz, Kornaś, 1971). Nowsze otwory (Jasień P 4, Wełmice P 2), w których wapień cechsztyński leży bezpośrednio na wulkanitach czerwonego spągowca umożliwiły bardziej precyzyjne wyznaczenie granicy paleowyniesienia szprotawskiego u schyłku czerwonego spągowca.

Transgresja morska wkroczyła na znacznie spenepienizowany obszar, wykorzystując obniżenia reliefu basenu czerwonego spągowca. Wkraczające morze spowodowało redepozycję górnych partii kompleksu klastycznego czerwonego spągowca. W rezultacie utworzyły się pierwsze morskie osady reprezentowane (w zależności od rodzaju przerabianego materiału klastycznego) przez piaskowce lub zlepieńce. W rejonach peryferycznych i na wyniesieniach paleoreliefu, gdzie przed transgresją dominowały osady gruboklastyczne, utworzyły się zlepieńce podstawowe (Zp1), zwane również granicznymi lub cechsztyńskimi, z fauną morską (Piątkowski, 1966; Krasoń, 1964, 1967). Na najwyższych wzniesieniach przeważnie brak zlepieńców i piaskowców transgresyjnych (Jasień P 4, Lubanice IG 1, Wełmice P 2), lecz lokalnie cienka warstwa piaskowców osadziła się bezpośrednio na skałach

wulkanicznych (np. Nowa Wieś P 1, Sieciejów P 5) lub na brekcji zwietrzelinowej (np. Żarków 2, 3, 4, Strużka 1).

Na obszarach obniżonych o dominującej sedymentacji eolicznej utworzyły się piaskowcowe osady transgresyjne, zwykle o nieznaczej miąższości (np. Łazy P 7 – 1,1 m, Bronków M 27 – 1,9 m, Nowa Wieś P 1 – 2,0 m). O ich obecności świadczą drobne struktury sedymentacyjne, bioturbacje oraz ziarna szkieletowe spotykane w przystropowej partii białego spągowca, głównie otwornice spiralne i płochące oraz muszle ramienionogów i małżów, małżoraczki, szkarłupnie i mszywioly (np. Bronków M 27, Lubiatów M 20, Klików SP 3) oraz nieszkieletowe ziarna węglanowe – ooidy i litoklasty (np. Kosierz M 25, Gubin 3). Podobny zespół fauny stwierdzono w otworach Żarków 1, Dachów 1 i Piaski 1, jednoznacznie świadczące o sedymentacji w okresie inicjalnej stabilizacji warunków morskich (Peryt, 1976). W obrębie białego spągowca spotykane są wkładki wapieni piaszczystych (np. Starosiedle 1, Przewóz 1, Lubiatów M 20). Lokalnie na południu perykliny Żar stwierdzono znaczne miąższości białego spągowca (np. Lutol IG 1 – 27,8 m, Iłowa SP 2 – 28,4 m, Borowe IG 2 – 10,3 m), lecz nie udało się rozdzielić w tych profilach piaskowców eolicznych od morskich. Niemniej miąższości te mogą sugerować obecność elewacji pochodzenia wydmowego (Oszczepalski, 1979), która prawdopodobnie przedłuża się na terytorium Niemiec, gdzie stwierdzono obecność piaszczystego wału na południowym krańcu Łżyc Dolnych (Rentzsch, Knitzschke, 1968).

Uwzględniając paleorelief u schyłku czerwonego spągowca (Pokorski, 1978) oraz rozkład litofacji i miąższości białego spągowca można przyjąć, że na południowy zachód od wyniesienia szprotawskiego, gdzie usytuowany jest otwór Nowa Rola P 9, istniało rozległe obniżenie. W trakcie sedymentacji czerwonego spągowca było ono częściowo wypełniane zlepieńcami, piaskowcami i iłowcami. Przewarstwienia iłowców czerwono-brązowych wskazują, że w tym rejonie o obniżonym reliefie sedymentacja osadów fluwialnych i eolicznych przerywana była sedymentacją na równiach aluwialnych (Kiersnowski i in., ten tom). W trakcie sedymentacji najwyższej części czerwonego spągowca występują naprzemianległe zlepieńce, piaskowce i mułowce z otoczkami skał wylewnych. Cechy te wskazują na depozycję z silnie obciążonych zalewów warstwowych (Kiersnowski i in., ten tom).

Utwory dolnej części morskiego białego spągowca, oddzielone od niższych zlepieńców czerwonego spągowca powierzchnią erozyjną (Kiersnowski i in., ten tom), powstały w środowisku płytkomorskim wkrótce po transgresji morza cechsztyńskiego. Wskazuje na to pozioma laminacja ciemnoszarym drobnoziarnistym materiałem terygenicznym, w wielu miejscach zaburzona wskutek destrukcyjnej działalności fauny bentonicznej. Liczne są toczące i intraklasty ilaste, o owalnym lub nieregularnym pokroju, wskazujące na ich depozycję po krótkim transporcie. Są one prawdopodobnie rezultatem erozji równi akumulacyjnej, istniejącej w tym rejonie w lokalnej depresji morfologicznej bezpośrednio przed zasadniczym wkroczeniem transgresji morza cechsztyńskiego, częściowo niszczonej na skutek podtapiania spowodowanego podniesieniem się baz erozyjnych oraz poziomu wód gruntowych i związanej z tym syndepozycyjnej erozji. Stabilizacja

warunków morskich u schyłku sedimentacji białego spągowca spowodowała powstanie piaskowców szarych, wzbogaconych w materiał ilasty i organiczny w jego przystropowym odcinku (na głębokości 1386,88–1387,16 m), z drobnymi, nieregularnymi strukturami sedimentacyjnymi i bioturbacyjnymi. Cechy te wskazują na nieznaczne pogłębienie zbiornika.

LUPEK MIEDZIONOŚNY (T1)

Mikrolitofacje

Łupek miedzionośny (niem. *Kupferschiefer*) w otworze Nowa Rola P 9 (interwał 1386,38–1386,88 m, miąższość 0,5 m) jest reprezentowany przez czarne i ciemnoszare łupki o drobnej laminacji. Na pozostałym obszarze perykliny Żar miąższość łupku miedzionośnego jest zmienna, lecz w nieznacznym zakresie, zwykle od 30 do 60 cm. Istnieją jednak dość rozległe obszary, gdzie łupku miedzionośnego nie stwierdzono (Oszczepalski, Rydzewski, 1993a, 1995).

Profil łupku miedzionośnego w otworze Nowa Rola P 9 składa się z czterech mikrolitofacji (fig. 12). W dolnej części poziomu (o miąższości 22 cm) występują łożypki (I) z obfitym materiałem organicznym, laminowane płasko (fig. 13F), o cechach typowych dla czarnych łożypków będących odpowiednikami laminowanych drobnoziarnistych skał terygenicznych (Potter i in., 1980). Zalicza się do nich utwory zawierające ponad 50% ziarn <0,06 mm. Zwraca uwagę niezwykle mała miąższość lamin (zwykle <20 μm) i nieznaczna pionowa zmienność ich miąższości oraz lateralna nieciągłość lamin.

Laminy przebiegają na ogół równolegle do siebie i są nieciągłe. Są one złożone z materiału ilastego, rzadziej ilasto-mikrytowego. Lokalnie widoczna niewielka domieszka drobnoziarnistego detrytu niewęglanowego (głównie kwarcu frakcji pyłowej), rozproszonego w skale w sposób nieuporządkowany. Rzadziej spotyka się ten materiał w formie cienkich lamin lub płaskich mikrosoczewek. W ich składzie zaznacza się znaczny udział ciemnego tła (>70%), złożonego z substancji ilastej i materiału organicznego.

Łożypki z dolnej części profilu łupku miedzionośnego cechuje wysoka zawartość C_{org} (6,0%) i bituminów (0,43%) (tab. 4). Badania w świetle odbitym wykazały, że wityrynit pierwotny występuje w formie drobnych wydłużonych soczewek i krótkich lamin oraz niezbyt wysoką refleksyjnością (0,75–0,98% R_o), natomiast ziarna wityrynitów allogenicznego są bezładnie rozproszone w skale i cechują się przeciętnym rozmiarem ok. 10 μm , szarą barwą, dobrym obtoczeniem i wysoką refleksyjnością w granicach od 0,75 do 1,75% R_o (Oszczepalski, ten tom). Macerałom tym towarzyszą znikome ilości inertynitów (Swadowska, 1985).

Wyżej obecna jest cienka warstewka mułolupków (M) o grubości 5 cm, laminowanych faliście lub soczewkowo materiałem węglanowym, z obfitym materiałem organicznym (fig. 13E). Laminy są zbudowane z mikrytu i mikrosparytu kalcytowego (rzadziej dolomitowego). Cechują się zmienną miąższością (od 50 do 140 μm , najczęściej 60 μm). W ich obrębie liczne są drobne gruzelki (o średnicy od 40 do 100 μm), zwykle rozpuszczone i wypełnione kalcytowym mikrosparitem, rozsiane lub zgrupowane w formie drobnych soczew. Rzadziej formy te są

Tabela 4

Wskaźniki geochemiczne i petrologiczne materiału organicznego dla próbek łupku miedzionośnego (T1) w otworach z perykliny Żar (wg Speczika i in., 2003a)

Organic matter geochemical and petrological indices of the Kupferschiefer (T1) samples from boreholes located on the Żary Pericline (adapted from Speczik *et al.*, 2003a)

Wskaźniki geochemiczne i petrologiczne Geochemical and petrological indices	Nowa Rola P 9	Górzyn P 3	Żarków 1	Kościelna Wieś IG 1	Lutol IG 1	Dachów M 24
	Utwory redukcyjne Reduced rocks				Utwory utlenione Oxidized rocks	
Corg (%)	6,00	4,88	3,71	7,25	0,09	0,68
EOM (%)	0,43	0,31	0,02	0,50	0,01	0,06
Węglowodory nasycone/ węglowodory aromatyczne	1,3	1,6	0,3	1,3	0,4	5,2
Ni-porfiryny (mg/100g skały)	1,30	2,02	—	9,59	<0,01	<0,01
Vo-porfiryny (mg/100g skały)	0,67	1,50	—	2,16	<0,01	<0,01
n-alkany (% EOM)	2,12	1,66	—	3,11	3,98	1,05
Isoprenoidy (% EOM)	0,37	0,38	—	1,07	0,30	0,02
Ph/MPh	1,0	—	—	—	2,12	—
Tmax (°C)	440	440	—	437	—	—
HI (mg HC/g TOC)	316	488	—	306	198	70
OI (mg CO ₂ /g TOC)	13	13	—	40	201	141
Ro wityrynitów pierwotnego (%)	0,98	0,63	0,76	0,73	—	1,03
Paleotemperatura (°C)	100	70	75	80	—	105

spotykane w ciemnym tle. Gruzelkom towarzyszą drobne peloidy – owalne skupienia mikrytu o ciemnoszarym zabarwieniu. Przestrzeń międzylaminowa jest wypełniona dość obfitym ciemnym tłem (udział ciemnego tła w granicach 50–70%), złożonym z materiału ilasto-organicznego, niekiedy ze znacznym udziałem mikrytu.

Ponad tymi mułołupkami występują iłołupki (o miąższości 7 cm) z obfitym materiałem organicznym, laminowane płasko i faliście-równolegle. Lamininy zbudowane są zarówno z materiału ilastego, jak również z mikrytu. W odróżnieniu od podobnych iłołupków z partii spągowej, iłołupki te są bardziej wzbogacone w rozproszony mikryt, lamininy są nieco grubsze (w granicach od 20 do 120 μm , najczęściej 30 μm) i spotyka się drobne peloidy i intraklasty węglanowe. Udział ciemnego tła zmienia się w zakresie 60–80%.

Górna część łupku miedzionośnego (o miąższości 16 cm) wykształcona jest jako margle łupkowate, laminowane faliście nierównolegle (fig. 13D). Lamininy składają się z mikrosparytu, rzadziej z materiału ilastego. Obecne są zarówno lamininy cienkie, jak i grube (w granicach od 40 do 150 μm), zwykle o nieciągłym przebiegu, przechodzące lokalnie w płaskie soczewki mikrosparytowe. Udział ciemnego tła jest dość znaczny w dolnej części tego wydzielenia (ok. 50%), lecz stopniowo spada do ok. 10% w stropowej partii. Lokalnie drobnoziarnisty materiał terygeniczny frakcji pyłowej cechuje uporządkowany sposób występowania w formie nieregularnych lamin, falistych smug i mikrosoczewek o miąższości do 0,2 mm), głównie w obrębie ciemnego tła. Spotyka się peloidy i nieliczne fragmenty cienkoskorupowych muszli. W utworach tych pojawiają się kryptobioturbacje w postaci gniazd o nieregularnych konturach tnących laminację, wypełnione mikrosparytem ze znacznym udziałem pyłu kwarcowego. Wyraźna granica oddziela lamininy od wyżejległych silnie zailonnych, lecz nielaminowanych wakstonów rozpoczynających sekwencję wapienia cechsztyńskiego.

Środowisko sedymentacji

Łupek miedzionośny w rejonie otworu Nowa Rola P 9 zdominowany jest laminitami ilastymi ze znacznym udziałem ciemnego tła, co wskazuje na depozycję w środowisku niskoenergetycznym w wyniku powolnego opadania zawiesziny dostarczanej z rejonów płytkowodnych w postaci prądów zawieszinowych niskiej gęstości (Oszczepalski, Rydzewski, 1987). Ich działanie sprawiało, że zdeponowany osad ulegał wielokrotnie resuspensji i przemieszczeniom w stronę głębszych środowisk. Pomimo depozycji na dnie o generalnie niskiej energii wód, sporadyczny wzrost ich energii powodował znaczącą podaż materiału węglanowego z płytszych środowisk, na co wskazuje obecność margli dolomitycznych w obrębie iłołupków.

Utwory łupku miedzionośnego nie wykazują zróżnicowania litologicznego, wystarczającego do przypisania poszczególnym typom osadu odmiennych i wyraźnie różnicujących je warunków środowiska sedymentacyjnego. Dlatego do rekonstrukcji środowiska sedymentacji utworów łupkowych stosuje się analizę porównawczą, dążąc do utworzenia szeregu mikrofacji: iłołupki – mułołupki – margle łupkowate, odzwierciedlającego rosnącą rolę energii i natlenienia wód przy-

dennych (Oszczepalski 1988). Iłołupki to osady utworzone w miejscu o najniższej ruchliwości wód (znacznie poniżej sztormowej podstawy falowania), w środowisku anaerobowym, o czym świadczy obecność niezaburzonych laminatów. Mułołupki powstały w wodach słabo turbulentnych (w zasięgu sztormowej podstawy falowania) i w środowisku anaerobowym do dysaerobowego. Margle łupkowate tworzyły się w środowisku o względnie najwyższej ruchliwości wód (w pobliżu normalnej podstawy falowania) w warunkach środowiska dysaerobowego, na co wskazuje obecność kryptobioturbacji. Biorąc to pod uwagę wykonano mapę litofacjalną łupku miedzionośnego (Oszczepalski, Rydzewski, 1993a), opartą na podstawowym trójkącie klasyfikacyjnym w którego narożach umieszczono główne składniki litologiczne: iłołupki (I), mułołupki (M) i margle łupkowate (Mł) (fig. 14). Wynika z niej, że iłołupki i mułołupki gromadziły się przede wszystkim w głębszej części szelfu zajmującej centralną część perykliny Żar, natomiast margle łupkowate dominowały na pozostałym obszarze sedymentacji łupku miedzionośnego. Tym samym wykazano, że łupek miedzionośny z rejonu Nowej Roli P 9 tworzył się w obrębie głębszej części szelfu stratyfikowanego zbiornika. Szelf głęboki, zdominowany iłołupkami, charakteryzuje się profilami o względnie stałej i dość znacznej miąższości (przeważnie w granicach 0,3–0,5 m) i dwurytmowymi sekwencjami laminatów, złożonych z iłołupków w dolnej części oraz mułołupków i margli łupkowatych w górnej części sekwencji, zwykle bez ziarn szkieletowych i bioturbacji, co wskazuje na anoksyczne warunki panujące w wodach przydennych. Świadczy o tym także obfitość materii organicznej, w tym bituminów, porfiryn, alkanów i izoprenoidów oraz wysoki stosunek pr/ph w otworach takich jak: Nowa Rola P 9 oraz Górzyn P 3 i Kościelna Wieś IG 1 (tab. 4). Tymczasem na szelfie płytkim osadzały się głównie margle łupkowate i margle tworzące profile jednoritmowe, o zmiennej miąższości (od 0,0 do 0,7 m), niekiedy z przejawami bioturbacji, wskazującymi na warunki dysoksyczne. Na śródbasenowych płycznach obecnych w centrach płytszej części szelfu, gdzie brak łupku miedzionośnego, podwyższona energia środowiska sedymentacji oraz znacznie lepsze natlenienie wód przydennych nie sprzyjało powstawaniu laminatów, w zamian tworzyły się ich ekwiwalenty facjalne – zbioturbowane skały węglanowe, często wakstony bioklastyczne. Na najwyższych wzniesieniach skały wulkaniczne przykryte są bezpośrednio pakstonami onkolitowymi (np. Lubanice IG 1) lub bioklastycznymi (np. Lubiatów M 20, Jasień P 4), a fragmenty skał wulkanogenicznych bywają obrośnięte biolitytami otwornicowo-algowymi o strukturze kolumnkowej (Wełmice P 2). Najczęstszymi przejawami destrukcji laminacji są drobne kryptobioturbacje, utworzone prawdopodobnie przez bezszkieletową infaunę. Lokalnie na śródbasenowych wyniesieniach oraz w rejonach peryferycznych zbiornika, sedymentacja łupku miedzionośnego była poprzedzona utworzeniem wapienia podstawowego (Krasoń, 1964, 1967; Piątkowski, 1966; Peryt, 1976; Oszczepalski, 1979).

Uwzględniając obfitość materii organicznej oraz wysoki stopień strukturalno-teksturalnego uporządkowania składników, można uznać, że łupek miedzionośny w rejonie otworu Nowa Rola P 9 formował się poniżej redokskliny, lecz przy

zmiennym rytmicznie wpływie czynników hydrodynamicznych i związanych z nimi zmianami natlenienia wód przydennych. Iłolupki w rejonie tego otworu powstawały w warunkach najniższej ruchliwości wód na dnie znajdującym się poniżej sztormowej podstawy falowania. Z kolei mułolupki tworzące warstwę w obrębie iłolupków powstały prawdopodobnie w zasięgu sztormowej podstawy falowania, jako dystalne tempestyty mułowe, tworzące się ze słabnących prądów zawieszinowych, wskutek transportu z sąsiednich płycizn. Stropowe margle łupkowate utworzyły się w środowisku o najwyższej ruchliwości wód, w środowisku dysoksyicznym, o czym świadczą oznaki bioturbacyjnej działalności organizmów oraz obecność cienkoskorupowej fauny. Wzrost hydrodynamicznej aktywności i związany z tym wzrost natlenienia wód przydennych został prawdopodobnie spowodowany ujemnym wahnięciem poziomu morza, na co wskazuje wzrost aktywności początkowo bezszkieletowej fauny bentonicznej, skutkujący częściową destrukcją laminatów w stropie łupku miedzionośnego, a następnie całkowitą destrukcją laminacji w wyżejległych marglistych wapieniach ze spągu wapienia cechsztyńskiego wskutek pojawienia się fauny szkieletowej, znamionującej początek sedimentacji utworów węglanowych wapienia cechsztyńskiego.

WAPIEŃ CECHSZTYŃSKI (Ca1)

Mikrofacje

Wapień cechsztyński (niem. *Zechsteinkalk*, ang. *Zechstein Limestone*) w omawianym otworze jest reprezentowany przez wapienie o dość znacznej miąższości 13,17 m (w interwale 1373,21–1386,38 m). Podobnie, jak w innych rejonach basenu (Peryt, 1978a, 1984; Peryt i in., 1978a, b; Oszczepalski, 1980; Kossowska, 1981, 1991), w omawianym otworze wykształcony jest w postaci dwóch zasadniczych kompleksów: dolnego – mikrytowego o miąższości 2,56 m (1383,82–1386,38 m) oraz górnego – onkolitowego o miąższości 10,61 m (1373,21–1383,82 m).

Dolny kompleks zajmuje mniejszy fragment profilu wapienia cechsztyńskiego. Jest reprezentowany w spągowej części przez ciemnoszare wapienie margliste, a wyżej przez jasnoszare wapienie dolomityczne. Skały te zawierają znaczną domieszkę siarczanów w formie drobnych wprysnięć oraz różnej wielkości nieregularnych gniazd anhydrytu. W profilu mikrofacjalnym tego kompleksu zaznacza się naprzemienne występowanie madstonów i wakstonów bioklastycznych.

Najniższą część kompleksu mikrytowego na głębokości 1384,34–1386,38 stanowią wakstony bioklastowo-gruzelkowe, przechodzące w madstony z bioklastami (fig. 12, 13C), w przypągowej części silnie zailone i nieregularnie smugowane materiałem ilasto-organicznym, ze znaczną domieszką kwarcu frakcji pyłowej (do 20%) i blaszek muskowitu. Zawartość węgla organicznego w spągowej próbce Ca1 wynosi 2,47%, natomiast w wyższej części profilu wyraźnie maleje. W składzie materii organicznej dominują macerały z grupy wityrynitów, z wyraźną przewagą wityrynitów allogenicznego nad autogenicznego. Wityrynitowi w śladowych ilościach towarzyszą macerały z grupy liptynitów (bituminit wityrynitopodobny i lip-

totetrynit) oraz inertynit (Oszczepalski, ten tom). W obrębie tych utworów występują nieliczne zrekrystalizowane bioklasty (głównie otwornice jednoseryjne i spiralne, rzadziej małżoraczki i fragmenty muszli). W dolnych partiach wakstonów liczne są gruzelki (o rozmiarach od 10 do 40 μm) o zatartej mikrostrukturze wewnętrznej wskutek rozpuszczenia i wypełnienia kalcytowym mikrosparytem. Towarzyszą im drobne peloidy – drobne skupienia kalkmikrytu o ciemnej barwie. Ponieważ w utworach wapienia cechsztyńskiego istnieją ciągle przejścia od drobnych do dużych form onkoidowych (Peryt, 1978), gruzelkowe skupienia mikrosparytu oraz peloidy można uznać za drobne ziarna obleczone pochodzenia mikrobialnego. W całym profilu tego kompleksu pojawiają się cienkie (o miąższości do kilkunastu milimetrów) wkładki czarnych iłowców. W górnym odcinku kompleksu mikrytowego maleje domieszka nieszkieletowych ziarn węglanowych i drobnoziarnistego materiału terygenicznego. Górną część kompleksu mikrytowego (na głębokości 1383,82–1384,34 m) stanowią madstony reprezentowane przez zwartą sekwencję jednorodnych mikrytów, przeważnie zrekrystalizowanych do mikrosparytów i sparytów, pozbawioną na ogół elementów szkieletowych. Obecne są w nich nieliczne nieregularne smugi materiału ilasto-organicznego. W najwyższej części madstony przechodzą w madstony z bioklastami i wakstony bioklastyczne (głównie otwornice jednoseryjne), złożone z mikrytu smugowanego nieregularnie materiałem ilastym.

Górny kompleks onkolitowy jest reprezentowany przez litofację jasnoszaro-beżowych wapieni dolomitycznych. Kompleks ten składa się z trzech ogniów.

Dolne ogniwo (1380,13–1383,82 m) składa się z pakstonów onkolitowych, wykształconych jako sparyty poonkolitowe o mozaikowej budowie (fig. 13B), w których można zaobserwować relikty ziarn obleczone, świadczące o znacznym zaawansowaniu agradacyjnego neomorfizmu. Kształt i wielkość tych form wskazuje, że reprezentują drobne onkoidy właściwe. W skałach tych stwierdzono nieliczne zrekrystalizowane skorupki otwornic jednoseryjnych i spiralnych.

Środkowe ogniwo (1376,90–1380,13 m) jest reprezentowane przez madstony, miejscami przechodzące w wakstony zapiaszczone z otwornicami jednoseryjnymi i gruzelkami węglanowymi. Miejscami materia organiczna występuje w towarzystwie gruzelków węglanowych w formie nitkowatych, falistych pasemek w barwach pomarańczowo-brunatnych zgodnych z ulawieniem, które można uznać za strzępki mikrobialne pochodzenia cyjanobakteryjnego.

Górne ogniwo (1373,21–1376,90 m) jest wykształcone w postaci pakstonu onkolitowego, złożonego z silnie zrekrystalizowanych owalnych form o mało zmiennych rozmiarach w granicach od 0,1 do 0,2 mm. Pierwotna wewnętrzna mikrostruktura większości ziarn obleczone uległa całkowitemu zatarciu wskutek procesów diagenetycznych, takich jak: agradacyjny neomorfizm, rozpuszczanie i wtórne wypełnienie przez anhydryt lub kalcytowy sparyt (fig. 13A). W utworach tego ogniwa kompleksu spotyka się zrekrystalizowane formy biomorficzne, wskazujące na obecność muszli małżów i ramienionogów oraz otwornic i szkarłupni. W przystropowej części kompleksu onkolitowego występują nieregularnie laminowane zapiaszczone margle. Zrekrystalizowane laminy

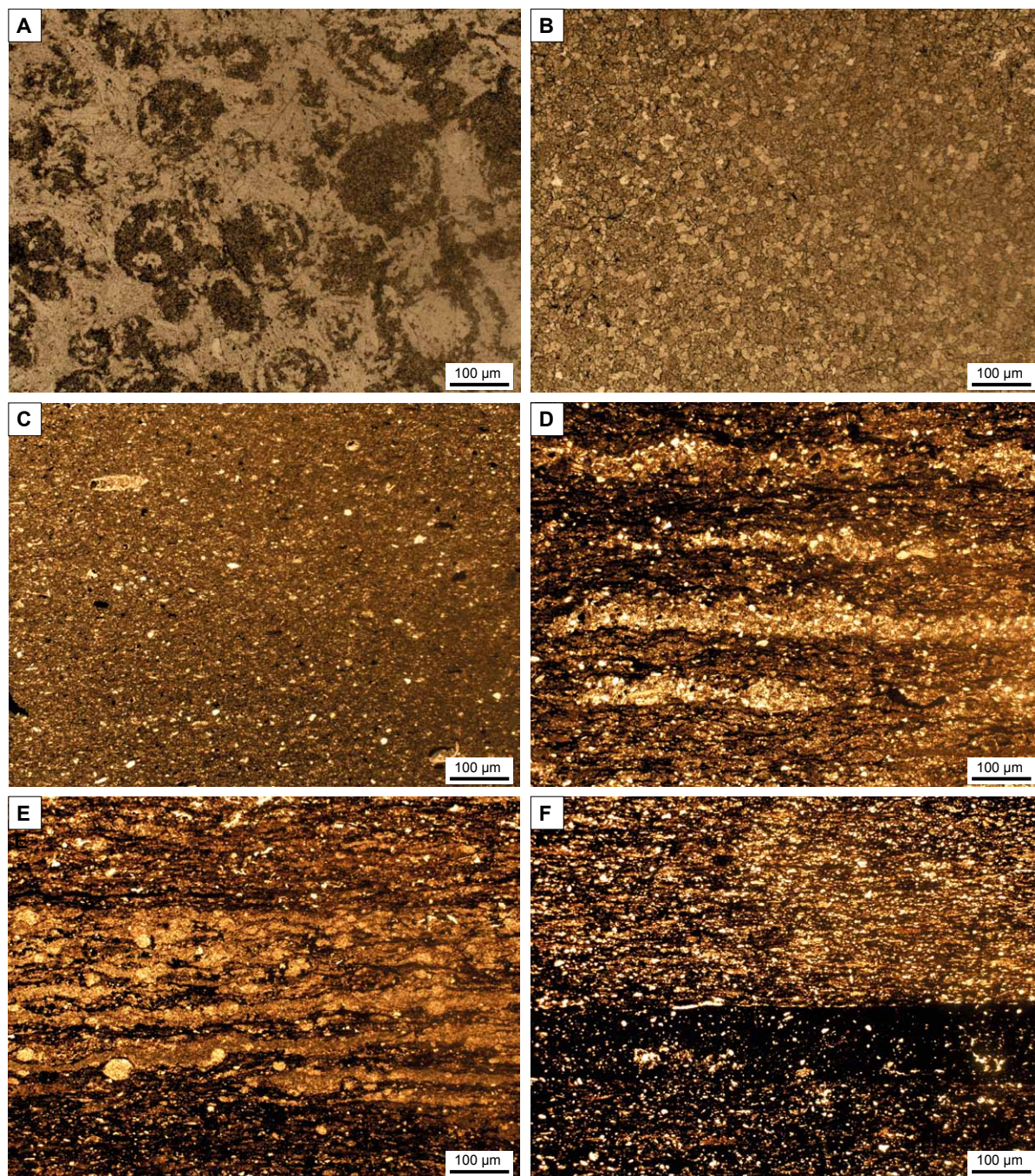


Fig. 13. Mikrofotografie utworów wapienia cechsztyńskiego i łupku miedzionośnego z otworu Nowa Rola P 9 w świetle przechodzącym

A. Zanhydrytyzowany greinston onkolitowy, wapień cechsztyński, głęb. 1373,49 m; **B.** Intensywnie zrekrystalizowany pakston onkolitowy (sparyt po-onkolitowy wskutek agradacyjnego neomorfizmu onkolitu), wapień cechsztyński, głęb. 1382,26 m; **C.** Madston z bioklastami (otwornice jednoseryjne, małżoraczki) i drobnymi gruzełkami węglanowymi, silnie zapiaszczony, wapień cechsztyński, głęb. 1385,03 m; **D.** Margiel łupkowaty laminowany faliste nierównoległe i soczewkowo z laminami piaszczystymi, łupek miedzionośny, głęb. 1386,47 m; **E.** Mułolupek z falistymi laminami węglanowymi, liczne zrekrystalizowane gruzełki węglanowe, łupek miedzionośny, głęb. 1386,76 m; **F.** Ilołupek cienko poziomo laminowany, w dolnej części z obfitym materiałem organicznym i licznymi siarczkami metali, łupek miedzionośny, głęb. 1386,88 m

Photomicrographs of the Zechstein copper-bearing rocks in transmitted light

A. Anhydritized oncolitic grainstone, Zechstein Limestone, depth 1373.49 m; **B.** Pervasively neomorphosed oncolitic packstone (product of aggrading neomorphism from oncolites), Zechstein Limestone, depth 1382.26 m; **C.** Mudstone with bioclasts (uniserial foraminifera, ostracods), quartzose, Zechstein Limestone, depth 1385.03 m; **D.** Shaly marlstone with wavy and lenticular lamination, interlaminated with sandy laminae, Kupferschiefer, depth 1386.47 m; **E.** Mudshale with wavy lamination, numerous recrystallized carbonate peloids, Kupferschiefer, depth 1386.76 m; **F.** Clayshale with thin planar lamination, abundant organic matter and sulphides in lower part, Kupferschiefer, depth 1386.88 m

węglanowe, zapewne pochodzenia mikrobialnego, są powleczone przez materiał organiczny z licznym framboidalnym pirytem. Kontakt z wyżejległym anhydrytem dolnym zaznacza się obecnością cienkiego pasemka ciemnoszarego iłowca, z pokrywą minerałów siarczkowych.

Środowisko sedimentacji

Kompleks dolny w omawianym otworze tworzył się w niskoenergetycznym środowisku sublitoralnym, zapewne w pobliżu normalnej podstawy falowania, w wyniku depozycji znajdującego się w suspensji mułu węglanowego i drobnoziarnistego materiału terygenicznego. Znaczna domieszka materiału organicznego oraz rzadkość fauny wskazuje na biologicznie niesprzyjające, dysaerobowe warunki depozycji tych osadów. Na przejściu do łupku miedzionośnego obecne są drobne bioturbacje, głównie jamki żerowiskowe.

Wysztalcenie mikrofacjalne górnego kompleksu wskazuje na jego tworzenie w stopniowo spływającym się środowisku sublitoralnym, o czym świadczy regresywny charakter profilu Ca1, typowy dla strefy równi płytkiego szelfu (Peryt, 1978; Peryt i in., 1978b). Przez porównanie z innymi profilami wapienia cechsztyńskiego, laminowane margle występujące na kontakcie z anhydrytami gruzłowymi można uznać za maty mikrobialne, charakterystyczne dla sekwencji sebhya.

W celu prześledzenia zmienności mikrofacjalnej wapienia cechsztyńskiego na peryklinie Żar i umiejscowienia profilu Nowej Roli P 9 w obrazie paleogeograficznym, wykonano uśrednioną mapę litofacjalną (Oszczepalski, Rydzewski, 1993a), znacznie zmodyfikowaną względem wcześniejszej mapy litofacjalnej ilościowej wapienia cechsztyńskiego (por. Peryt i in., 1978a), dzięki uwzględnieniu otworów wykonanych w latach późniejszych (fig. 15). W narożnikach podstawowego trójkąta klasyfikacyjnego mikrofacje zgrupowano w asocjacje mikrofacjalne: skały ziarnozwężłe (Z) oraz mułozwężłe: wakstony (W) i madstony (M).

Z uzyskanego obrazu wynika, że w centralnej i północnej części perykliny Żar istniał płytki szelf, w którego centrach o charakterze płycizn przeważają osady ziarnozwężłe (greinstony i pakstony), obrzeżone rejonami o dominacji osadów mułozwężłych (wakstonów i madstonów). W rejonach płycizn zdecydowanie przeważają profile o małej miąższości (w granicach od 1 do 4 m). W znacznej części tych profili brak łupku miedzionośnego (wapien cechsztyński zalega bezpośrednio na wulkanitach czerwonego spągowca), a w spągu wapienia cechsztyńskiego otworu Wełmice P 2 występują biolityty otwornicowo-algowe (Rydzewski i in., 1988), czy zapiaszczone pakstony bioklastyczne (głównie szkarłupniowo-muszlowe) w otworach Nowa Wieś P 1 i Jasień P 4 (Rydzewski, Oszczepalski, 1990), świadczące o perylitoralnym środowisku depozycji. Niektóre profile silnie skondensowane, nie zawierające madstonów, lecz niemal wyłącznie ziarniste osady węglanowe o genezie płytkomorskiej, głównie pakstony onkolitowe (np. Lubanice IG 1 – 1,3 m; Wełmice P 2 – 2,3 m; Lubiatów M 20 – 2,5 m), są zbliżone pod względem miąższości i wysztalcenia do profili znanych z wyniesienia wolsztyńsko-pogorzelskiego (Peryt, Ważny, 1978) i drobnych elewacji z rejonu Zielonej Góry (Oszczepalski, 1980). Lokalnie (np. w otworze Wełmice P 2) poniżej stropowych pakstonów

onkolitowo-oolitowych pojawiają się pokrywy kalcytowe, przypominające struktury tworzące się w strefie wadycznej, wskazujące na subaeralną ekspozycję (por. Peryt, 1984).

Wokół płycizn, gdzie szelf płytki przechodzi stopniowo w szelf głęboki, przeważają profile o dość znacznej miąższości wapienia cechsztyńskiego, przeważnie w granicach od 4 do 6 m, reprezentowane głównie przez wakstony bioklastyczne, z zapiaszczonymi pakstonami bioklastycznymi w najniższej części profilu (np. Łazy P 7) oraz onkolitami i stromatolitami kolumnkowymi w górnej części Ca1. Przeważają onkolity o urozmaiconym składzie form onkoidowych. Ponieważ w profilu wapienia cechsztyńskiego otworu Nowa Rola P 9 pakstony nieznacznie dominują nad madstonami i wakstonami, otwór ten na mapie litofacjalnej zajmuje pozycję wskazującą na skłon płycizny (fig. 15).

W najbardziej obniżonych partiach szelfu głębokiego dominują profile o nieznacznej miąższości w granicach od 0,2 do 5 m, z wakstonami bioklastycznymi w spągu, madstonami o znacznej miąższości w środkowej części oraz wakstonami i pakstonami onkolitowymi oraz stromatolitami kolumnkowymi w przystropowej części profilu. Brak takich stromatolitów w otworze Nowa Rola P 9 wskazuje na spokojne warunki sedimentacji w rejonie tego otworu u schyłku depozycji Ca1.

Uwzględnienie pionowego następstwa mikrofacji oraz ich lateralnego zróżnicowania pozwala wnioskować, że początkowo (w czasie depozycji łupku miedzionośnego i dolnego kompleksu Ca1) na całym obszarze perykliny Żar sedimentacja przebiegała na równi szelfowej o dość urozmaiconej paleomorfologii. Resuspensja i przemieszczanie się materiału osadowego z płycizn skutkowało akrecją osadów ziarnistych i mułów ilasto-węglanowych w przyległych obniżeniach, co doprowadziło do częściowego wyrównania paleoreliefu. Zmienność mikrofacjalna i miąższościowa górnego kompleksu (skondensowane profile na wyniesieniach i grubsze, onkolitowo-stromatolitowe profile na skłonie płycizn i w obniżeniach) wskazuje na to, że także w czasie formowania się górnego kompleksu nadal trwała sedimentacja warunkowana głównie paleomorfologią i resedymencją z płytkich w stronę głębszych środowisk. Na wpływ wyniesienia szprotawskiego na sedimentację najniższych ogniw cechsztynu wskazuje także obecność piaskowców ponad wapieniem cechsztyńskim w Kunicach Żarskich (Peryt, 1978, 1981). Wydaje się więc, że w przeciwieństwie do poglądu uznającego iż „nie ma żadnego dowodu na to, aby elewacja szprotawska, zaznaczająca się w czasie sedimentacji łupku miedzionośnego, wpływała na depozycję wapienia cechsztyńskiego” (Peryt, Kasprzyk, 1992), zmienność mikrofacjalna i miąższościowa wapienia cechsztyńskiego w centralnej i północnej części perykliny Żar, zobrażowana na figurze 15, świadczy o wyraźnej tendencji zmierzającej do wyrównania reliefu odziedziczonego po czerwonym spągowcu.

Odmienny charakter reprezentuje wapien cechsztyński (a zwłaszcza jego górny kompleks) w południowej części omawianego obszaru – na południu perykliny Żar i w niecce północnosudeckiej (fig. 15). Dominacja w tych rejonach osadów ziarnistych o znacznie większej miąższości, niż w centralnej peryklinie świadczy o tym, że wskutek stopniowego spływania środowiska sedimentacji nastąpiła wyraźna dywersyfikacja

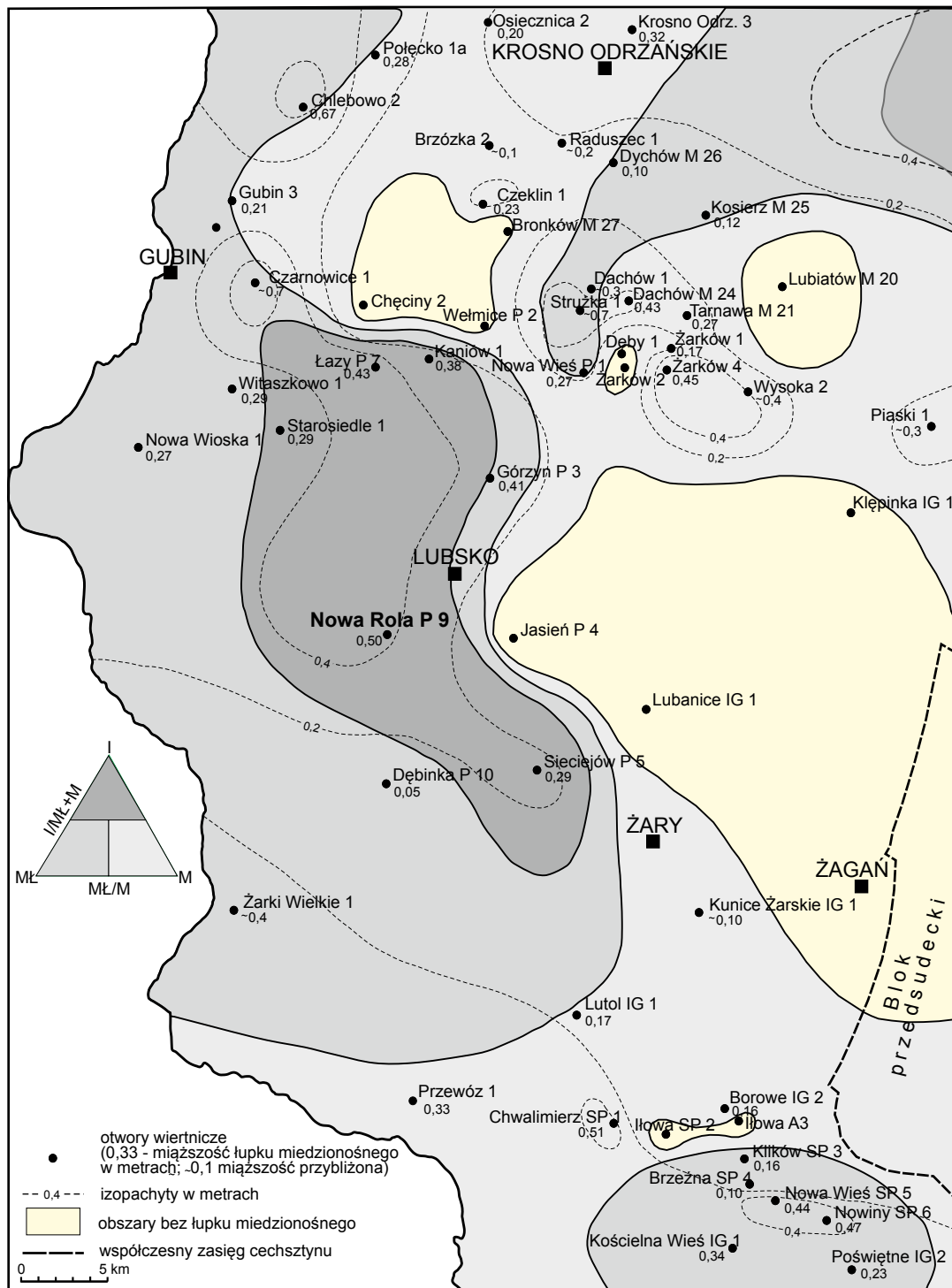


Fig. 14. Mapa litofacjalno-paleogeograficzna łupku miedzionośnego na peryklinie Żar

Lithofacies-paleogeographic map of the Kupferschiefer in the Żary Pericline

zbiornika, skutkująca na południu powstaniem platformy węglanowej o znacznej miąższości wysokoenergetycznych osadów ziarnistych (głównie onkolitów, oolitów i biotrytów) typowych dla przybrzeżnej platformy węglanowej (Peryt i in., 1978a, b). Jest możliwe, że już z początkiem sedymentacji węglanowej zaznaczył się podział zbiornika na część

basenową i przybrzeżną, spowodowany w rejonie Lutol-Ilowa istnieniem wału piaszczystego w stropie białego spągowca. Ze względu na rzadką siatkę otworów, postgenetyczną erozję górnych partii wapienia cechsztyńskiego w wielu profilach oraz niekompletne badania wynikające z rzadkiego opróbowania stropowych partii wapienia cechsztyńskiego, nie jest

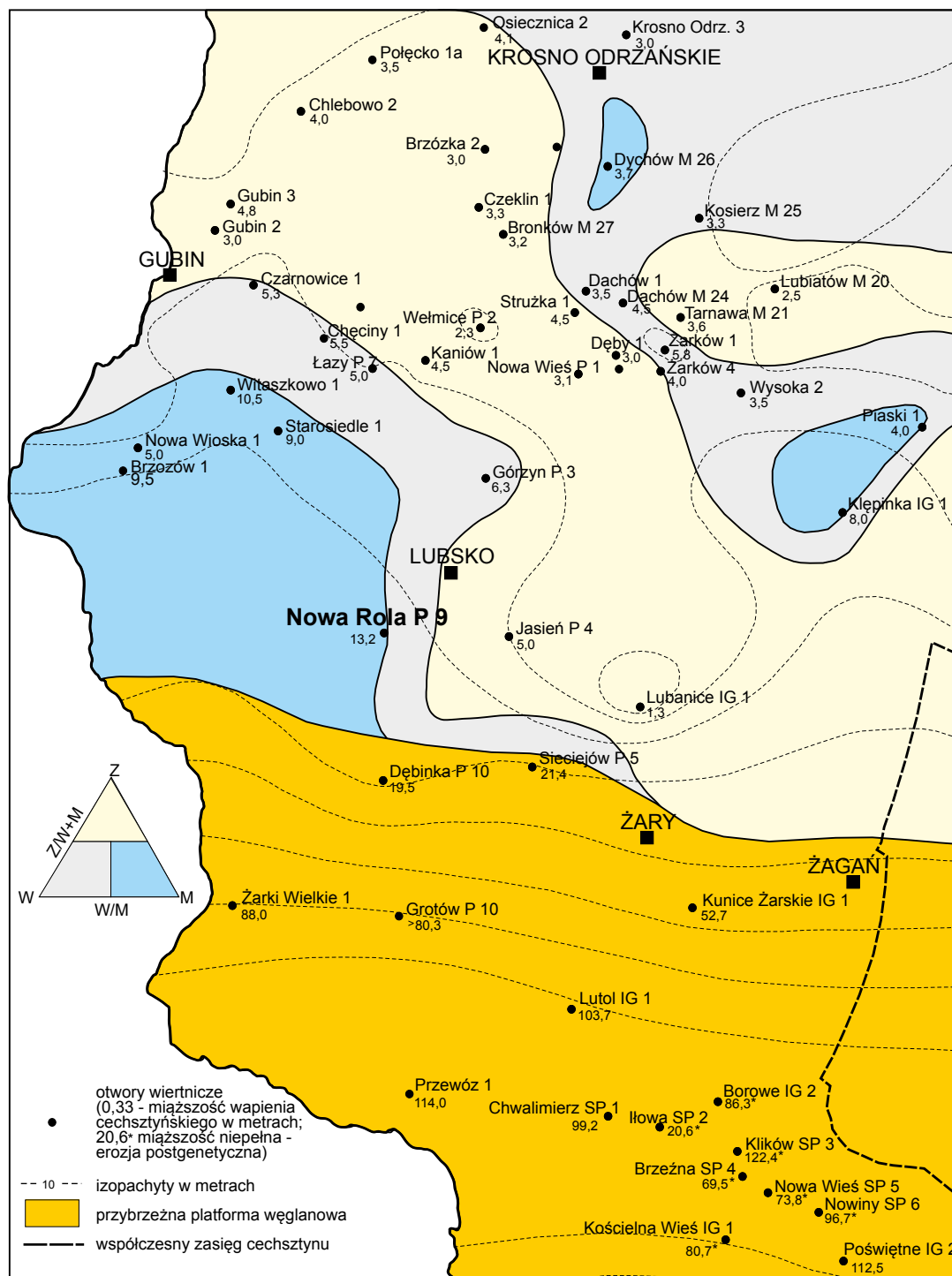


Fig. 15. Mapa litofacialno-paleogeograficzna wapienia cechsztyńskiego na peryklinie Żar

Lithofacies-paleogeographic map of the Zechsteinkalk in the Żary Pericline

wciąż możliwe dokonanie precyzyjnego rozdzielania platformy węglanowej na strefy, jak tego dokonano dla wschodniej monokliny przedsudeckiej (Peryt, 1978, 1984). Niemniej można przyjąć, że strefę przedbarierową cechuje obecność profili o względnie dużej miąższości (w granicach od ok. 30 do 80 m), zdominowanych przewarstwieniami biomikrytów i onkolitów (Dębinka P 10, Sieciejów P 5, Kunice Żarskie IG 1),

a dla strefy barierowej typowe są profile o wybitnie dużej miąższości (w granicach od ok. 80 do 120 m), z przewagą ooidowych greinstonów i pakstonów (głównie oolity gruboziarniste), przewarstwianych pakstonami i wakstonami onkolitowymi i bioklastycznymi (Bossowski i in., 1977; Kossowska, 1981, 1991, Bossowski i in., 1982), lokalnie z biolitytami mszywiolowo-algowymi (np. w otworze Lutol IG 1;

Oszczepalski, Rydzewski, 1993a). W dolnej części wszystkich otworów usytuowanych na pograniczu perykliny Żar i niecki północnosudeckiej powszechne są wakstony bioklastyczne z fauną reprezentowaną przez mszywioly, ramienionogi, małże, szkarłupnie i otwornice, wyżej madstony przewarstwiane wakstonami bioklastycznymi, a w górnej części dominują greinstony i pakstony oolitowe, wskazujące na istnienie rampy węglanowej. W basenie niecki północnosudeckiej dominowała sedymentacja bioklastycznych wakstonów z przewarstwieniami stromatolitów i bindstonów mszywiolowych, a także mułowców, charakteryzująca przybrzeżną

strefę lagunową (Bossowski i in., 1977, 1982; Oszczepalski, 1979; Kossowska, 1991; Raczyński, 1997).

Uwzględniając pozycję profilu Nowa Rola P 9 w paleogeografii wapienia cechsztyńskiego oraz znaczną jego miąższość i obecność przewarstwień pakstonów onkolitowych, zapiaszczonych wakstonów bioklastycznych i madstonów można sądzić, że wykształcenie wapienia cechsztyńskiego w tym otworze jest wynikiem sumarycznego wpływu rozmywania pobliskich płyczn istniejących w rejonie wyniesienia szprotawskiego, jak i prądów niosących ziarnisty materiał z rejonu bariery.

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI

WYNIKI BADAŃ GEOCHEMICZNYCH UTWORÓW CECHSZTYŃSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ

WSTĘP

W prezentowanym omówieniu badań geochemicznych skał cechsztyńskiej serii miedzionośnej wykorzystano opracowanie Ważny (1979), stanowiące część składową dokumentacji wynikowej otworu Nowa Rola P 9 (Gospodarczyk i in., 1979), przystosowane do niniejszego tomu.

Badania chemiczne składników głównych wykonano dla trzech próbek zbiorczych z najniższej części wapienia cechsztyńskiego, łupku miedzionośnego i z najwyższej części białego spągowca (tab. 5), a zawartość metali zbadano w 172 próbkach cechsztyńskiej serii miedzionośnej w interwale od stropu wapienia cechsztyńskiego do stropu czerwonego spągowca (tab. 6). Metale główne (Cu, Zn, Pb) oznaczono metodą absorpcji atomowej, a metale towarzyszące (Ag, Co, Mo, Ni, V) metodą spektralną półilościową w Głównym Laboratorium Instytutu Geologicznego. Ponadto spożytkowano wyniki oznaczeń zawartości Au, Pt i Pd uzyskane w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB w 2002 r. techniką absorpcyjnej spektrometrii atomowej z atomizacją elektrotermiczną (ET AAS), spektrometrem AA 4100 ZL firmy Perkin Elmer (Oszczepalski, 2002).

Wyniki analiz chemicznych ściśle korespondują z litologią badanych utworów (tab. 5). Szczególną uwagę zwracają zbliżone zawartości składników głównych w spągowych utworach wapienia cechsztyńskiego i łupku miedzionośnego oraz zdecydowana dominacja kalcytu nad dolomitem (wartości stosunku MgO/CaO zmieniają się nieznacznie od 0,13 w T1 do 0,15 w Ca1. Jeszcze większa dominacja kalcytu dotyczy stropowej części białego spągowca, gdzie wartość tego wskaźnika wynosi 0,04. geochemiczne objęły przystropowy odcinek białego spągowca, łupkę miedzionośną i dolną część wapienia cechsztyńskiego.

Porównanie wyników badań wykazało znaczną zmienność zawartości poszczególnych metali w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej (tab. 6). W analizie rozmieszczenia metali głównych (Cu, Pb, Zn) uwzględniono interwały, w których te metale osiągają koncentrację wyższą, niż 0,1%. Jest to brzeżna zawartość metali przyjęta umownie dla scharakteryzowania intensywności zmineralizowania utworów cechsztynu meta-

lami w połączeniach siarczkowych, gdyż koncentracje poniżej 0,1% są głównie rezultatem adsorpcji przez materiał ilasty i organiczny oraz istnienia wiązań metaloorganicznych (Oszczepalski, Rydzewski, 1997). Seria miedzionośna występuje na głębokości 1387,60–1389,21 m, ołowionośna obejmuje odcinek 1384,74–1387,50 m, a cynkonośna interwał 1383,82–1386,91 m (fig. 16 i 17). Metale towarzyszące rozpatrzono w odcinku profilu obejmującym zawartości powyżej 0,1%. Cu, Pb i (lub) Zn (od 1383,94 w środkowej części wapienia cechsztyńskiego do 1389,21 m w środkowej partii białego spągowca). Podane poniżej wartości średnie zawartości metali są średnimi arytmetycznymi ważonymi.

ROZMIESZCZENIE METALI W PROFILU

Miedź w górnej części białego spągowca oraz w łupku miedzionośnym i wapieniu cechsztyńskim występuje w znikomych ilościach poniżej 0,07%. Jedynie środkowa część białego spągowca jest nieznacznie wzbogacona w zakresie od 0,07 do 0,27% Cu (średnio 0,15% w interwale o miąższości 1,61 m). Koncentracje te są związane przede wszystkim z obecnością chalkopiryty (Oszczepalski i in., ten tom). Nikłe wzbogacenie rzędu 0,07–0,08% na wyższym odcinku obejmującym przystropowy biały spągowiec i dolny łupkę miedzionośny może mieć związek z występowaniem nielicznych ziaren chalkopiryty oraz materii organicznej. Nieznaczne podwyższenie zawartości miedzi w granicach 0,10–0,16% dotyczy interwału 1391,50–1392,39 m, obejmującego odbarwione zlepionce czerwonego spągowca.

Ołów tworzy bogate koncentracje, zarówno w górnej części białego spągowca, łupku miedzionośnym i w dolnej części wapienia cechsztyńskiego, o czym decyduje bogate okruszcowanie galeną. Maksymalne zawartości przypadają na przystropowy odcinek białego spągowca i przyspągowy odcinek łupku miedzionośnego. Zawartości ołowiu wzrastają od dołu profilu białego spągowca do najniższej części łupku miedzionośnego, a następnie stopniowo zmniejszają się w kierunku wyższej partii wapienia cechsztyńskiego. W podziale na poziomy, najbogatszy w ołów jest łupkę miedzionośną, w którym

Tabela 5

Skład chemiczny utworów spągowych wapienia cechsztyńskiego (Ca1), łupku miedzionośnego (T1) i stropowych utworów białego spągowca (Bs) w otworze Nowa Rola P 9

Chemical composition of the lowermost part of the Zechstein Limestone (Ca1), Kupferschiefer (T1) and the uppermost part of the Weissliegend (Bs) in the Nowa Rola P 9 borehole

Składniki Components		Ca1 (1385,98– 1386,42 m)	T1 (1386,42– 1386,88 m)	Bs (1386,88– 1387,33 m)
SiO ₂	[%]	31,80	27,78	65,00
TiO ₂		0,43	0,44	0,16
Al ₂ O ₃		9,64	8,90	5,44
K ₂ O		1,84	1,87	1,06
Na ₂ O		0,67	0,57	1,48
CaO		23,66	20,56	12,04
MgO		3,59	2,76	0,54
CO ₂		17,9	15,2	6,90
MnO		0,30	0,32	0,28
FeO		2,44	2,28	0,44
Fe ₂ O ₃		1,29	0,44	0,77
P ₂ O ₅		0,08	0,09	0,05
S _{tot}		1,24	1,95	1,68
SO ₃		1,19	0,99	3,07
S _s		0,76	1,55	0,45
H ₂ O ⁻		0,80	0,71	0,39
str. praż.	[ppm]	19,81	24,79	7,31
Cu		0,02	0,02	0,03
Pb		0,62	4,45	1,72
Zn		0,95	2,11	0,05
Ag		10	18	20
Co		11	40	28
Mo		<5	140	23
Ni		33	145	13
V		120	460	65
Ba		100	100	280
Sr		180	140	85
As		30	41	28
Cr		66	85	32
Ga		9	6	5
Au	[ppb]	—	2	30
Pt		—	5	5
Pd		—	10	6

zawartości mieszczą się w przedziale od 0,67% w górnej części do 15,96% w spągu poziomym (średnio 4,24% w interwale o miąższości 2,76 m). W białym spągowcu zakres jest nieco niższy (0,20–12,96%; średnio 1,37%), a najniższy w wapieniu cechsztyńskim (0,10–1,10%; średnio 0,27%). Podobnie, jak w większości redukcyjnych profili cechsztyńskiej serii miedzionośnej, ołów występuje bezpośrednio ponad horyzontem miedziowym i częściowo poniżej interwału cynkonośnego. Z uwagi na przewagę ołowiu nad cynkiem i miedzią, łupek

miedzionośny w badanym otworze stanowi odmianę porównywalną z wydzielanymi lokalnie na monoklinie przedsudeckiej łupkami ołowionośnymi (Harańczyk, 1972).

Cynk. Zawartości cynku powyżej 0,1% (w zakresie od 0,11 do 3,72%, średnio 0,69% w interwale o miąższości 3,09 m) notowane są w białym spągowcu, łupku miedzionośnym oraz dolnej części wapienia cechsztyńskiego w związku z obecnością sfalerytu. Zwraca uwagę wzrost koncentracji cynku ku dołowi profilu wapienia cechsztyńskiego z maksimum w łupku miedzionośnym i szybkim spadkiem zawartości w białym spągowcu. Zmienność tę ilustrują zakresy zawartości w wapieniu cechsztyńskim od 0,11 do 1,28% (średnio 0,42%) i w łupku miedzionośnym od 0,13 do 3,72% (średnio 2,06%). W białym spągowcu jedynie stropowa próbka zawiera 0,54% Zn, natomiast niżej zawartości są znacznie uboższe. Horyzont cynkowy, podobnie jak horyzont ołowiowy, występuje ponad interwałem miedziowym, przy czym górny zasięg interwału cynkonośnego przekracza zasięg interwału ołowionośnego. Ponadto, w górnej części wapienia cechsztyńskiego są obecne jeszcze trzy następne interwały z podwyższonymi zawartościami cynku.

Srebro występuje w największych ilościach w łupku miedzionośnym, w przedziale od 15 do 90 ppm (średnio 31 ppm), natomiast w górę i w dół profilu następuje stopniowe obniżenie koncentracji, co oznacza silną zależność koncentracji srebra od litologii. Zależność ta w złożach Cu-Ag wynika przede wszystkim z obecności siarczków miedzi (zwłaszcza bornitu i tennantytu), które są głównymi nośnikami srebra, gdyż tworzy ono w tych siarczках domieszki izomorficzne o koncentracji odpowiednio do 50% wag. w bornicie i do 19% wag. w tennantycie (Kucha, 2014). Niższe wartości podają Piestrzyński i Salamon (1986), odpowiednio do 1,23% wag. i do 2,38% wag. Innymi nośnikami srebra są piryt (do 1,5% wag.) i chalkopiryt (do 0,1% wag.), przy czym Ag-chalkopiryt może zawierać do 8% wag. Ag. Ponieważ w badanych utworach obecne są jedynie nieliczne ziarna chalkopiryty, ich wpływ na koncentrację srebra nie może być znaczący (Oszczepalski i in., ten tom). Jeśli nie widać związku między koncentracjami srebra i miedzi, a dystrybucja srebra jest zbliżona do pionowej zmienności koncentracji ołowiu, można wnioskować, że istnieje związek srebra z galeną, z którą przypuszczalnie współwystępuje w formie izomorficznych domieszek. W złożach miedzi galena może zawierać maksymalnie do 2,7% wag. Ag (Kucha, 2014), lecz częściej do 0,08% wag. (Piestrzyński, Salamon, 1986). Inną pospolitą formą występowania srebra w rejonach złożowych są jego minerały własne (głównie srebro rodzime, siarczki typu Cu-Ag-S i amalgamaty srebra), lecz nie zostały one stwierdzone w rozpatrywanych utworach. Niemniej srebronośny chalkopiryt jest często spotykany pomiędzy strefą miedzionośną i ołowionośną (Kucha, 2014; Piestrzyński, Salamon, 1986). W tym świetle można przypuszczać, że podwyższone jego koncentracje są stowarzyszone przede wszystkim z galeną, a w mniejszym stopniu z pirytem i chalkopirytem.

Kobalt wykazuje najwyższe zawartości do 100 ppm w górnej części białego spągowca i w dolnej części łupku miedzionośnego. Są to zawartości zbliżone do jego koncentracji w złożach rud Cu-Ag monokliny przedsudeckiej (Piestrzyński i in.,

Tabela 6

Koncentracje metali w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej
Concentrations of metals in the Zechstein copper-bearing series

Nr próbki Sample No	Litostr. Lithostr.	Strefa redoks Redox zone	Głębokość Depth [m]	Miaższość Thickness [m]	Cu [%]	Zn [%]	Pb [%]	Ag [ppm]	Co [ppm]	Mo [ppm]	Ni [ppm]	V [ppm]	Au [ppb]	Pt [ppb]	Pd [ppb]
1	Ca1	SR	1373,34	0,13	0,00	0,40	0,09	1	5	5	7	5	—	—	—
2	Ca1	SR	1373,49	0,15	0,00	0,08	0,03	1	5	5	4	5	—	—	—
3	Ca1	SR	1373,61	0,12	0,00	0,14	0,02	1	5	5	4	5	—	—	—
4	Ca1	SR	1373,75	0,14	0,00	0,03	0,03	1	5	10	4	5	—	—	—
5	Ca1	SR	1373,94	0,19	0,00	0,18	0,02	1	5	10	7	5	—	—	—
6	Ca1	SR	1374,11	0,17	0,00	0,10	0,02	1	5	3	4	5	—	—	—
7	Ca1	SR	1374,25	0,14	0,00	0,02	0,01	1	5	3	4	5	—	—	—
8	Ca1	SR	1374,38	0,13	0,00	0,07	0,01	1	5	3	4	5	—	—	—
9	Ca1	SR	1374,54	0,16	0,00	0,05	0,01	1	5	3	2	5	—	—	—
10	Ca1	SR	1374,65	0,11	0,00	0,05	0,02	1	5	3	2	5	—	—	—
11	Ca1	SR	1374,81	0,16	0,00	0,09	0,02	1	5	3	1	5	—	—	—
12	Ca1	SR	1374,99	0,18	0,00	0,11	0,02	1	5	3	1	5	—	—	—
13	Ca1	SR	1375,14	0,15	0,00	0,07	0,01	1	5	3	1	5	—	—	—
14	Ca1	SR	1375,29	0,15	0,00	0,01	0,00	1	5	3	1	5	—	—	—
15	Ca1	SR	1375,43	0,14	0,00	0,12	0,05	1	5	3	4	5	—	—	—
16	Ca1	SR	1375,56	0,13	0,00	0,28	0,03	1	5	3	4	5	—	—	—
17	Ca1	SR	1375,72	0,16	0,00	0,01	0,01	1	5	3	1	5	—	—	—
18	Ca1	SR	1375,87	0,15	0,00	0,04	0,02	1	5	3	1	5	—	—	—
19	Ca1	SR	1376,02	0,15	0,00	0,01	0,01	1	5	3	1	5	—	—	—
20	Ca1	SR	1376,16	0,14	0,00	0,19	0,06	1	5	3	1	5	—	—	—
21	Ca1	SR	1376,29	0,13	0,00	0,01	0,02	1	5	3	1	5	—	—	—
22	Ca1	SR	1376,39	0,10	0,00	0,00	0,01	1	5	3	1	5	—	—	—
23	Ca1	SR	1376,57	0,18	0,00	0,01	0,03	1	5	3	1	5	—	—	—
24	Ca1	SR	1376,72	0,15	0,00	0,01	0,01	1	5	3	1	5	—	—	—
25	Ca1	SR	1376,90	0,18	0,00	0,00	0,00	1	5	3	1	5	—	—	—
26	Ca1	SR	1377,09	0,19	0,00	0,18	0,03	1	5	10	6	5	—	—	—
27	Ca1	SR	1377,21	0,12	0,00	0,06	0,02	1	5	5	6	5	—	—	—
28	Ca1	SR	1377,39	0,18	0,00	0,26	0,04	1	5	10	8	5	—	—	—
29	Ca1	SR	1377,57	0,18	0,00	0,14	0,02	1	5	3	8	5	—	—	—
30	Ca1	SR	1377,74	0,17	0,00	0,18	0,02	1	5	8	8	5	—	—	—
31	Ca1	SR	1377,90	0,16	0,00	0,15	0,02	1	5	5	8	5	—	—	—
32	Ca1	SR	1378,07	0,17	0,00	0,18	0,02	1	5	8	6	5	—	—	—
33	Ca1	SR	1378,23	0,16	0,01	0,50	0,02	1	5	5	8	5	—	—	—
34	Ca1	SR	1378,42	0,19	0,00	0,15	0,02	1	5	5	6	5	—	—	—
35	Ca1	SR	1378,56	0,14	0,00	0,21	0,03	1	5	3	8	5	—	—	—
36	Ca1	SR	1378,72	0,16	0,00	0,08	0,06	1	5	3	8	5	—	—	—
37	Ca1	SR	1378,84	0,12	0,00	0,08	0,04	1	5	3	8	5	—	—	—
38	Ca1	SR	1379,02	0,18	0,00	0,09	0,03	1	5	3	6	5	—	—	—
39	Ca1	SR	1379,17	0,15	0,00	0,06	0,03	1	5	3	6	5	—	—	—

Tabela 6 cd.

Nr próbki Sample No	Litostr. Lithostr.	Strefa redoks Redox zone	Głębokość Depth [m]	Miaższność Thickness [m]	Cu [%]	Zn [%]	Pb [%]	Ag [ppm]	Co [ppm]	Mo [ppm]	Ni [ppm]	V [ppm]	Au [ppb]	Pt [ppb]	Pd [ppb]
40	Ca1	SR	1379,34	0,17	0,00	0,06	0,05	1	5	3	8	5	—	—	—
41	Ca1	SR	1379,48	0,14	0,00	0,10	0,06	1	5	3	6	30	—	—	—
42	Ca1	SR	1379,60	0,12	0,00	0,06	0,02	1	5	3	4	30	—	—	—
43	Ca1	SR	1379,74	0,14	0,00	0,14	0,03	1	5	3	10	5	—	—	—
44	Ca1	SR	1379,87	0,13	0,00	0,24	0,06	1	5	5	10	5	—	—	—
45	Ca1	SR	1379,98	0,11	0,00	0,58	0,15	2	30	5	30	5	—	—	—
46	Ca1	SR	1380,13	0,15	0,00	0,23	0,07	2	10	5	10	5	—	—	—
47	Ca1	SR	1380,28	0,15	0,00	0,02	0,01	1	5	3	4	30	—	—	—
48	Ca1	SR	1380,43	0,15	0,00	0,01	0,01	1	5	3	2	25	—	—	—
49	Ca1	SR	1380,61	0,18	0,00	0,03	0,02	1	5	3	4	25	—	—	—
50	Ca1	SR	1380,78	0,17	0,00	0,05	0,01	1	5	3	2	25	—	—	—
51	Ca1	SR	1380,96	0,18	0,00	0,07	0,02	1	5	3	8	25	—	—	—
52	Ca1	SR	1381,11	0,15	0,00	0,01	0,01	1	5	3	1	30	—	—	—
53	Ca1	SR	1381,25	0,14	0,00	0,04	0,02	1	5	3	1	25	—	—	—
54	Ca1	SR	1381,37	0,12	0,00	0,00	0,01	1	5	3	1	20	—	—	—
55	Ca1	SR	1381,52	0,15	0,00	0,00	0,01	1	5	3	1	20	—	—	—
56	Ca1	SR	1381,69	0,17	0,00	0,04	0,12	1	5	3	1	20	—	—	—
57	Ca1	SR	1381,81	0,12	0,00	0,02	0,09	1	5	3	1	15	—	—	—
58	Ca1	SR	1381,96	0,15	0,00	0,01	0,05	1	30	3	1	20	—	—	—
59	Ca1	SR	1382,14	0,18	0,00	0,02	0,13	1	30	3	1	30	—	—	—
60	Ca1	SR	1382,26	0,12	0,00	0,01	0,04	1	5	3	1	30	—	—	—
61	Ca1	SR	1382,37	0,11	0,00	0,00	0,11	1	5	3	1	30	—	—	—
62	Ca1	SR	1382,50	0,13	0,00	0,00	0,02	1	5	3	1	10	—	—	—
63	Ca1	SR	1382,64	0,14	0,00	0,00	0,02	1	5	3	1	10	—	—	—
64	Ca1	SR	1382,77	0,13	0,00	0,01	0,04	1	5	3	1	5	—	—	—
65	Ca1	SR	1382,88	0,11	0,00	0,01	0,02	1	5	3	1	5	—	—	—
66	Ca1	SR	1383,01	0,13	0,00	0,01	0,09	1	5	3	1	10	—	—	—
67	Ca1	SR	1383,15	0,14	0,00	0,16	0,03	1	5	3	1	5	—	—	—
68	Ca1	SR	1383,30	0,15	0,00	0,01	0,01	1	5	3	1	15	—	—	—
69	Ca1	SR	1383,41	0,11	0,00	0,01	0,01	1	5	3	1	15	—	—	—
70	Ca1	SR	1383,50	0,09	0,00	0,00	0,02	1	5	3	1	30	—	—	—
71	Ca1	SR	1383,67	0,17	0,00	0,01	0,04	1	5	3	1	25	—	—	—
72	Ca1	SR	1383,82	0,15	0,00	0,04	0,06	1	5	3	1	25	—	—	—
73	Ca1	SR	1383,94	0,12	0,00	0,62	0,09	2	10	3	30	25	—	—	—
74	Ca1	SR	1384,04	0,10	0,00	0,16	0,05	1	5	3	10	15	—	—	—
75	Ca1	SR	1384,21	0,17	0,00	0,15	0,03	1	5	3	15	15	—	—	—
76	Ca1	SR	1384,34	0,13	0,00	0,15	0,02	1	5	8	10	15	—	—	—
77	Ca1	SR	1384,46	0,12	0,00	0,11	0,01	1	5	5	10	13	—	—	—
78	Ca1	SR	1384,59	0,13	0,00	0,26	0,02	1	5	5	10	13	—	—	—
79	Ca1	SR	1384,68	0,09	0,00	0,33	0,05	1	5	5	30	15	—	—	—
80	Ca1	SR	1384,74	0,06	0,00	0,41	0,05	1	5	5	40	15	—	—	—

Tabela 6 cd.

Nr próbki Sample No	Litostr. Lithostr.	Strefa redoks Redox zone	Głębokość Depth [m]	Miaższność Thickness [m]	Cu [%]	Zn [%]	Pb [%]	Ag [ppm]	Co [ppm]	Mo [ppm]	Ni [ppm]	V [ppm]	Au [ppb]	Pt [ppb]	Pd [ppb]
81	Ca1	SR	1384,85	0,11	0,01	0,48	0,12	2	20	5	40	13	—	—	—
82	Ca1	SR	1384,95	0,10	0,01	0,53	0,15	2	20	5	40	15	—	—	—
83	Ca1	SR	1385,03	0,08	0,01	0,61	0,19	5	20	5	40	13	—	—	—
84	Ca1	SR	1385,13	0,10	0,01	0,59	0,25	2	20	5	60	15	—	—	—
85	Ca1	SR	1385,21	0,08	0,01	0,43	0,18	2	20	5	40	15	—	—	—
86	Ca1	SR	1385,28	0,07	0,01	0,30	0,17	2	15	5	50	13	—	—	—
87	Ca1	SR	1385,35	0,07	0,01	0,26	0,13	3	10	8	30	13	—	—	—
88	Ca1	SR	1385,45	0,10	0,00	0,36	0,19	5	15	8	30	15	—	—	—
89	Ca1	SR	1385,58	0,13	0,01	0,29	0,18	2	15	5	50	13	—	—	—
90	Ca1	SR	1385,68	0,10	0,01	0,37	0,20	3	15	8	60	15	—	—	—
91	Ca1	SR	1385,77	0,09	0,01	0,34	0,16	3	25	5	70	25	—	—	—
92	Ca1	SR	1385,85	0,08	0,01	0,48	0,16	3	25	5	70	20	—	—	—
93	Ca1	SR	1385,93	0,08	0,00	0,21	0,10	3	25	5	70	35	—	—	—
94	Ca1	SR	1385,98	0,05	0,01	0,26	0,16	2	25	5	80	50	—	—	—
95	Ca1	SR	1386,04	0,06	0,01	0,76	0,33	2	30	5	80	50	—	—	—
96	Ca1	SR	1386,10	0,06	0,03	1,12	0,72	10	25	5	70	50	—	—	—
97	Ca1	SR	1386,15	0,05	0,04	1,28	1,10	16	25	5	70	50	—	—	—
98	Ca1	SR	1386,21	0,06	0,06	0,83	0,54	12	30	5	70	40	—	—	—
99	Ca1	SR	1386,27	0,06	0,03	0,70	0,54	10	30	5	60	60	—	—	—
100	Ca1	SR	1386,30	0,03	0,01	0,60	0,49	9	35	5	70	70	—	—	—
101	Ca1	SR	1386,34	0,04	0,01	0,86	0,45	8	25	5	60	70	—	—	—
102	Ca1	SR	1386,38	0,04	0,01	0,67	0,63	16	35	5	60	85	—	—	—
103	T1	SR	1386,43	0,05	0,01	1,59	0,81	15	40	85	150	280	—	—	—
104	T1	SR	1386,47	0,04	0,01	2,02	0,88	16	40	25	200	330	—	—	—
105	T1	SR	1386,54	0,07	0,01	2,40	1,20	18	50	130	200	740	—	—	—
106	T1	SR	1386,57	0,03	0,01	2,80	1,09	20	40	65	200	1000	—	—	—
107	T1	SR	1386,61	0,04	0,01	1,94	0,67	18	30	55	100	500	—	—	—
108	T1	SR	1386,66	0,05	0,01	1,78	0,87	10	20	35	80	110	—	—	—
109	T1	SR	1386,72	0,06	0,01	2,70	1,28	16	30	240	200	660	—	—	—
110	T1	SR	1386,76	0,04	0,02	3,55	3,77	38	30	390	200	1100	2	5	10
111	T1	SR	1386,79	0,03	0,05	3,72	6,93	47	100	280	200	1700	2	5	10
112	T1	SR	1386,83	0,04	0,08	0,78	15,55	90	100	610	200	3000	2	5	10
113	T1	SR	1386,88	0,05	0,07	0,13	15,96	73	100	100	200	2100	2	5	10
114	Bs	SR	1386,91	0,03	0,07	0,54	12,96	34	100	250	50	200	30	5	6
115	Bs	SR	1386,95	0,04	0,02	0,03	3,24	43	100	50	20	20	30	5	6
116	Bs	SR	1386,99	0,04	0,01	0,04	1,38	16	100	15	25	15	3	—	—
117	Bs	SR	1387,05	0,06	0,01	0,02	0,78	7	60	5	15	5	3	—	—
118	Bs	SR	1387,11	0,06	0,01	0,01	0,53	7	50	5	15	5	3	—	—
119	Bs	SR	1387,16	0,05	0,01	0,01	0,60	3	40	5	15	5	3	—	—
120	Bs	SR	1387,20	0,04	0,01	0,01	0,51	3	40	10	15	5	3	—	—
121	Bs	SR	1387,24	0,04	0,02	0,01	0,69	2	30	100	10	5	3	—	—

Tabela 6 cd.

Nr próbki Sample No	Litostr. Lithostr.	Strefa redoks Redox zone	Głębokość Depth [m]	Miaższność Thickness [m]	Cu [%]	Zn [%]	Pb [%]	Ag [ppm]	Co [ppm]	Mo [ppm]	Ni [ppm]	V [ppm]	Au [ppb]	Pt [ppb]	Pd [ppb]
122	Bs	SR	1387,33	0,09	0,05	0,01	0,74	3	30	100	15	10	—	—	—
123	Bs	SR	1387,41	0,08	0,04	0,01	0,42	5	40	30	20	10	—	—	—
124	Bs	SR	1387,50	0,09	0,05	0,01	0,20	1	20	30	10	5	—	—	—
125	Bs	SR	1387,60	0,10	0,05	0,01	0,09	1	20	10	15	5	—	—	—
126	Bs	SR	1387,70	0,10	0,13	0,01	0,04	1	30	50	15	5	—	—	—
127	Bs	SR	1387,81	0,11	0,12	0,00	0,03	1	20	10	15	5	—	—	—
128	Bs	SR	1387,91	0,10	0,21	0,01	0,04	1	25	50	15	5	—	—	—
129	Bs	SR	1387,99	0,08	0,19	0,01	0,02	1	25	50	15	5	—	—	—
130	Bs	SR	1388,03	0,04	0,25	0,01	0,02	1	40	10	15	10	—	—	—
131	Bs	SR	1388,17	0,14	0,09	0,02	0,01	1	40	50	15	5	—	—	—
132	Bs	SR	1388,27	0,10	0,09	0,00	0,01	1	20	10	10	5	—	—	—
133	Bs	SR	1388,37	0,10	0,12	0,00	0,01	1	30	5	15	5	—	—	—
134	Bs	SR	1388,45	0,08	0,07	0,01	0,01	1	40	10	15	5	—	—	—
135	Bs	SR	1388,55	0,10	0,12	0,01	0,01	1	40	10	20	5	—	—	—
136	Bs	SR	1388,63	0,08	0,10	0,00	0,01	3	40	50	20	5	—	—	—
137	Bs	SR	1388,70	0,07	0,15	0,00	0,01	1	40	100	20	5	—	—	—
138	Bs	SR	1388,78	0,08	0,12	0,03	0,01	1	20	10	10	5	—	—	—
139	Bs	SR	1388,89	0,11	0,12	0,08	0,01	1	30	10	15	10	—	—	—
140	Bs	SR	1389,01	0,12	0,26	0,02	0,01	1	40	50	20	10	—	—	—
141	Bs	SR	1389,12	0,11	0,27	0,00	0,01	1	40	5	25	10	—	—	—
142	Bs	SR	1389,21	0,09	0,22	0,00	0,01	1	40	5	25	10	—	—	—
143	Bs	SR	1389,37	0,16	0,03	0,01	0,00	1	50	5	15	10	—	—	—
144	Bs	SR	1389,46	0,09	0,01	0,01	0,00	1	50	5	20	10	—	—	—
145	Bs	SR	1389,57	0,11	0,03	0,00	0,00	1	20	5	15	10	—	—	—
146	Bs	SP	1389,70	0,13	0,00	0,00	0,00	1	10	5	15	5	—	—	—
147	Bs	SP	1389,80	0,10	0,00	0,00	0,00	1	10	5	15	5	—	—	—
148	Bs	SP	1389,90	0,10	0,00	0,00	0,00	1	10	5	10	5	—	—	—
149	Bs	SP	1390,02	0,12	0,00	0,00	0,00	1	10	5	6	5	—	—	—
150	Bs	SP	1390,14	0,12	0,00	0,00	0,00	1	10	10	6	5	—	—	—
151	Bs	SP	1390,25	0,11	0,00	0,01	0,00	1	10	10	10	5	—	—	—
152	Bs	SP	1390,35	0,10	0,00	0,00	0,00	1	10	10	10	5	—	—	—
153	Bs	SP	1390,47	0,12	0,00	0,00	0,00	1	10	3	10	5	—	—	—
154	Bs	SP	1390,58	0,11	0,00	0,00	0,01	1	10	3	15	5	—	—	—
155	Bs	SP	1390,68	0,10	0,00	0,00	0,00	1	10	3	20	10	—	—	—
156	Bs	SP	1390,78	0,10	0,00	0,00	0,00	1	10	3	30	10	—	—	—
157	Bs	SP	1390,88	0,10	0,00	0,01	0,00	1	15	3	20	10	—	—	—
158	Bs	SP	1390,98	0,10	0,00	0,00	0,00	1	10	3	20	13	—	—	—
159	Bs	SP	1391,07	0,09	0,01	0,00	0,00	1	10	3	25	13	—	—	—
160	Bs/Pcs	SP	1391,19	0,12	0,01	0,00	0,00	1	10	3	40	15	—	—	—
161	Pcs	SP	1391,28	0,09	0,01	0,01	0,00	1	10	3	40	20	—	—	—
162	Pcs	SP	1391,37	0,09	0,02	0,01	0,00	1	10	3	40	15	—	—	—

Tabela 6 cd.

Nr próbki Sample No	Litostr. Lithostr.	Strefa redoks Redox zone	Głębokość Depth [m]	Mięszczość Thickness [m]	Cu [%]	Zn [%]	Pb [%]	Ag [ppm]	Co [ppm]	Mo [ppm]	Ni [ppm]	V [ppm]	Au [ppb]	Pt [ppb]	Pd [ppb]
163	Pcs	SP	1391,50	0,13	0,02	0,01	0,00	1	10	5	40	20	—	—	—
164	Pcs	SP	1391,66	0,16	0,02	0,01	0,00	1	10	5	50	20	—	—	—
165	Pcs	SP	1391,80	0,14	0,01	0,01	0,00	1	10	3	40	20	—	—	—
166	Pcs	SP	1391,93	0,13	0,02	0,01	0,00	1	10	3	40	20	—	—	—
167	Pcs	SP	1392,04	0,11	0,03	0,00	0,00	1	10	3	40	20	—	—	—
168	Pcs	SP	1392,16	0,12	0,02	0,00	0,00	1	10	5	40	20	—	—	—
169	Pcs	SP	1392,29	0,13	0,03	0,01	0,00	1	10	5	40	15	—	—	—
170	Pcs	SP	1392,39	0,10	0,00	0,00	0,00	1	10	5	40	15	—	—	—
171	Pcs	SP	1392,47	0,08	—	0,00	0,00	1	10	5	40	15	—	—	—
172	Pcs	RB	1392,63	0,16	—	0,01	0,00	1	10	5	40	20	—	—	—

Cal – wapień cechsztyński, T1 – łupek miedzionośny, Bs – biały spągowiec, Pcs – czerwony spągowiec; SR – strefa redukcyjna, SP – strefa przejściowa, RB – *red beds*

Cal – Zechstein Limestone, T1 – Kupferschiefer, Bs – Weissliegend, Pcs – Rotliegend; SR – reduced zone, SP – transition zone, RB – red beds

1998; Mikulski i in., 2020). Zarówno w górę, jak i w dół profilu od wskazanego interwału następuje stopniowe zmniejszenie zawartości Co. Występowanie najwyższych koncentracji Co w utworach wzbogaconych w materiał ilasto-organiczny wskazuje na rolę tego materiału w kumulowaniu kobaltu, choć możliwe jest też jego wychwytywanie przez piryty, który jest pospolitym siarczkiem w utworach zawierających materiał organiczny, obejmujących nie tylko łupek miedzionośny, lecz także górny biały spągowiec i dolny wapień cechsztyński. Piryty może zawierać do 12% wag. Co w formie podstawień izomorficznych (Harańczyk, 1972; Kucha, 2014).

Molibden. Jego występowanie ogranicza się do warstwy łupku miedzionośnego, w którym jego zawartość zmienia się od 25 do 610 ppm. Średnia zawartość (176 ppm Mo) w łupku miedzionośnym nie odbiega od średniej osiągniętej w łupkach złoża Cu-Ag monokliny przedsudeckiej, gdzie zawiera się generalnie w granicach od 32 do 112 ppm, maksymalnie do 417 ppm (Banaś i in., 2007). Nieco podwyższona zawartość przypada na górną część białego spągowca okruszczoną siarczkami miedzi i ołowiu. Molibden tworzy własne fazy mineralne typu Cu-Mo-S (castaingit) i Mo-S (molibdenit), ale ich udział w okruszczowaniu jest zazwyczaj znikomy. Uwzględniając nasilenie koncentracji w łupku miedzionośnym można przyjąć, że molibden skoncentrował się w badanych łupkach poprzez adsorpcję oraz tworzenie związków organometalicznych. Potwierdzeniem tego poglądu jest bardzo niska zawartość molibdenu w próbce łupkowatego marglu (nr 108, [tab. 6](#)), ubożego w materię organiczną. Molibden może być także związany z pirytem i chalkopirytem, gdyż podstawienia izomorficzne w pirycie mogą sięgać do 1%, a w chalkopirycie do ok. 900 ppm (Mikulski i in., 2020). Na taki związek Mo z występowaniem piryty i chalkopiryty wskazuje nieregularna zmienność koncentracji molibdenu w białym spągowcu.

Nikiel. Dystrybucja niklu w profilu koresponduje z rozmieszczeniem molibdenu, gdyż maksimum koncentracji także przypada na łupek miedzionośny (80–200 ppm, średnio 175 ppm). W jeszcze większym stopniu niż dla molibdenu zarysowuje się zależność rozmieszczenia Ni od litologii skał, bowiem kumuluje się on w utworach ilastych i zailonnych. Ta ścisła zależność koncentracji niklu od materiału ilastego związana jest z właściwościami sorpcyjnymi minerałów ilastych (Ważny, 1967). Możliwe było także związanie niklu przez piryty, adsorpcja przez materię organiczną i powstanie kompleksów metalo-organicznych, takich jak porfiryry Ni (Oszczepalski, ten tom).

Wanad. W profilu zaznacza się istotny wpływ czynnika litologicznego na zawartość wanadu, gdyż maksimum jego koncentracji wanadu występuje w łupku miedzionośnym (110–3000 ppm, średnio 175 ppm), a zwłaszcza w najniższej jego partii, cechującej się największymi ilościami materiału ilastego i organicznego. Nieznacznie podwyższone zawartości obserwuje się w dolnej części wapienia cechsztyńskiego, zawierającej dość znaczną domieszkę drobnoziarnistego materiału terygenicznego i substancji organicznych. Oznacza to, że wanad przeważnie występuje w związkach organometalicznych, głównie jako porfiryry wanadylowe (Kucha i in., 1983). Podobnie jak w przypadku Mo i Ni, margo łupkowate zubożone w materiał ilasto-organiczny (próbka nr 108, [tab. 6](#)) zawierają najniższe zawartości V w profilu łupku miedzionośnego w porównaniu z pozostałymi odmianami litologicznymi łupku miedzionośnego, co potwierdza rolę czynnika sorpcji przy udziale substancji ilastej i organicznej.

Złoto, platyna, pallad. Zawartość złota i platynowców w zbędnych próbkach białego spągowca i łupku miedzionośnego są bardzo niskie, typowe dla utworów redukcyjnych w profilach dystalnych względem obszarów utlenionych (Oszczepalski i in., 1997, 2011; Oszczepalski, Chmielewski, 2015).

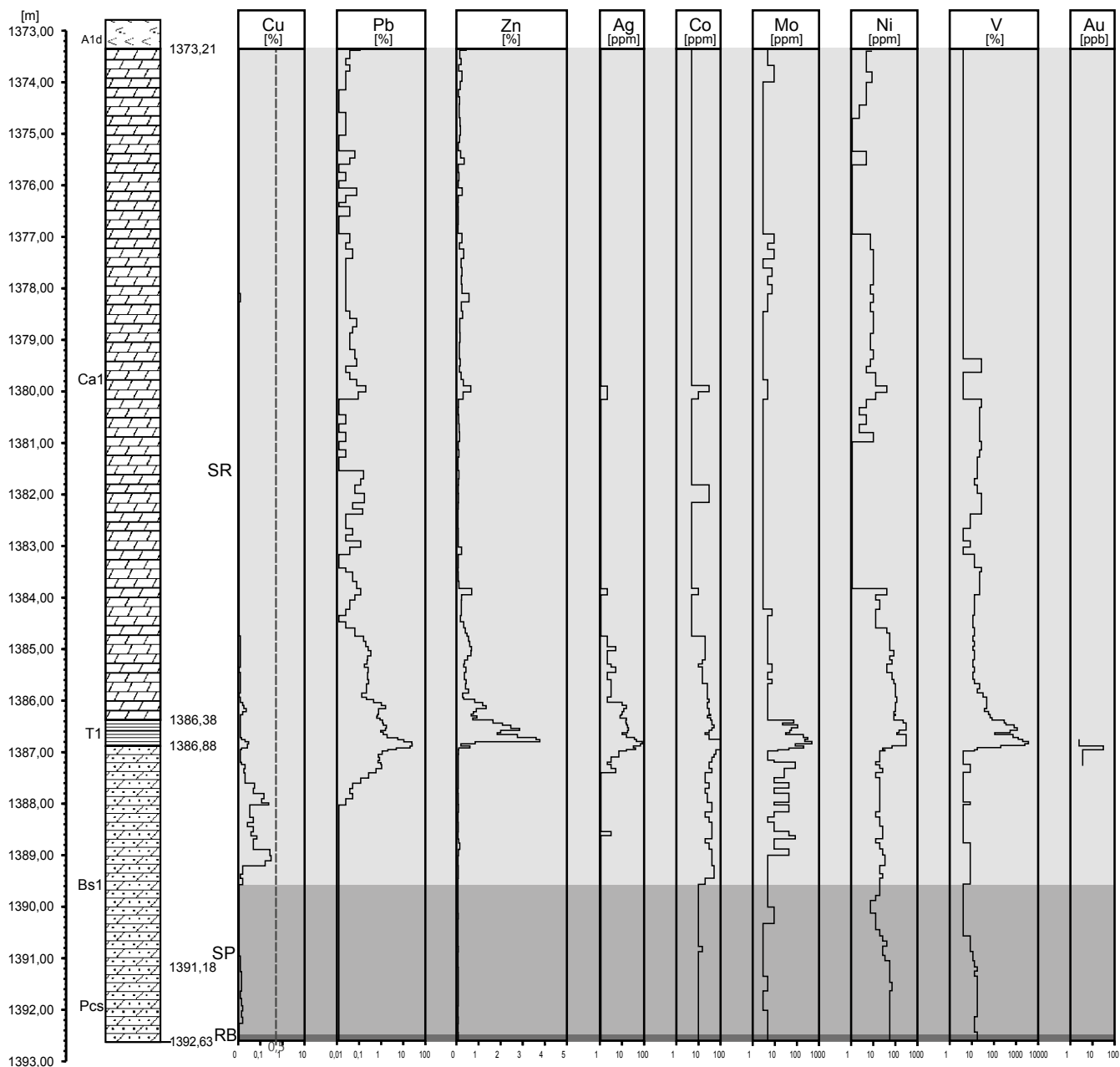


Fig. 16. Dystrybucja metali w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej

Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny; Bs1 – biały spągowiec; Cs – czerwony spągowiec; SR – strefa redukcyjna; SP – strefa przejściowa; RB – osady czerwone typu red beds

Distribution of metals in the Zechstein copper-bearing series

Ca1 – Zechstein Limestone; T1 – Kupferschiefer; Bs1 – Weisslied; Cs – Rotlied; SR – reduced zone; SP – transition zone; RB – red beds

WNIOSKI

Głównym nośnikiem metali w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej otworu Nowa Rola P 9 jest łupek miedzionośny, a jedynie miedź wykazuje największe koncentracje w piaskowcach białego spągowca (fig. 16 i 17). W łupku mie-

dzionośnym omawianego otworu w porównaniu z czarnymi łupkami metalonośnymi (por. Huyck, 1990, wraz z literaturą), ołów wykazuje największe wzbogacenie rzędu $\times 26$, cynk $\times 12$, srebro $\times 10$, a najmniejszym wzbogaceniem $\times 5$ cechuje się miedź. Natomiast metale towarzyszące (Co, Mo, Ni, V, Au) występują w ilościach zbliżonych do przeciętnej koncentracji

w czarnych łupkach metalonośnych, przy czym kobalt i molibden są słabo wzbogacone, a nikiel, wanad i złoto wykazują nieznaczne zubożenie.

Badania geochemiczne wykazały strefowe rozmieszczenie miedzi, ołowiu i cynku w profilu cechsztyńskiej serii miedzionośnej badanego otworu (fig. 16 i 17). Najniższą pozycję zajmuje miedź z podwyższonymi zawartościami w środkowej części białego spągowca o miąższości 1,61 m i średniej zawartości 0,15%. Wyżej występuje maksimum koncentracji ołowiu na odcinku obejmującym górny biały spągowiec, łupkę miedzionośną i dolną część wapienia cechsztyńskiego o łącznej miąższości 2,76 m i średniej zawartości 1,24%. Najwyżej, od stropu białego spągowca do środkowej części wapienia cechsztyńskiego, występuje interwał cynkonośny o miąższości 3,09 m i średniej zawartości 0,69%, a ponad nim obecne są dodatkowe interwały wzbogacone cynkiem.

Taka strefowa dystrybucja metali głównych (fig. 16 i 17), z maksimum koncentracji miedzi poniżej łupki miedzionośnej, jest powszechną prawidłowością obserwowaną w profilach usytuowanych w centralnej części monokliny przedsudeckiej, znacznie oddalonych od obszarów utlenionych i obramowujących je złóż Cu-Ag (Oszczepalski, Rydzewski, 1997). Identyczną pozycję w systemie mineralizacyjnym perykliny Żar zajmuje Nowa Rola P 9. Tak wyrażona pionowa strefowość występowania metali powszechnie tłumaczona jest kierunkową ich dostawą przez ascenzyjne roztwory mineralizujące oraz odmienną zdolnością

migracyjną kompleksów chlorkowych w redukcyjnym środowisku utworów, przez które te roztwory migrowały. Roztwory te miały charakter utleniający, o czym świadczy obecność w dolnej części białego spągowca strefy przejściowej.

W rejonach wyraźnie dystalnych względem obszarów utlenionych zdarza się, że srebro nie koreluje się z miedzią, lecz koncentruje się w utworach o wysokiej zawartości organicznych reduktorów. Rozkład przestrzenny srebra w profilu Nowej Roli P 9 jest analogiczny do rozkładu ołowiu, co sugeruje istnienie izomorficznych domieszek srebra w galenie. Rozkład pozostałych metali towarzyszących (Co, Mo, Ni, V, Au, Pt i Pd) w profilu wydaje się być kontrolowany przez litologię, gdyż są one skoncentrowane głównie w łupku miedzionośnym. Metale te na ogół wykazują dodatnią wzajemną korelację (Kucha, 2014; Mikulski i in., 2020). Największą zależność od materiału ilasto-organicznego wykazują Mo, Ni i V, co świadczy o tym, że ich kumulację determinowały procesy fizycznej sorpcji kationów przez materiał ilasty i organiczny, choć nie można wykluczyć ich obecności w formie połączeń metaloorganicznych (Ważny, 1967; Sawłowicz, 1993; Sawłowicz i in., 2000; Kotarba i in., 2007). Wydaje się, że Mo i V wykazują najsilniejszą tendencję do tworzenia związków metaloorganicznych, natomiast o kumulacji Ni decydowały procesy sorpcji na cząstkach minerałów ilastych (Ważny, 1967; Banaś i in., 2007). Także rozkład złota i palladu sugeruje rolę matrycy ilasto-organicznej w ich wychwyceniu (Oszczepalski i in., 1997; Kucha, 2014).

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W UTWORACH CECHSZTYŃSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ

WSTĘP

Otwór Nowa Rola P 9 odwiercono w centralnej części perykliny Żar w celu znalezienia złóż rud miedzi w rejonie wcześniej zupełnie nierozpoznanym pod względem występowania mineralizacji kruszcowej. Obszar perykliny Żar stał się obiektem poszukiwań złóż rud metali wkrótce po odkryciu złoża rud miedzi Lubin-Sieroszowice na monoklinie przedsudeckiej w 1957 roku (Wyżykowski, 1958). Do rozstrzygnięcia pozostawało zasadnicze zagadnienie przebiegu granicy bloku przedsudeckiego w rejonie Żar. Eisentraut (1939) wyznaczył hipotetyczny północno-zachodni zasięg bloku przedsudeckiego, zbliżony do współczesnego, uwzględniając wyniki przedwojennych otworów (Birkberg A1, Klików A2, Hłowa A3 i Nowa Wieś A4) wykonanych na południe od Żagania, natomiast Zwierzycki (1951) uznał, że ten blok kontynuuje się aż na terytorium Niemiec. W celu weryfikacji tych hipotez przeanalizowano dane grawimetryczne, na podstawie których wyinterpretowano przypuszczalny bieg wychodni cechsztynu, skracający ku południowi w kierunku Żagania. Otwór Lubanice IG 1, wykonany w 1959 r. oraz następne dwa odwierty: Klępinka IG 1 i Kunice Żarskie IG 1, wykonane w 1961 r., w pełni potwierdziły obecność perykliny Żar z warstwami osadowymi zapadającymi wachlarzowo ku południowemu zachodowi, zachodowi i północnemu

zachodowi na nieznacznej głębokości do ok. 2000 m (Wyżykowski, 1961, 1963).

Pierwsze informacje o wykształceniu spągowych utworów cechsztynu pochodzą z otworu Nowa Wieś A4, w którym stwierdzono obecność utworów utlenionych (Rote Fäule), płonnych w miedź, nie rokujący nadziei na występowanie w północnym skrzydle niecki północnosudeckiej złóż o wartości przemysłowej (Eisentraut, 1939). Podobne utwory z czerwonymi plamami stwierdzono w otworach Klępinka IG 1 i Kunice Żarskie IG 1, przy czym w drugim z wymienionych otworów ubogą mineralizację miedziową stwierdzono 2,6 m ponad interwał utlenionym obejmującym łupkę miedzionośną i dolną część wapienia cechsztyńskiego, natomiast w otworze Lubanice IG 1 ujawniono mineralizację piritową w wapieniu cechsztyńskim leżącym bezpośrednio na wulkanitach (Wyżykowski 1961, 1964; Rydzewski 1964, 1969). Znaczny przyrost nowych informacji nastąpił w latach 1963–1970 w wyniku intensywnych poszukiwań ropy naftowej i gazu ziemnego przez Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Zielonej Górze i Pile w zewnętrznych partiach perykliny Żar, gdzie wykonano ponad 30 otworów wiertniczych sięgających strop czerwonego spągowca, z których 12 z kompletnymi rdzeniami wytypowano do opróbowania i wykonania analiz chemicznych we współpracy z Przedsiębiorstwem Geologicznym w Krakowie. W wyniku tych badań, przez

analogię ze złożem Lubin-Sieroszowice, gdzie bogata mineralizacja miedziowa pojawia się w strefie zaniku czerwonych plam, obszar perykliny Żar został zaliczony do obszarów perspektywicznych, wymagających dalszego rozpoznania wiertniczego (Preidl, 1971; Wyżykowski, 1971a, b).

Do połowy lat 70. XX w. informacje o okruszczeniu utworów dolnego cechsztynu pochodziły z trzech otworów wykonanych przez PIG (Kłépinka IG 1, Kunice Żarskie IG 1, Lubanice IG 1) oraz z 12 otworów PPN (Czeklin 1, Dęby 1, Gubin 3, Nowa Wioska 1, Piaski 1, Przewóz 1, Starosiedle 1, Strużka 1, Witaszkowo 1, Wysoka 2, Żarków 1 i Żarków 4). Na ich podstawie wyznaczono po raz pierwszy granice tzw. obszarów utlenionych, w których obrębie występują spągowe utwory cechsztynu wykształcone w facji utlenionej (Rote Fäule), jako skały czerwono zabarwione lub szare z czerwonymi plamami, zawierające hematyt, płonne w siarczki metali (Rydzewski i in., 1977). Obszary utlenione wyznaczyły otwory: Kłépinka IG 1, Kunice Żarskie IG 1, Dęby 1, Gubin 3, Nowa Wioska 1, Piaski 1, Przewóz 1, Starosiedle 1, Strużka 1, Witaszkowo 1 i Wysoka 2. Wykazano, że obszary utlenione występują w zewnętrznych partiach perykliny Żar, otaczając obszar facji redukcyjnej z mineralizacją siarczkową, zajmujący północną i centralną część perykliny Żar. Obszary te kontynuują się na terenie Niemiec obejmując południową Brandenburgię i Dolne Łużyce (Franz, 1965; Rentzsch, Knitzschke, 1968; Jung, Knitzschke, 1976).

Najbogatszą mineralizację miedziową stwierdzono w rejonach otworów Żarków 1 i Czeklin 1 wykonanych w północnej części perykliny Żar, tworzących zatoki w obrębie obszaru utlenionego (Rydzewski i in., 1977; Gospodarczyk, 1978; Gospodarczyk i in., 1978, Rydzewski, 1978). W otworze Żarków 1 istnieje interwał miedzionośny o znacznej miąższości 3,01 m, średniej zawartości 1,34% Cu i zasobności Cu₀ 118,60 kg/m², a w otworze Czeklin 1 cieńszy interwał o miąższości 0,23 m, średniej zawartości 10,54% Cu i zasobności Cu₀ 60,58 kg/m². Z kolei otwór Żarków 4 wykazał znikome zawartości miedzi, a wysokie cynku (1,75% w interwale 0,45 m) i ołowiu (1,70% w interwale 1,27 m).

Uwzględniając powyższe wyniki, w latach 1972–1976 PIG wznowił realizację wierceń zgodnie z *Generalnym projektem poszukiwań złóż rud miedzi* (Wyżykowski, 1964a), wykonując na pograniczu perykliny Żar z niecką północnosudecką otwory: Lutol IG 1 (1972) i Kościelna Wieś IG 1 (1973) oraz w ramach projektu badań budowy geologicznej otoczenia bloku przedsudeckiego: Borowe IG 2 (1976) i Poświętne IG 2 (1976). W otworach Lutol IG 1 i Borowe IG 2 stwierdzono utwory utlenione, a w otworach Kościelna Wieś IG 1 i Poświętne IG 2 ujawniono mineralizację sfalerytową z nieznacznym udziałem galeny i chalkopiryty (Gospodarczyk i in., 1974; Bossowski i in., 1977; Oszczepalski, 1979).

Niezwykle istotne dla poznania rozkładu mineralizacji kruszcowej w centralnej części perykliny Żar, w której wcześniej nie wykonywano żadnych wierceń, było zrealizowanie rozpoznania wiertniczego w latach 1975–1977 zgodnie z nowym *Projektem poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi na obszarach zachodniej części monokliny przedsudeckiej, perykliny Żar i niecki północnosudeckiej* (Wyżykowski, 1974), w ramach którego wykonano otwór Nowa Rola P 9 (1977), będący przedmiotem niniejszego opracowania oraz trzy inne otwory: Górzyn P 3

(1975), Sieciejów P 5 (1977) i Grotów P 11 (1976). W zbadanym profilu Nowej Roli P 9 stwierdzono obecność mineralizacji ołowiowo-cynkowej i ubogiej miedziowej (Gospodarczyk i in., 1979). W wykonanych równolegle otworach: Górzyn P 3 i Sieciejów P 5 stwierdzono utwory redukcyjne, przy czym w otworze Górzyn P 3 ujawniono bogatą mineralizację ołowiowo-cynkową, porównywalną z otworami Nowa Rola P 9 i Żarków 4, natomiast w otworze Sieciejów P 5 mineralizację piritową, z nieznacznym udziałem galeny, sfalerytu i chalkopiryty. Otwór Grotów P 11 nie przewiercił najniższego cechsztynu.

Z końcem lat 70. XX w. przemysł naftowy zaprzestał poszukiwań ropy i gazu na peryklinie Żar, natomiast PIG kontynuował prace wiertnicze, koncentrując je na pograniczach perykliny z niecką północnosudecką i monokliną przedsudecką. W strefie kontaktu perykliny Żar z niecką północnosudecką w okresie 1979–1981 wykonano zgodnie z *Aneksem nr 5 do Projektu poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi na obszarach zachodniej części monokliny przedsudeckiej, perykliny Żar i niecki północnosudeckiej* (Bossowski, Bałazińska, 1978) sześć otworów: Chwalimierz SP 1, Iłowa SP 2, Klików SP 3, Brzeźna SP 4, Nowa Wieś SP 5 i Nowiny SP 6 (Bossowski i in., 1982). W pierwszych pięciu otworach napotkano utwory redukcyjne w środkowej części wapienia cechsztyńskiego z ubogą mineralizacją miedziową ponad interwałami utlenionymi, a otwór Nowiny SP 6 okazał się rudny, z interwałem o miąższości 0,47 m, średniej zawartości 2,64% Cu i zasobności Cu₀ 42,74 kg/m² (Bossowski i in., 1982, 1998; Bossowski, 1982, 1986; Bałazińska, Bossowski, 1983; Rydzewski i in., 1995).

Do końca lat 70. XX w. przewidywano, że facja redukcyjna perykliny Żar łączy się z identyczną facją na monoklinie przedsudeckiej przesmykiem biegnącym w rejonie otworów Czeklin 1, Żarków 1, łączącym się z perspektywicznym rejonem Jany na północ od Zielonej Góry. Pogląd ten stwarzał perspektywę występowania obszernego obszaru perspektywicznego (Gospodarczyk, 1978; Gospodarczyk i in., 1978, 1979; Rydzewski, 1978). W celu weryfikacji tego poglądu w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej wykonano najpierw (w 1979 r.) otwór Dachów M 24 (Gospodarczyk i in., 1980), a następnie w okresie 1981–1990 zgodnie z *Aneksem nr 7 do Projektu poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi na obszarach zachodniej części monokliny przedsudeckiej, perykliny Żar i niecki północnosudeckiej* (Rydzewski i in., 1982) wykonano pięć otworów: Lubiatów M 20, Tarnawa M 21, Kosierz M 25, Dychów M 26 i Bronków M 27. W tych wszystkich profilach występują utwory utlenione, ponad którymi obecna jest mineralizacja siarczkowa, przeważnie uboga. Przykładowo, w otworze Dachów M 24 mineralizację miedziową napotkano ponad utworami utlenionymi 1,76 m nad stropem białego spągowca (Gospodarczyk i in., 1980; Oszczepalski, 1994). Tym samym wykazano, że nie istnieje połączenie facji redukcyjnej perykliny Żar z jej odpowiednikiem na monoklinie przedsudeckiej, co znacznie ograniczyło możliwość znalezienia złóż rud Cu-Ag na pograniczu perykliny Żar z monokliną przedsudecką (Rydzewski, Oszczepalski, 1987; Oszczepalski, Rydzewski, 1991). Niemal równocześnie (w latach 1987–1989) w północnej, wschodniej i południowej części perykliny Żar zrealizowano pięć następnych wierceń: Nowa Wieś P 1, Wełmice P 2, Jasień P 4, Łazy P 7 i Dębinka P 10. W otworach wykonanych na perykli-

nie Żar (z wyjątkiem otworu Dębinka P 10) stwierdzono fację redukcyjną z bogatą mineralizacją ołowiuowo-cynkowo-miedziową w otworze Nowa Wieś P 1, mineralizacją cynkowo-ołowiuową w otworze Łazy P 7 oraz mineralizacją piritową w otworach Jasień P 4 i Wełmice P 2 (Oszczepalski, Rydzewski, 1993a, 1995). Interesującą mineralizację miedziową napotkano w otworze Dębinka P 10, w którym ponad utworami utleniającymi (14,55 m ponad stropem białego spągowca) w interwale o miąższości 2,3 m (na głębokości 1489,70–1492,00 m), średniej zawartości 0,69% Cu i zasobności Cu_e 67,85 kg/m². Okruszcowanie w tym profilu występuje w formie wtórnych gniazd i soczew i jest reprezentowane przez bornit, chalkozyn, kowelin, digenit i sfaleryt (Oszczepalski i in., 1989; Chmielewski, 2012).

Otworem Tarnawa M 21 (1990) PIG zakończył na peryklinie Żar i w jej najbliższym otoczeniu eksplorację wiertniczą (Rydzewski i in., 1991).

DYSTRYBUCJA KRUSZCÓW W PROFILU

Mineralizacja kruszczowa występuje w cechsztyńskiej serii miedzionośnej, obejmującej biały spągowiec, łupek miedzionośny i wapień cechsztyński. Skład minerałów kruszczowych został pierwotnie rozpoznany przez A. Rydzewskiego (Rydzewski, Oszczepalski, 1979) w ramach dokumentacji wynikowej (Gospodarczyk i in., 1979) na podstawie badań 16 preparatów polerowanych w świetle odbitym wykonanych z próbek pochodzących z zakresu głębokości 1377,7–1389,5 m. Wyniki tych obserwacji znajdują się w tabeli 7 i na figurze 17. Podsumowanie tych wyników w porównaniu z sąsiednimi otworami zawarto w opracowaniu niepublikowanym oraz w publikacji (Oszczepalski, Rydzewski, 1993a, 1995). Wyniki te A. Chmielewski uzupełnił wykonaniem dodatkowych obserwacji mikroskopowych i mikrofotografii siarczków metali w świetle odbitym (fig. 18, 19). Nie zbadano ponownie preparatów z łupku miedzionośnego (z wyjątkiem próbki nr 110, głęb. 1386,8 m), gdyż nie są obecnie dostępne.

W wyniku przeprowadzonych obserwacji mikroskopowych w świetle odbitym, w serii miedzionośnej otworu Nowa Rola P 9 zidentyfikowano następujący zespół minerałów kruszczowych: galena (PbS), sfaleryt (ZnS), chalkopiryt (CuFeS₂), pirit i markasyt (FeS₂) oraz bornit (Cu₅FeS₄).

Zbadane okruszcowanie utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej jest bogate i zdominowane siarczками ołowiu i cynku, natomiast mineralizacja miedziowa jest uboga. Najsilniej okruszczony jest łupek miedzionośny, przyległy od góry skały węglanowe oraz środkowa i górna część piaskowców (fig. 17).

Minerały kruszczowe w badanych utworach występują w postaci drobnoziarnistych rozprożeń oraz różnej wielkości gniazd i soczewek. Generalnie siarczki rozmieszczone są w utworach skalnych w sposób bezładny, jednakże lokalnie (zwłaszcza w łupku miedzionośnym i w dolnej części wapienia cechsztyńskiego) bywają skoncentrowane w postaci liniowych oraz płaskosoczewkowych skupień, smug oraz horyzontalnie ułożonych nagromadzeń agregatów mineralnych. Minerały kruszczowe występują przeważnie w postaci drobnych ziaren o rozmiarach od kilku mikrometrów do 1 mm. Najczęstszą postacią występowania minerałów kruszczowych są

nieregularne i ostrokrawędziste ziarna poszczególnych siarczków lub polimineralnych zrostów. Długość tych ziaren mieści się w przedziale od kilkunastu mikrometrów do kilkuset mikrometrów. Miejscami ziarna te są lekko faliste, wydłużone oraz spękane, a spękania wypełnione innymi kruszcami. Zwracają także uwagę liczne przerosty siarczków metali z minerałami węglanowymi, impregnacje węglanów, inkrustacje ziarn szkieletowych oraz cementacje ziarn detrytycznych.

Biały spągowiec (Bs). Mineralizacja w piaskowcach białego spągowca rozmieszczona jest nierównomiernie. Ponad czerwonym spągowcem występuje strefa przejściowa w interwale (1389,7–1392,47 m) z relikami pirytu w towarzystwie hematytu. Najbogatsze okruszcowanie miedziowe występuje ponad strefą przejściową w środkowej części białego spągowca. W tej okruszczowanej strefie siarczki nie są liczne i reprezentowane przez pirit, markasyt, chalkopiryt i śladowy bornit (tab. 7; fig. 17). Siarczki występują rozproszone w cementie dolomitowym. W górnej części białego spągowca obecne jest bogate okruszcowanie galenowe, z towarzyszącym sfalerytem i pirytem oraz śladowym chalkopirytem (fig. 18D–F). W przystropowej części białego spągowca galena stanowi niemal 12% obj. skały, tworząc cement siarczkowy spajający ziarna detrytyczne. Liczne są jej zrosty z pirytem i chalkopirytem, przy czym najczęściej pirit zastępowany jest przez chalkopiryt, a galena jest w sukcesji minerałem najmłodszym.

Łupek miedzionośny (T1) cechuje maksymalne nasilenie mineralizacji siarczkowej; siarczki stanowią od 8 do 18% obj. skały (tab. 7). W spągu poziomym w dużych koncentracjach (do 14% obj.) występuje galena, w towarzystwie pirytu i podrzędnego chalkopirytu, natomiast w górnej części przeważa sfaleryt (7–14% obj.), któremu towarzyszą nieznaczne ilości galeny, pirytu i chalkopirytu. Minerały siarczkowe występują w skałach łupkowych, jako: (1) drobne ziarna rozproszone w skale lub skupione w formie smug oraz płaskich gniazd i soczewek; ziarna cechuje rozmiar w granicach od 0,015 do 0,05 mm; w tej formie najczęściej występuje pirit framboidalny, sfaleryt i chalkopiryt; (2) inkrustacje lamin węglanowych głównie galeną i sfalerytem; (3) duże skupienia kruszczowe o rozmiarach w granicach od 0,05 do 0,5 mm, wykształcone, jako nieforemne ziarna lub zrostowe agregaty chalkopirytu, sfalerytu i galeny; (4) mikrożyłki galenowe lub galenowo-kalcytowe, zgodne i niezgodne z przebiegiem laminacji (Rydzewski, Oszczepalski, 1979).

Wapień cechsztyński. Jedyne jego najniższa część zawiera nieznacznie podwyższone ilości siarczków, głównie sfalerytu i framboidalnego pirytu, podrzędnie galeny i chalkopirytu (fig. 18F; 19A–B). Ku górze profilu wapienia cechsztyńskiego zawartość siarczków stopniowo maleje; rejestrowano jedynie nieliczne skupienia sfalerytu, galeny i framboidalnego pirytu (fig. 18A–E). Najczęstsze są zastąpienia materiału węglanowego, zarówno tła skalnego (fig. 18A), jak i szczątków organicznych, głównie skorupki otwornic i małżoraczków (fig. 18C, D, E; 19B) oraz wypełnienia wolnych przestrzeni (fig. 18B, 19A). Framboidy pirytu są rozproszone w skale, lecz tworzą także nagromadzenia (fig. 2A) lub wypełniają częściowo komory skorupki mikrofauny (fig. 18C, D). Pirit jest zastępowany selektywnie sfalerytem, chalkopirytem i galeną (fig. 18F; 19A).

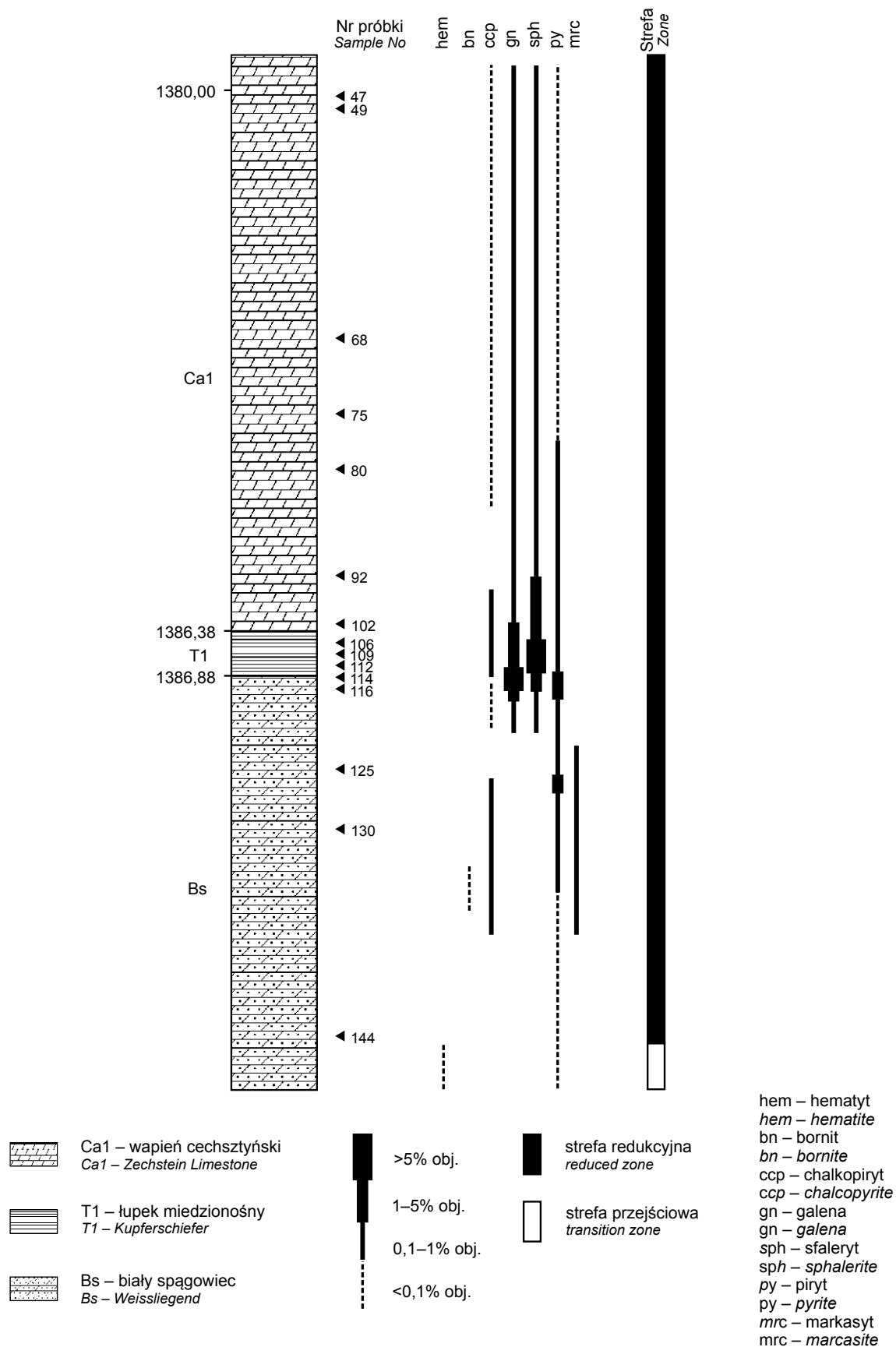


Fig. 17. Zmienność zawartości mineralów kruszczowych (w % obj.) w cechsztyńskiej serii miedzionośnej otworu Nowa Rola P 9

Concentration variability of ore minerals (vol. %) in the Zechstein copper-bearing series of the Nowa Rola P 9 borehole

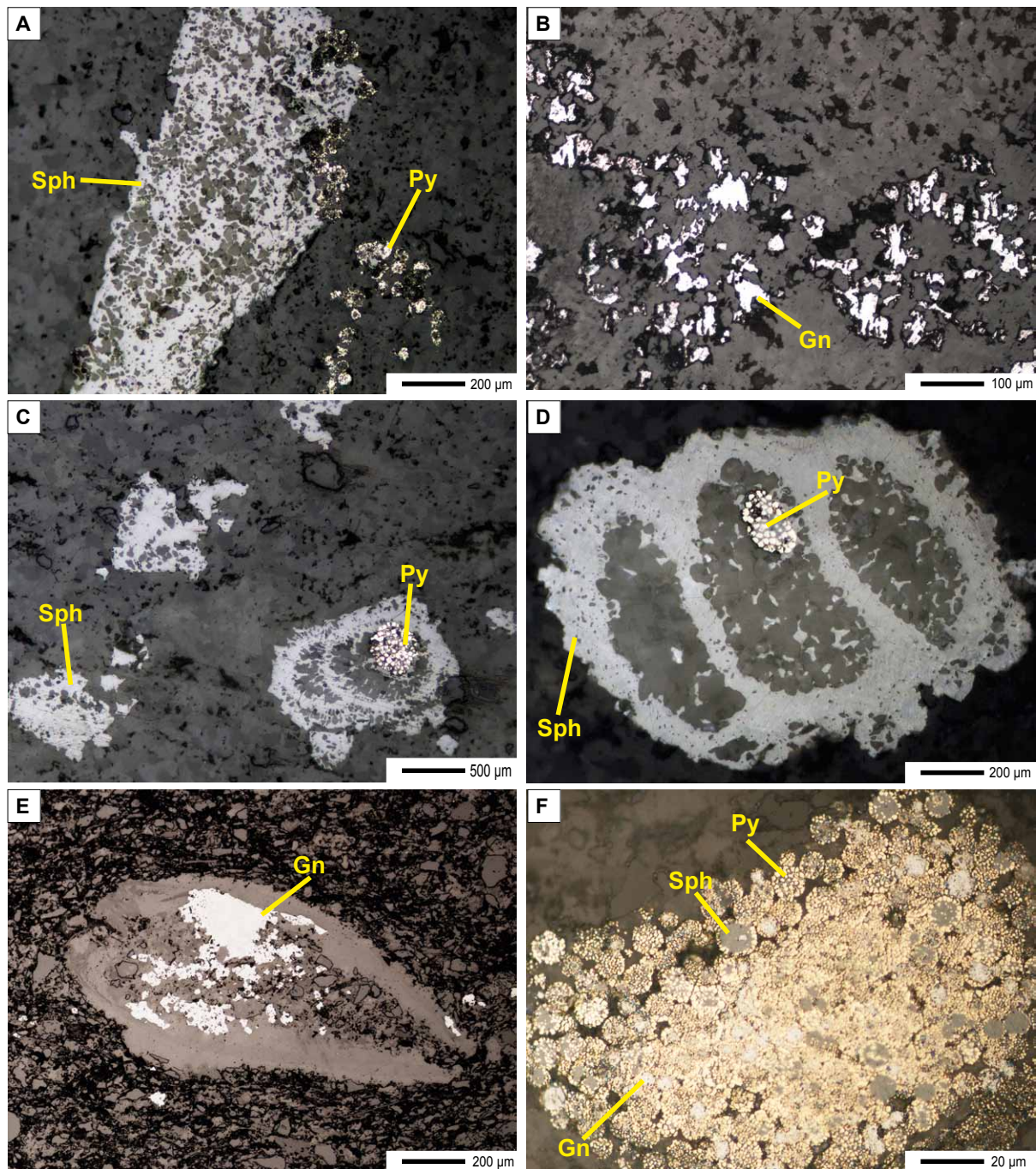


Fig. 18. Mikrofotografie mineralów kruszczowych z wapienia cechsztyńskiego w otworze Nowa Rola P 9

A. Sfaleryt (Sph) zastępujący częściowo materiał węglanowy w towarzystwie framboidów pirytu (Py), wapień cechsztyński (próbka 30, głęb. 1377,7 m); **B.** Wypełnienia przez galenę (Gn) wolnych przestrzeni w węglanowym tle skalnym, wapień cechsztyński (próbka 68, głęb. 1383,1 m); **C.** Podstawienia mineralów węglanowych tła skalnego i skorupki otwornicy jednoseryjnej przez sfaleryt (Sph) i framboidalny piryt (Py), wapień cechsztyński (próbka 75, głęb. 1384,2 m); **D.** Zastąpienie skorupki otwornicy jednoseryjnej przez sfaleryt (Sph) w towarzystwie pirytu framboidalnego (Py), wapień cechsztyński (próbka 80, głęb. 1384,7 m); **E.** Częściowe wypełnienie i zastąpienie skorupki małżoraczka przez galenę (Gn), wapień cechsztyński (próbka 92, głęb. 1385,8 m); **F.** Nagromadzenie pirytu framboidalnego (Py), częściowo zastępowanego sfalerytem (Sph) i galeną (Gn), wapień cechsztyński (próbka 92, głęb. 1385,8 m)

Photomicrographs of ore mineralization from Zechstein Limestone in the Nowa Rola P 9 borehole

A. Sphalerite (Sph) partly replacing carbonate material, accompanied by framboidal pyrite (Py), Zechstein Limestone (sample 30, depth 1377.7 m); **B.** Galena (Gn) fillings of open spaces in the carbonate matrix, Zechstein Limestone (sample 68, depth 1383.1 m); **C.** Replacements of carbonate matrix and foraminifera shell by sphalerite (Sph), accompanied by framboidal pyrite (Py) partly infilling the foraminifera chamber, Zechstein Limestone (sample 75, depth 1384.2 m); **D.** Replacement of the uniserial foraminifera by sphalerite (Sph) in the company of framboidal pyrite (Py), Zechstein Limestone (sample 80, depth 1384.7 m); **E.** Partial filling and replacement of ostracoda shell by galena (Gn), Zechstein Limestone (sample 92, depth 1385.8 m); **F.** Aggregation of pyrite framboids (Py), partly replaced by sphalerite (Sph) and galena (Gn), Zechstein Limestone (sample 92, depth 1385.8 m)

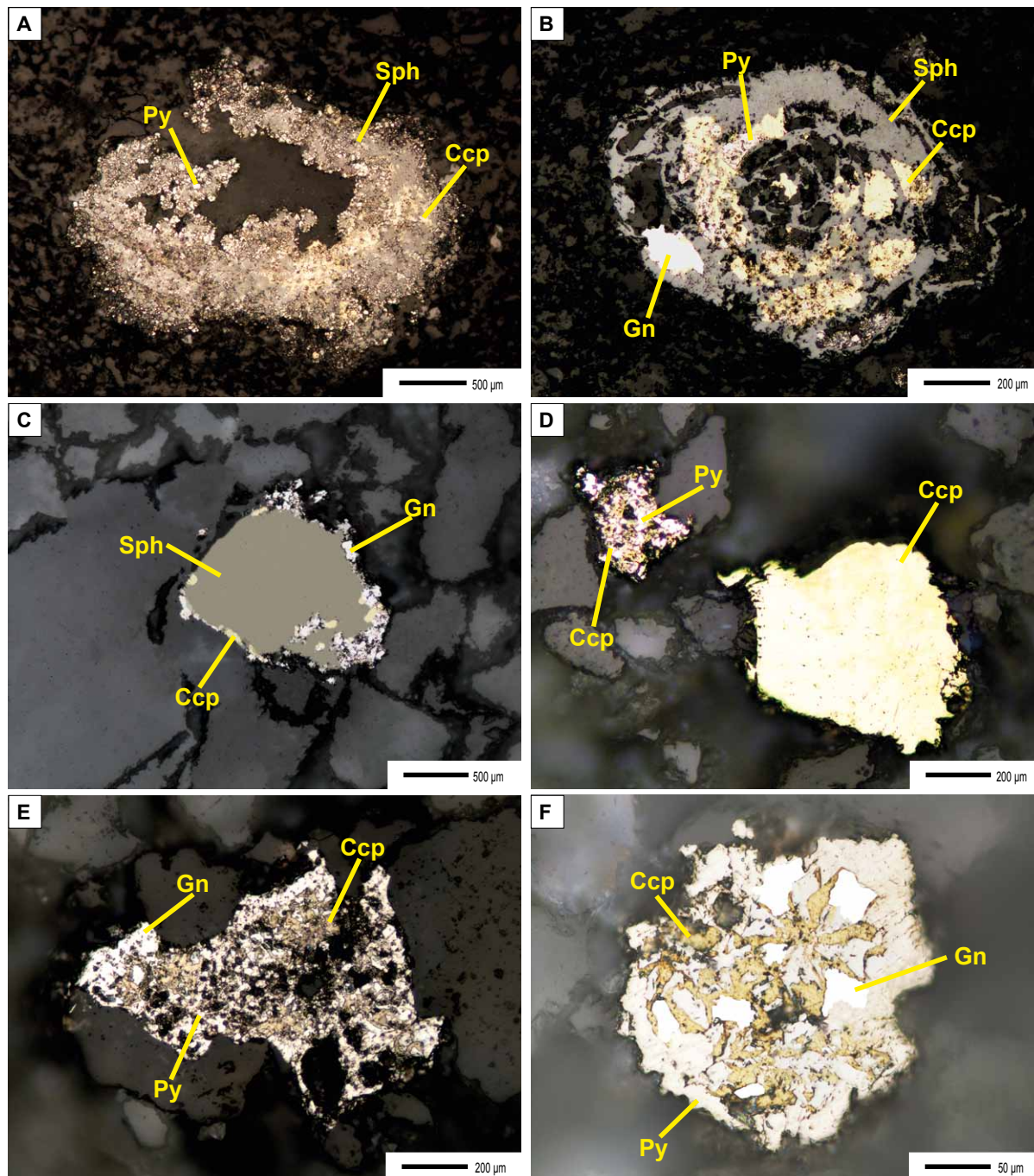


Fig. 19. Mikrofotografie mineralów kruszczowych z wapienia cechsztyńskiego i białego spągowca w otworze Nowa Rola P 9

A. Framboidy pirytu zastąpione sfalerytem (Sph) i chalkopirytem (Ccp) w otoczeniu gniazda węglanowego, wapień cechsztyński (próbka 102, 1386,38 m); **B.** Zastąpienie skorupki otwornicy spiralnej przez sfaleryt (Sph), chalkopiryt (Ccp), piryt (Py) i galenę (Gn), wapień cechsztyński (próbka 102, głęb. 1386,38 m); **C.** Ziarno sfalerytu (Sph) w towarzystwie drobnych wprysnięć galeny (Gn) oraz chalkopirytu (Ccp), biały spągowiec (próbka 114, głęb. 1386,9 m); **D.** Chalkopiryt (Ccp) w towarzystwie pirytu (Py), biały spągowiec (próbka 114, głęb. 1386,9 m); **E.** Nieregularny agregat złożony z pirytu (Py) zastępowanego chalkopirytem (Ccp) i galeną (Gn), biały spągowiec (próbka 114, głęb. 1386,9 m); **F.** Częściowe podstawienie pirytu (Py) galeną (Gn) i chalkopirytem (Ccp), biały spągowiec (próbka 114, głęb. 1386,9 m)

Photomicrographs of ore mineralization from Zechstein Limestone in the Nowa Rola P 9 borehole

A. Framboidal pyrite replaced by sphalerite (Sph) and chalcopyrite (Ccp) in the surroundings of carbonate nest, Zechstein Limestone (sample 102, 1386.38 m); **B.** Replacement of spiral foraminifera by sphalerite (Sph), chalcopyrite (Ccp), pyrite (Py) and galena (Gn), Zechstein Limestone (sample 102, depth 1386.38 m); **C.** Sphalerite (Sph) accompanied by tiny inclusions of galena (Gn) and chalcopyrite (Ccp), Weissliegend (sample 114, depth 1,386.9 m); **D.** Chalcopyrite (Ccp) in the company of pyrite (Py), Weissliegend (sample 114, depth 1,386.9 m); **E.** Irregular aggregate consisting of pyrite (Py) replaced by chalcopyrite (Ccp) and galena (Gn), Weissliegend (sample 114, depth 1,386.9 m); **F.** Partial substitution of pyrite (Py) with galena (Gn) and chalcopyrite (Ccp), Weissliegend (sample 114, depth 1,386.9 m)

WARTOŚĆ ZŁOŻOWA MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ Z OTWORU NOWA ROLA P 9

Wraz z kolejnymi etapami prospekcji wiertniczej sukcesywnie wykonywano oceny zasobowe dla obszaru perykliny Żar i rejonów przyległych (Bossowski 1982, 1986; Gospodarczyk, Metlerski 1986). Od momentu utworzenia bazy danych i przygotowania programów ich przetwarzania (Oszczepalski, Rydzewski 1989) możliwa stała się cyfrowa konstrukcja map ilościowych, prezentujących obszary perspektywiczne (Oszczepalski, Rydzewski, 1993b; Oszczepalski, Speczik, 2011; Oszczepalski, Chmielewski, 2015; Mikulski i in., 2016; Oszczepalski i in., 2016b). W ostatnich latach, weryfikacja danych mineralogicznych, z uwzględnieniem zrekonstruowanego paleoreliefu podłoża cechsztynu, umożliwiła dokonanie istotnej modyfikacji w rozmieszczeniu utworów utlenionych i stref metalicznych, polegającej na wydzieleniu strefy piritowej, korespondującej z wyniesieniem szprotawskim (Oszczepalski, Chmielewski, 2015; Oszczepalski i in., 2016b, 2019).

W otworze Nowa Rola P 9 stwierdzono zmienne zawartości metali w poszczególnych poziomach litologicznych (fig. 16 i 17). W białym spągowcu występują dwa interwały o podwyższonej zawartości metali, w jego środkowej i górnej części (tab. 7). W środkowej części białego spągowca, w interwale od 1387,60 do 1389,21 m pojawia się uboga mineralizacja miedziowa, reprezentowana przez chalkopiryt (tab. 7, fig. 16). W interwale tym o miąższości 1,6 m i zawartości miedzi w granicach od 0,07 do 0,27%, średnia ważona zawartość miedzi wynosi 0,15%, a zasobność Cu 5,6 kg/m². Są to wartości znacznie niższe niż graniczne wartości parametrów definiujących złożę i jego granice, takie jak minimalna zawartość miedzi w próbce konturującej złożę 0,5% Cu oraz zasobność ekwiwalentna miedzi wynosząca 35 kg/m². Charakterystyczny jest systematyczny wzrost zawartości ołowiu i cynku ku stropowi białego spągowca, odpowiednio od 0,51 do 12,96% Pb i od 0,01 do 0,54% Zn (fig. 16 i 17).

Przystropową część białego spągowca (w interwale 1386,88–1387,33 m) cechuje bogate okruszcowanie galeną, a w najwyższej części tego interwału galenie towarzyszy wysoka koncentracja sfalerytu (tab. 7). Zwraca także uwagę stopniowy wzrost ku górze zawartości metali towarzyszących, w tym złota (do 30 ppb).

Łupkę miedzionośną cechują bardzo wysokie koncentracje ołowiu (od 0,67 do 15,96%) i cynku (od 0,78 do 3,72%). Średnia arytmetyczna ważona zawartość tych metali w łupku miedzionośnym wynosi: 4,24% Pb i 2,06% Zn i jest zbliżona do zawartości tych metali uzyskanych dla próbek zbiorczych łupku miedzionośnego (por. tab. 5). Poziom ten charakteryzuje się najwyższymi w profilu serii cechsztyńskiej zawartościami metali towarzyszących. Zakresy zawartości i średnie ważone są następujące: 15–90 ppm Ag (średnio 31 ppm), 20–100 ppm Co (51 ppm), 25–610 ppm Mo (176 ppm), 80–200 ppm Ni (175 ppm) i 110–3000 ppm V (988 ppm). Ich zawartości w znacznym stopniu korelują się z wysokimi koncentracjami materiału ilastego i organicznego (Oszczepalski i in., Oszczepalski, Chmielewski *Mineralizacja kruszcowa w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej*, ten tom). Zawartość miedzi jest bardzo niska i mieści się w granicach od 0,08% w spągu łupku miedziono-

śnego do 0,01% w jego stropie (śr. 0,02% Cu). Bardzo niskie są zawartości złota, platyny i palladu. Podwyższone zawartości srebra (w granicach 10–90 ppm, śr. 31 ppm Ag), przy równoczesnej nieobecności siarczków miedzi wskazują na występowanie jego domieszek w galenie. Odwrotnie, niż w białym spągowcu, zawartości analizowanych metali w łupku miedzionośnym generalnie zmniejszają się od spągu ku stropowi poziomemu.

Wapień cechsztyński podwyższone ilości metali zawiera jedynie w dolnej części (w interwale 1389,97–1386,38 m), przy czym wyraźna jest tendencja spadku zawartości analizowanych metali od spągu ku górze profilu. Dominują wysokie koncentracje cynku (0,60–1,28%) i ołowiu (0,33–1,10%), natomiast niskie są zawartości pozostałych metali.

Pomimo korzystnych warunków termicznych w utworach spągowych cechsztynu (49,6°C; Gospodarczyk i in., 1979; Węgliński, ten tom), ze względu na niskie koncentracje miedzi i srebra, rejon Nowej Roli P 9 nie posiada wartości ekonomicznej.

POZYCJA OTWORU NOWA ROLA P 9 W SYSTEMIE MINERALIZACYJNYM PERYKLINY ŻAR

Wszystkie otwory zbadane dotychczas na peryklinie Żar stały się podstawą wyznaczenia nowego zasięgu obszarów utlenionych i stref metalicznych w obrębie strefy redukcyjnej oraz oceny wartości złożowej mineralizacji kruszcowej w skali rejonu (Oszczepalski, Rydzewski 1993b, 1995). Wykazano, że charakterystyczną cechą cechsztyńskiego systemu mineralizacyjnego jest strefowe rozmieszczenie metali w stosunku do obszarów z utworami utlenionymi Rote Fäule (Oszczepalski, Rydzewski, 1997). Koncentrycznie wokół rejonów z utworami zmineralizowanymi tlenkami żelaza, w miarę oddalania się od nich dominują kolejno siarczki miedzi, ołowiu i cynku (fig. 5). W utworach utlenionych, płonnych w miedź i srebro, spotyka się podwyższone koncentracje złota i platynowców (Oszczepalski i in., 1997, 2011; Oszczepalski, 2002; Oszczepalski, Chmielewski, 2015).

Otwór Nowa Rola P 9 zajmuje peryferyczną pozycję w systemie mineralizacyjnym względem obszarów utlenionych, zdominowanej mineralizacją ołowiuowo-cynkową stwierdzoną w otworach: Górzyn P 3, Jasień P 4, Kaniów 1, Nowa Wieś P 1, Łazy P 7, Sieciejów P 5 i Żarków 4. Strefy cynkonośna i ołowionośna otoczone są strefą miedzionośną o przewadze siarczków miedzi nad galeną i sfalerytem (Czeklin 1, Żarków 1). Z kolei strefa miedzionośna przylega do strefy utlenionej Rote Fäule, zwanej obszarem utlenionym. Obszar ten wchodzi w skład zielonogórskiego pola utlenionego, gdzie spągowe utwory cechsztynu są wtórnie shematyzowane i płonne ze względu na miedź (Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1997; Oszczepalski, Speczik, 2011a; Oszczepalski i in., 2016b, 2019). W kierunku od strefy cynkonośnej do strefy utlenionej następuje przemieszczanie się mineralizacji kruszcowej w coraz wyższe partie profili. W krańcowych przypadkach obserwowanych w centralnych partiach obszarów utlenionych, całe profile cechsztyńskiej serii miedzionośnej cechuje wtórne utlenienie. Jedynie w dolnych częściach odcinków utlenionych, reprezentujących

Tabela 7

**Udział (% obj.) minerałów siarczkowych w skałach cechsztyńskiej serii miedzionośnej z otworu Nowa Rola P 9
(wg Rydzewskiego i Oszczepalskiego, 1979, zmieniona)**

The share of sulphides (vol.%) in the Zechstein copper-bearing series from the Nowa Rola P 9 borehole
(modified after Rydzewski, Oszczepalski, 1979)

Numer próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Litostratygrafia Lithostratigraphy	Litologia Lithology	Bornit Bornite	Chalkopiryt Chalcopyrite	Galena Galena	Sfaleryt Sphalerite	Piryt Pyrite	Markasyt Marcasite	Skała płona Gangue rock
30	1377,74	Wapień cechsztyński Zechstein Limestone	wapień szary	—	<0,1	—	0,1	<0,1	—	99,9
47	1380,28		wapień szaro-żółty	—	—	—	<0,1	<0,1	—	100
49	1380,61			—	—	<0,1	<0,1	<0,1	—	100
68	1383,3		wapień szary	—	—	<0,1	<0,1	<0,1	—	100
75	1384,21			—	<0,1	<0,1	0,5	0,1	—	99,4
80	1384,74			—	<0,1	<0,1	0,3	0,2	—	99,5
92	1385,85			—	0,1	0,2	1,0	0,8	—	97,9
102	1386,38	Łupek miedzionośny Kupferschiefer	wapień ilasty	—	0,3	0,4	1,0	1,1	—	97,2
106	1386,57		łupek czarny	—	0,1	0,6	7,2	0,5	—	91,6
109	1386,72			—	<0,1	0,9	13,7	0,3	—	85,1
112	1386,83			—	0,3	13,8	2,0	1,2	—	82,7
114	1386,91	Biały spągowiec Weissliegend	piaskowiec szary	—	0,2	11,3	0,1	3,3	—	85,1
116	1386,99			—	—	0,5	<0,1	0,7	<0,1	98,8
125	1387,6			—	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	99,8
130	1388,03			—	0,2	—	—	0,1	0,4	99,3
144	1389,46			<0,1	0,5	—	—	<0,1	0,9	98,6

strefę przejściową, obecna jest mineralizacja reliktoowa z siarczkami miedzi częściowo zastąpionymi hematytom (Rydzewski 1969, 1978; Oszczepalski, Rydzewski 1991, 1995; Oszczepalski 1994). Tylko lokalnie w obrębie obszarów utlenionych spotyka się strefę redukcyjną w najwyższych odcinkach serii miedzionośnej, lokalnie dopiero w stropie wapienia cechsztyńskiego lub nawet wyłącznie w anhydrycie dolnym (Oszczepalski, Chmielewski, 2018).

Najbogatsza mineralizacja występuje przede wszystkim w interwale obejmującym biały spągowiec, łupek miedzionośny i wapień cechsztyński, lecz lokalnie, zwłaszcza w zewnętrznych partiach obszarów utlenionych spotyka się bogatą mineralizacją miedziową także ponad strefą przejściową, obejmującą biały spągowiec, łupek miedzionośny i najniższą część wapienia cechsztyńskiego (np. Brzeźna SP 4, Chwali-mierz SP 1, Dachów M 24, Dębinka P 10).

Lokalnie w obrębie strefy redukcyjnej obecne są pola zaliczone do strefy piritowej, gdyż brak w nich bogatej mineralizacji, zarówno miedziowej, jak i ołowiowo-cynkowej, natomiast głównymi minerałami są w nich piryt i markasyt, którym jedynie w śladowych ilościach towarzyszą siarczki miedzi lub sfaleryt, rzadziej galena.

Badania mikroskopowe minerałów kruszczowych i ich koncentracji pozwoliły na zaobserwowanie regionalnej zmienności okruszczowania (Oszczepalski, Rydzewski, 1993a, 1995). Rozkład stref dominacji poszczególnych siarczków metali

w białym spągowcu, łupku miedzionośnym i wapieniu cechsztyńskim przedstawiają figury 20, 21 i 22. Z mapy dla białego spągowca wynika, że w strefie utlenionej obecne są jedynie nieznaczne ilości pirytu oraz relikty siarczków miedzi, natomiast w strefie redukcyjnej dominuje asocjacja piritowo-sfalerytowo-galenowa, z wyjątkiem otworów: Żarków 1 i Kaniów 1, w których przeważają siarczki miedzi. Podobny jest rozkład siarczków w łupku miedzionośnym. Nieco inaczej wygląda rozkład minerałów kruszczowych w wapieniu cechsztyńskim, gdyż w kilku otworach z obszarów utlenionych (np. Dachów M 24, Dębinka P 10) pojawia się okruszczowanie miedziowe ponad utlenionym łupkiem miedzionośnym i spągiem wapienia cechsztyńskiego (Oszczepalski i in., 1989; Oszczepalski, 1994; Chmielewski, 2012).

Z analizy rozkładu strefy utlenionej i redukcyjnej, stref metalicznych oraz strefy piritowej (fig. 20, 21, 22) wynika wzajemny związek tych stref jako integralnego systemu mineralizacyjnego, utworzonego we wspólnym procesie powstania. Wykazano, że stratoidalne złoża Cu-Ag w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej powstały wskutek ascencji utleniających, metalonośnych solanek chlorkowych z utworów czerwonego spągowca i strącenia metali w obrębie bariery redukcyjnej spągowego cechsztynu (Rydzewski, 1978; Kucha, Pawlikowski, 1986; Jowett i in., 1987, 1991; Speczik, Püttmann, 1987; Oszczepalski, 1989, 1999; Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1997; Wodzicki, Piestrzyński, 1994; Spe-

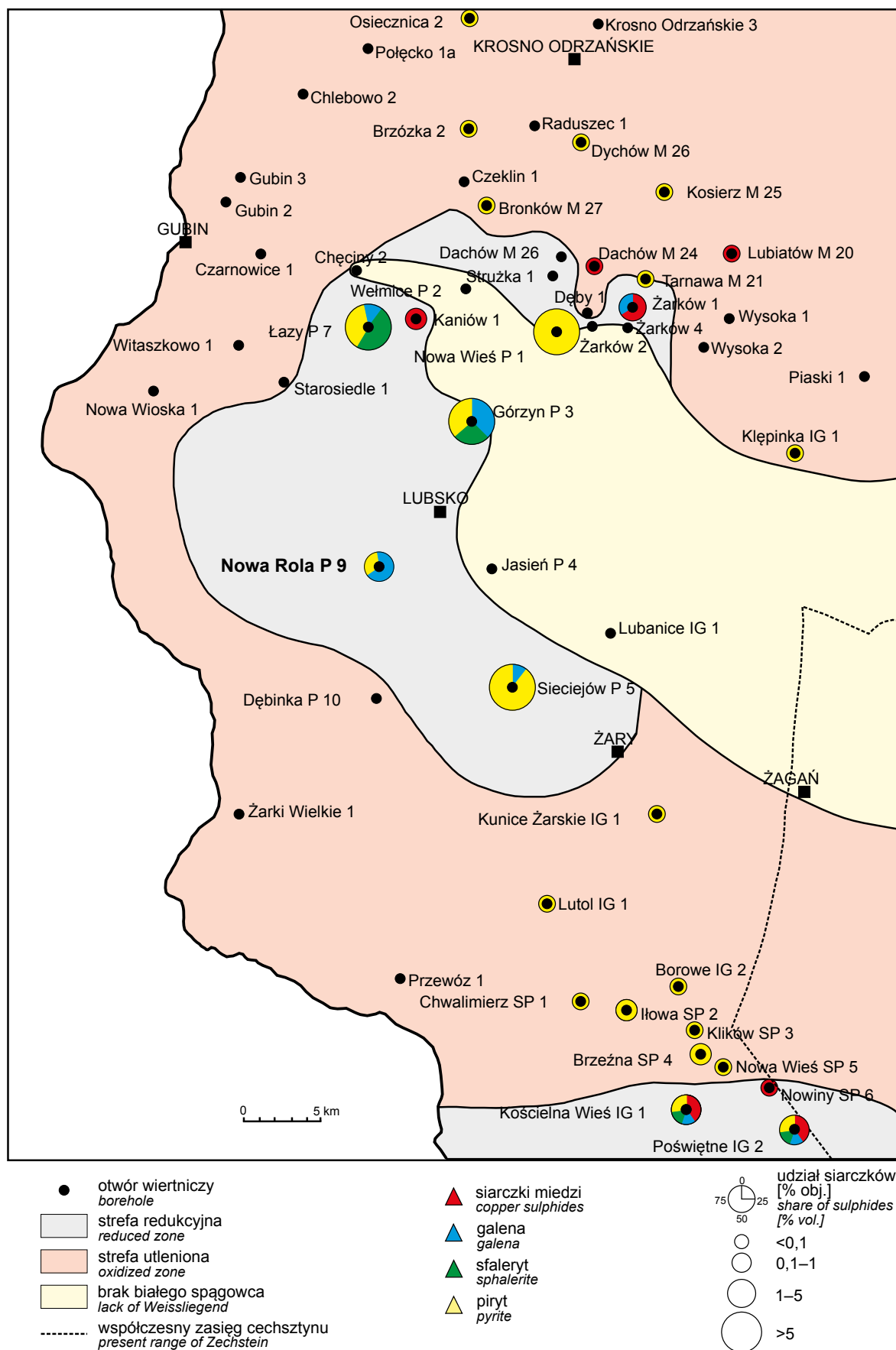
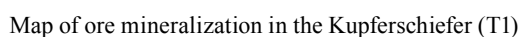


Fig. 20. Mapa mineralizacji kruszcowej w białym spągowcu (Bs)

Map of ore mineralization in the Weissliegend (Ws)



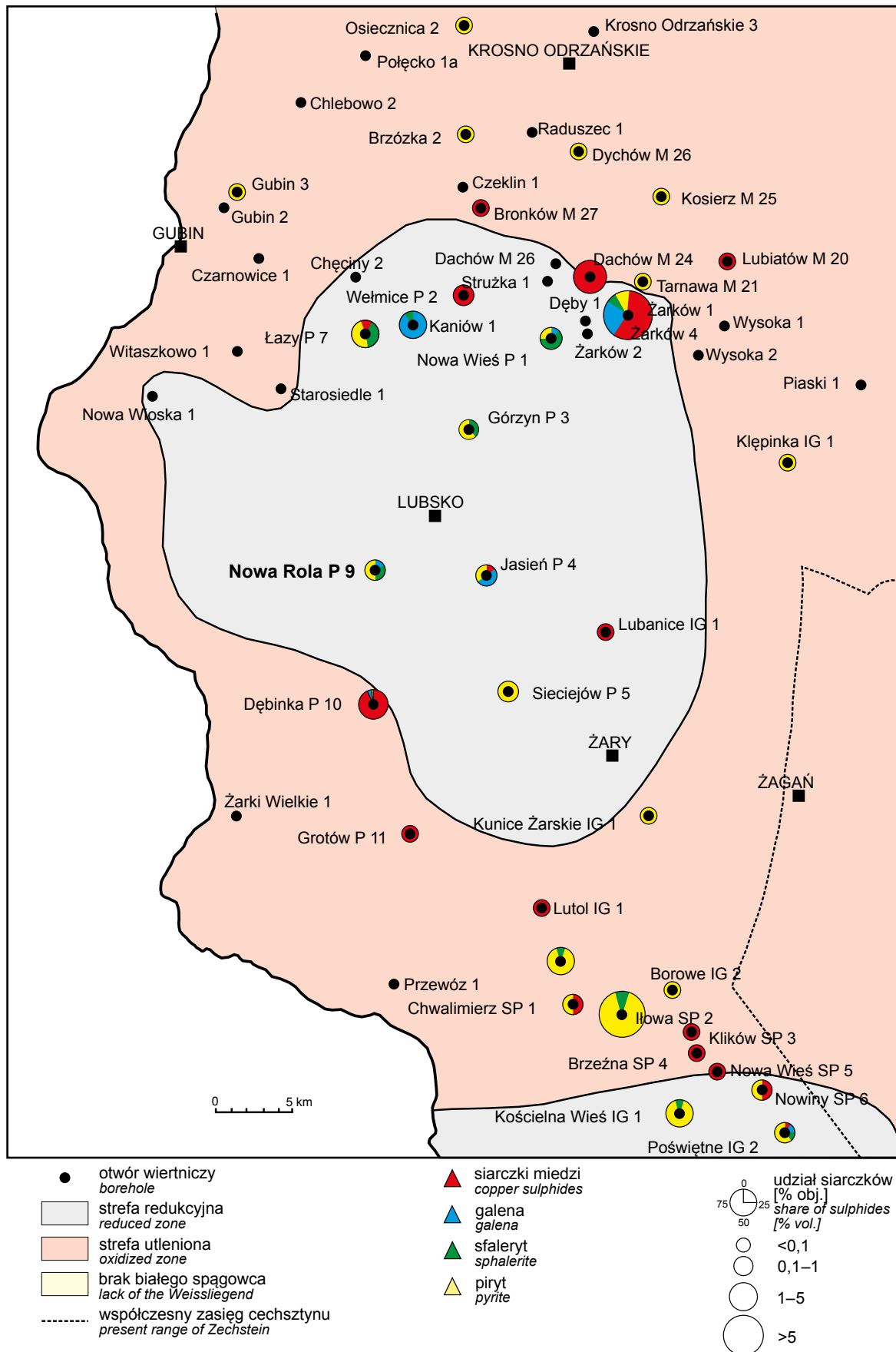


Fig. 22. Mapa mineralizacji kruszczowej w wapieniu cechsztyńskim (Ca1)

Map of ore mineralization in the Zechstein Limestone (Ca1)

czik, 1995; Bechtel i in., 2002; Oszczepalski i in., 2002). Świadczą o tym struktury zastępowania siarczków metali przez hematyt oraz zróżnicowanie wskaźników geochemiczno-petrologicznych (tab. 4). Stwierdzenie strefy przejściowej między utworami utlenionymi i redukcyjnymi (Oszczepalski, Rydzewski, 1991), zawierającej mineralizację reliktową (Oszczepalski, 1994, 1999; Oszczepalski, Rydzewski, 1995, 2007; Chmielewski, 2014; Chmielewski i in., 2015), świadczy o sukcesywnym powiększaniu pionowego i poziomego zasięgu utworów utlenionych przez migrujące roztwory. W niektórych profilach z krańców obszaru utlenionego (np. Borowe IG 2, Chwalimierz SP 1, Wełmice P 2, Tarnawa M 21) stwierdzono naprzemienne występowanie skał utlenionych i redukcyjnych oraz stref przejściowych pomiędzy nimi, świadczące o lateralnej migracji roztworów utleniających w obrębie skał powstałych w reżimie redukcyjnym.

W wyniku tych przepływów nastąpiło utlenienie spagowych utworów cechsztynu w rejonach ich najintensywniejszej ascenzji oraz uformowanie złóż rud miedziowo-srebrzowych wokół obszarów utlenionych. W efekcie nastąpiła w nich degradacja składników organicznych, o czym świadczą niskie zawartości węgla organicznego, bituminów, porfiryń, n-alkanów, izoprenoidów i wysokie zawartości fenantrenów oraz brak alginu i obfitość wtórnego bituminitu wityrinitopodobnego, często także bituminów stałych (Oszczepalski i in., 2002; Speczik i in., 2003a, b). Badania Rock Eval wykazały (tab. 4), że kerogen w utworach utlenionych cechuje wysoka wartość wskaźnika wodorowego HI (198–316), niska wartość wskaźnika tlenowego (13–20) oraz T_{max} rzędu 440–445°C, co wraz z wysokimi wartościami R_o wityrinitu wskazuje na obecność humusowego kerogenu typu III, cechującego się wysokim stopniem termicznej dojrzałości i wejściem w fazę generowania ropy, w odróżnieniu od utworów redukcyjnych, które zawierają sapropelowy kerogen typu II (Püttmann i in., 1991; Bechtel i in., 2000; Oszczepalski i in., 2002; Speczik i in., 2003a; Oszczepalski, Speczik, 2009). Jak wynika z tabeli 4, najmniej zdegradowane składniki organiczne znajdują się w utworach redukcyjnych strefy cynkowo-ołowiowej, co jest cechą charakterystyczną utworów dystalnych względem utworów utlenionych (Oszczepalski i in., 2019).

Roztwory mineralizujące miały temperaturę nie przekraczającą 135°C (Speczik, Püttmann, 1987; Püttmann i in., 1989; Oszczepalski i in., 2002; Speczik i in., 2007). Jak wynika z tabeli 4, najwyższe paleotemperature przypadają na utwory utlenione (np. 105°C w otworze Dachów M 24). Rozfrakcjonowanie izotopów siarki ($\delta^{34}S$ od –14,8 do –35,2) w żyłkach bornitowo-chalkopirytowych z otworu Kościelna Wieś IG 1 wskazuje na ich powstanie z roztworów o temperaturze 60–90°C (Jowett i in., 1991). Towarzyszące mineralizacji kruszczowej żyły kalcytowe powstawały z ciepłych roztworów wapniowo-sodowych o temperaturze w zakresie 70–130°C i znacznym zasoleniu w zakresie 21,3–27,8% wag. równoważnika NaCl (Speczik i in., 2003a). W utworach redukcyjnych o ubogiej mineralizacji miedziowej maksymalne paleotemperature są niższe i zawierają się w granicach 40–100°C.

Jak wynika z refleksyjności wityrinitu obecnego w łupku miedzionośnym otworu Nowa Rola P 9 (tab. 4; Oszczepalski,

ten tom), maksymalna paleotemperature dla rejonu tego otworu mieści się w tym przedziale, wskazując na niskie temperature roztworów mineralizujących. Nieco niższa paleotemperature (<90°C) wynikająca z modelowania subsydencji i ewolucji termicznej, jest wiązana z maksymalnym pograżeniem spągu cechsztynu w triasie i późnej kredzie na głębokość 1500–1700 m (Kosakowski, ten tom).

Cyrkulacja roztworów hydrotermalnych mogła być wywołana polem geotermicznym, ale możliwa była także recyrkulacja roztworów metalonośnych, powodowana mechanizmem sejsmicznym w związku z permsko-triasowym riftin-giem (Jowett i in., 1987; Cathles i in., 1993; Bechtel i in., 1999; Blundell i in., 2003). Dopuszcza się możliwość zmieszania roztworu ascenzyjnego z descenzyjnym (Kucha, Pawlikowski, 1986; Wodzicki, Piestrzyński, 1994) oraz jest postulowana kilkuetapowość procesu mineralizacyjnego (Michalik, Sawłowicz, 2000; Michalik, 2001). Jak wynika z pomiarów izotopów ołowiu, tworzenie mineralizacji galenowo-sfalerytowo-chalkopirytowej w rejonie profilu Nowej Roli P 9 mogło przebiegać w dwóch etapach. Pierwszy, dotyczący interwału z którego pochodzą próbki 106–112 cechuje wiek ołowiu 290 Ma, natomiast drugi interwał (próbki 114–116) zawiera młodszą generację ołowiu – 270 Ma (tab. 8; Doe, 1981).

OBSZARY PERSPEKTYWICZNE

Zgodnie z wcześniejszymi ocenami perspektyw występowania złóż rud miedzi w SW Polsce, zasadniczym kryterium wyznaczenia obszarów perspektywicznych jest izolinia zasobności Cu_e (lub Cu w przypadku braku oznaczeń Ag) 35 kg/m², zgodna z aktualnie zalecanymi granicznymi wartościami parametrów definiujących złożę i jego granice (minimalna zawartość miedzi w próbce konturującej złożę – 0,5% wag. Cu , minimalna średnia ważona zawartość ekwiwalentna miedzi z uwzględnieniem zawartości srebra w profilu złoża – 0,5% wag. Cu_e , minimalna zasobność złoża Cu_e – 35 kg/m²), z wyłączeniem parametru głębokościowego, który uniemożliwiłby wyznaczenie obszarów perspektywicznych na głębokości poniżej 1500 m (Oszczepalski i in., 2019).

Obecnie na peryklinie Żar i w jej najbliższym sąsiedztwie wyróżnia się 4 obszary perspektywiczne z zasobami hipote-

Tabela 8

Analizy izotopów ołowiu z próbek łupku miedzionośnego (T1) i białego spągowca (Bs) z otworu Nowa Rola P 9 (wg Doe, 1981)

Lead isotope analyses of the samples from the Kupferschiefer (T1) and Weissliegend (Bs) of the Nowa Rola P 9 borehole (after Doe, 1981)

Próbki Sample	Litostratygrafia Lithostratigraphy	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
106	T1	18,132	15,568	38,085
109	T1	18,140	15,572	38,093
112	T1	18,125	15,566	38,080
114	Bs	18,164	15,570	38,128
116	Bs	18,171	15,566	38,138

Tabela 9

Przypuszczalne zasoby miedzi i srebra na obszarach perspektywicznych perykliny Żar i rejonów przyległych (wg Oszczepalskiego i in., 2019)

Anticipated copper and silver resources of the prospective areas in the Żary Pericline and adjacent areas (after Oszczepalski et al., 2019)

Obszar perspektywiczny Prospective area	Powierzchnia Area [km ²]	Zakres głębokości [m p.p.t.] Depth range [m b.g.l.]	Średnia miąższość Av. thickness [m]	Średnia zawartość Cu Av. Cu content [%]	Zasoby Cu Cu res. [mln t]	Średnia zaw. Ag Ag content [ppm]	Zasoby Ag Ag res. [t]
Czeklin	23,48	1700–1800	0,23	10,54	1,423	—	—
Dębinka	25,39	1400–1600	2,30	0,69	1,007	44	6424
Nowiny	5,72	400–600	0,47	2,64	0,177	100	672
Żarków	13,19	1200–1500	3,01	1,34	1,330	22	2184

tycznymi: Żarków, Czeklin, Dębinka i Nowiny (tab. 9; fig. 23). Wprawdzie wszystkie rejonu sąsiadujące z obszarami utlenionymi należy uważać za potencjalnie perspektywiczne, jednak ze względu na stosunkowo rzadką siatkę wierceń nie jest możliwe wskazanie innych obszarów perspektywicznych.

Obszar Czeklin występuje w strefie kontaktu z zielonogórskim polem utlenionym. Jest to dość znaczny obszar (23 km²) wyznaczony otworem Czeklin 1, w którym bogata mineralizacja występuje wyłącznie w łupku miedzionośnym. W rejonie tym możliwa jest obecność prawie 1,5 mln t Cu na głębokości 1700–1800 m (srebra nie analizowano). Istnieje duże prawdopodobieństwo połączenia się tego obszaru z rejonem Żarkowa wzdłuż granicy obszaru utlenionego.

Obszar Dębinka jest wyznaczony otworem Dębinka P 10. Wobec braku innych otworów w jego sąsiedztwie trudno określić powierzchnię obszaru perspektywicznego. Przyjmując, że wynosi ona ok. 25 km², przypuszczalne zasoby można oszacować na 1 mln t Cu i 6,4 tys. t Ag na głębokości w granicach 1400–1600 m. Ponieważ interwał rudny występuje wysoko w profilu wapienia cechsztyńskiego, ponad jego utlenioną częścią dolną, istnieje duże prawdopodobieństwo, że w stronę strefy redukcijnej może się pojawić bogatsze okruszcowanie w coraz to niższych poziomach cechsztyńskiej serii miedzionośnej. Szczególnie istotne jest znalezienie najbardziej perspektywicznych rejonów, w których granica redoks przecina łupkę miedzionośną lub biały spągowiec. Można przypuszczać, że mineralizacja miedziowo-srebrna stwierdzona otworem Dębinka P 10 kontynuuje się wzdłuż granicy redoks, zarówno w północno-zachodnim, jak i południowo-wschodnim kierunku, a dalej w stronę skłonu paleowyniesienia szprotawskiego.

Obszar Nowiny (wokół otworu Nowiny SP 6), przylega od północy do strefy utlenionej, a od wschodu do bloku przedsudeckiego. Występuje tu ruda łupkowo-węglanowa, zdominowana chalkozynem. Na obszarze o powierzchni 5,7 km² może występować niemal 0,2 mln t Cu i 672 t Ag w korzystnym zakresie głębokości 400–600 m. Istnieje tu możliwość rozprzestrzeniania się ciała rudnego o rozciągłości równoleżnikowej i szerokości od 1 do 3 km w kierunku zachodnim w stronę złoża Weisswasser, gdzie dominuje asocjacja digenitowo-chalkopirytowa z bornitem i galeną (Freund i in., 2009;

Kucha, Bill, 2017), kontynuującego się dalej w kierunku udokumentowanego w Niemczech złoża Spremberg-Graustein (Kopp i in., 2010).

Obszar Żarków, podobnie jak Czeklin, wyznaczony jest po południowej stronie zielonogórskiego obszaru utlenionego wokół otworu Żarków 1, tworząc zatokę otwartą w kierunku południowym. Obszar ten ma niewielką powierzchnię (13 km²), lecz znaczne zasoby rzędu 1,3 mln t Cu i 2,2 tys. t Ag na głębokości od 1200 do 1500 m. Interwał rudny o miąższości ok. 3 m obejmuje strop brekcji podstawowej, łupkę miedzionośną i spąg wapienia cechsztyńskiego. Dominuje asocjacja chalkozynowo-kowelinowa.

W ostatnich latach znaczna część perykliny Żar objęta jest nowym projektem poszukiwań złóż rud Cu-Ag, realizowanym przez firmę Amarante Investments w ramach koncesji poszukiwawczej Peryklina Żar 65/2011/p (fig. 23). Szczegółowe wyniki eksploracji w wymienionej koncesji nie zostały uwzględnione w niniejszym opracowaniu, gdyż są one obecnie zastrzeżone w NAG do udostępniania i wglądu. Z dostępnych informacji wynika, że w koncesji Peryklina Żar o znacznej powierzchni 1184 km² wykonano na południowym skłonie wyniesienia szprotawskiego (pomiędzy otworami Sieciejów P 5 i Kunice Żarskie IG 1) co najmniej 28 odwiertów o głębokościach od 650 do 1100 metrów, rozpoznając nimi złoża rud miedzi Żary o zasobach w kat. D w wysokości 1,276 mln t Cu i 5,8 tys. t Ag na obszarze o powierzchni 24,3 km² (Amarante, 2019). Poszukiwania trwają także na pograniczu perykliny Żar i niecki północnosudeckiej w ramach koncesji Nowiny 3/2015p przyznanej Śląsko Krakowskiej Kompanii Górnictwa. Natomiast zaniechano poszukiwań w wygasłych obecnie koncesjach Hłowa i Bolesławiec-Pole A 48/2010/p (Śląsko Krakowska Kompania Górnictwa) oraz Gubin 5/2015/p i Tuplice 8/2015/p (Amarante Investments).

Oprócz rejonów perspektywicznego występowania złóż miedziowo-srebrnych, na badanym obszarze perykliny Żar obecne są także lokalnie podwyższone koncentracje złota i platynowców w utworach utlenionych (Oszczepalski i in., 1999, 2011; Oszczepalski, 2002; Oszczepalski, Chmielewski, 2015). W otworze Dachów M 24 stwierdzono interwał o miąższości 0,45 m i średniej zawartości 363 ppb Au, w otworze Dębinka P 10 interwał o miąższości 1,55 m i średniej

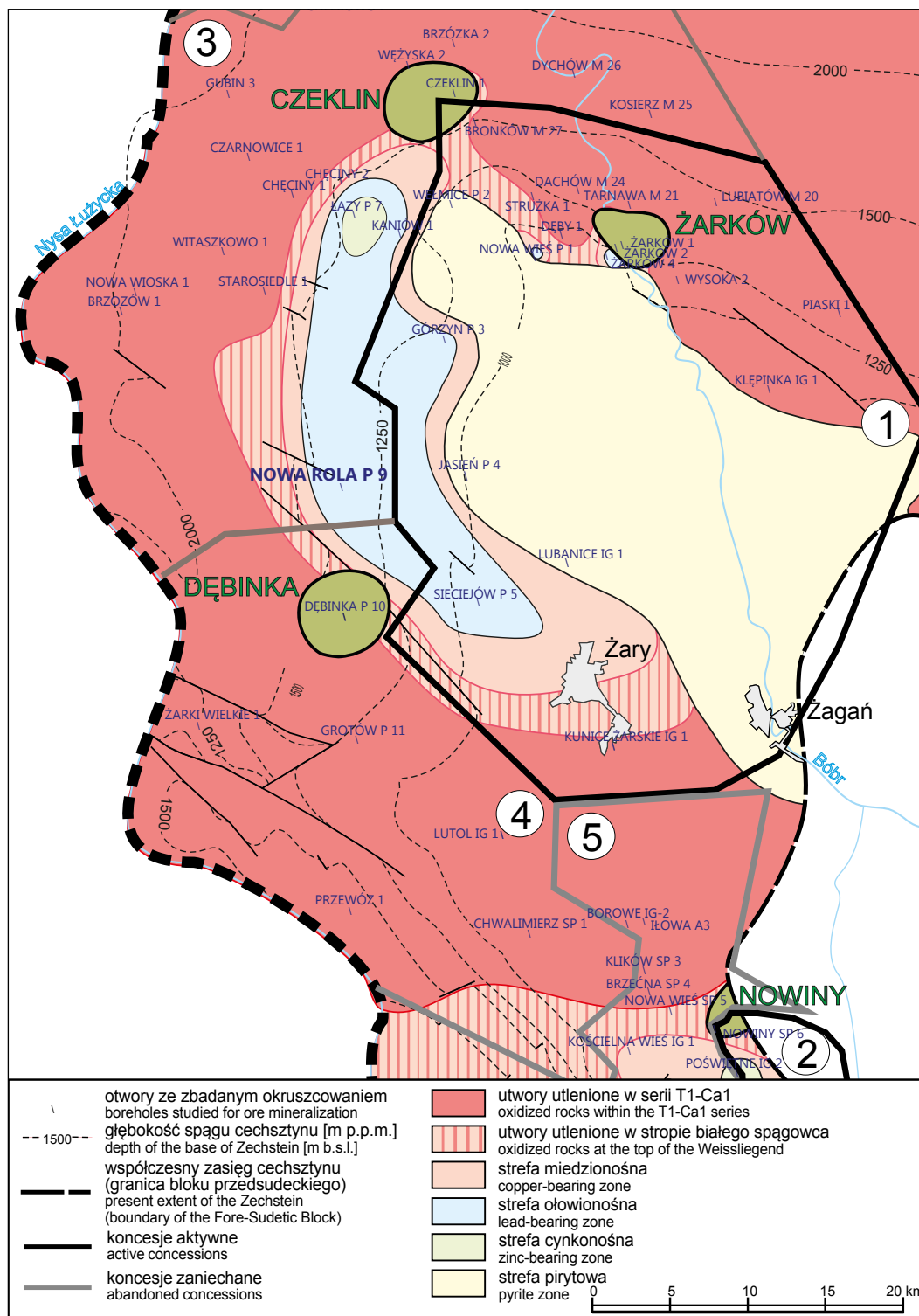


Fig. 23. Obszary perspektywiczne występowania złóż rud Cu-Ag na peryklinie Żar i w jej otoczeniu (wg Oszczepalskiego, 2019; zmodyfikowana)

Aktywne koncesje poszukiwawczo-rozpoznawcze: 1 – Peryklina Żar 65/2011/p (Amarante Investments), 2 – Nowiny 3/2015p (Śląsko Krakowska Kompania Górnictwa); zaniechane koncesje poszukiwawcze: 3 – Gubin 5/2015/p (Amarante Investments), 4 – Tuplice 8/2015/p (Amarante Investments), 5 – Iłowa i Bolesławiec-Pole A 48/2010/p (Śląsko Krakowska Kompania Górnictwa)

Cu-Ag prospects on the Żary Pericline and adjacent areas (after Oszczepalski, 2019, modified)

Active exploration concessions: 1 – Żary Pericline 85/2011/p (Amarante Investments), 2 – Nowiny 3/2015p (Śląsko Krakowska Kompania Górnictwa); Abandoned exploration concessions: 3 – Gubin 5/2015/p (Amarante Investments), 4 – Tuplice 8/2015/p (Amarante Investments), 5 – Iłowa i Bolesławiec-Pole A 48/2010/p (Śląsko Krakowska Kompania Górnictwa)

zawartości 260 ppb Au, w otworze Nowa Wieś SP 5 próbkę o siedmiocentymetrowej miąższości i zawartości 204 ppb Au oraz interwał 0,45 m i średniej zawartości 111 ppb Pd, a także próbkę o miąższości 0,05 m i zawartości 272 ppb Pd, a w otworze Wysoka 2 wykazano interwał o miąższości 1,2 m i zawartości 130 ppb Au. Ponadto wysokie zawartości platynowców stwierdzono w pojedynczych próbkach z otworów: Dychów M 26 (178 ppb Pt, 478 ppb Pd), Kosierz M 25 (185 ppb Pt, 315 ppb Pd), Lutol IG 1 (413 ppb Pt, 465 ppb Pd), Gubin 3 (236 ppb Pd). Są to koncentracje znacznie wyższe, niż w utworach redukcyjnych, w których maksymalne zawar-

tości Au, Pt i Pd w próbkach nie przekraczają wartości 50 ppb (jak np. w Nowej Roli P 9 z maksymalną zawartością 30 ppb Au). Innych otworów ze strefy utlenionej na peryklinie Żar nie badano, niemniej przez porównanie z innymi rejonami o podwyższonych koncentracjach złota i platynowców związanymi z utworami utlenionymi można przypuszczać, że niemal we wszystkich partiach obszarów utlenionych można oczekiwać podwyższonych koncentracji tych metali. Metalom szlachetnym w utlenionych łupkach towarzyszą zwykle podwyższone ilości pierwiastków ziem rzadkich (Oszczepalski i in., 2016a).

Marek JASIONOWSKI, Paweł RACZYŃSKI

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA I MIKROFACJALNA UTWORÓW DOLOMITU GŁÓWNEGO (Ca₂)

Badania petrograficzne i mikrofacjalne utworów dolomitu głównego (Ca₂), występującego na głębokości od 1087,9 do 1138,5 m, wykonano w oparciu o następujące materiały: 5 płytek cienkich zakrytych, 8 płytek cienkich odkrytych oraz 18 próbek w formie odłupków skalnych (na badania w mikroskopie elektronowym SEM) (tab. 10). Odłupki skalne przecięto i wypolerowano celem wstępnego, makroskopowego opisu skał. Z wybranych fragmentów wykonano płytki cienkie, które poddano obserwacjom w optycznym mikroskopie polaryzacyjnym, a płytki cienkie odkryte dodatkowo badaniom katodoluminescencyjnym (CL) oraz badaniom w mikroskopie elektronowym (BSE – *backscattered electron*). W mikroskopie elektronowym zbadano też odłupki skalne z wybranych próbek. Badania te przeprowadzono w Pracowni Mikroskopii Elektronowej Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego przy użyciu urządzenia Jeol JSM-IT 500 (BSE, monochromatyczna zimna CL, EDS) oraz urządzenia katodoluminescencyjnego CITL CCL 8200 mk3 w Zakładzie Geologii Stratygraficznej INGeol UWr. Mikrofotografie zestawiono na figurach 24–29, a profil mikrofacjalny na figurze 30.

OPIS PŁYTEK CIENKICH

Próbka z głęb. 1138,5 m (głębokość przybliżona) – zdolomityzowany madston/wakston. W dolomikrytowej masie (kryształy o rozmiarach od kilku do kilkunastu μm) występują przejrzyste gniazda drobnego dolosparytu (kryształy rzędu kilkadziesiąt μm) – pierwotnie były to prawdopodobnie pory wypełnione następnie cementem dolomitowym, a w kolejnej generacji – anhydrytowym. W skale widać także liczne pseudomorfozy po cienkich soczewkowatych kryształach gipsu, wypełnione monokryształami ?dolomitu i rzadko anhydrytem oraz prawdopodobnie ślad po rozpuszczonej skorupie ?małża. Struktura skały jest smużysta, zaburzona w formie nieregularnych śladów nieciągłej laminacji wskutek bioturbacji. W tle skalnym rozproszone są pojedyncze ziarna ostrokrawędzistego kwarcu detrytycznego (rozmiary rzędu kilkunastu mikrometrów). Widać liczne laminy wzbogacone w substancję ilasto-żelazistą na skutek rozpuszczania i kom-

pakcji oraz szew stylolitowy nachylony pod dużym kątem do laminacji skały.

Próbka z głęb. 1136,2 m – mikrobialit o strukturze gruzelkowej z licznymi bioklastami (obecnie dolomikrosparyt/dolomikryt z licznymi grubymi kryształami anhydrytu). Bioklasty są najczęściej zmikrytyzowane (fig. 28A, B), rzadziej są to pseudomorfozy węglanowe lub anhydrytowe. Obecne są muszle małży i ślimaków (fig. 28C), otwornice płozące (fig. 28B) i małżoraczki (fig. 28D). W mikrobialitach występują soczewkowate pseudomorfozy po kryształach gipsu. Siatka drobnych dolosparytowych żyłek przecina osad.

Próbka z głęb. 1132,2 m – ?greinston/?mikrobialit (fig. 24C) – duże (do kilku mm) ziarna o niejasnej genezie (być może glonowe/mikrobialne), o okrągłym lub wydłużonym kształcie, są silnie zrekrystalizowane i mają cienkie dolomikrytowe powłoki/obwódki prawdopodobnie wskutek mikrytyzacji. Widoczne są ponadto wydłużone pory/kawerny o pierwotnej (syndementacyjnej) genezie, z którymi związane są impregnacje manganowe. Przestrzeń porowa wypełniona jest przez dwie generacje cementów dolomitowych. Pierwszą stanowi obwódkowy cement włóknisty wokół ziaren bądź na ściankach większych porów. Drugą generację stanowi cement grubodolosparytowy zbudowany z kryształów o wydłużonym pokroju (fig. 25C, D, fig. 29A). Ponadto widać małą domieszkę kryształów anhydrytu. Kryształy dolomitu, zarówno te zastępujące pierwotny kalcyt, jak i tworzące cementy, wykazują bardzo wyraźny tabliczkowy pokrój (fig. 26C, fig. 25C, D, fig. 29A). Nieco powyżej (na głęb. 1131,5 m) w żyłce siarczanowo-węglanowej występują kilkumilimetrowe skupienia żółtego celestynu.

Próbka z głęb. 1130,5 m – bardzo ciemny wakston-madston (obecnie dolosparyt/dolomikryt) o smużystej laminacji związanej z dużą zawartością substancji ilastej (wzbogaconej na skutek rozpuszczania pod ciśnieniem). Relikty bioklastów/skorupek organizmów występują w formie anhydrytowych pseudomorfoz lub jako zmikrytyzowane powłoki lub ośrodki odróżniające się od otoczenia barwą lub wielkością kryształów. Liczne pseudomorfozy węglanowe po igiełkowych kryształach gipsu rosnących najprawdopodobniej w miękkim osadzie widoczne są szczególnie

Tabela 10

Zestawienie badanych próbek dolomitu głównego (Ca2)

List of tested samples of the Main Dolomite (Ca2)

Głębokość próbki Depth of sample [m]	Zgląd Polished section	Szlif zakryty Covered thin section	Szlif odkryty Uncovered thin section	CL	SEM- płytki cienkie Thin sections	SEM-odłupki Flakes	Uwagi Remarks
1089,4	×					×	
1102,3	×		×	×	×	×	?stromatolit
1105,1	×		×	×	×	×	greinston ooidowy
1106,6	×		×	×		×	greinston ooidowy
1106,65	×		×	×		×	greinston ooidowy
1107,3		×					greinston ooidowy
1108,2	×		×	×		×	madston
1109,3						×	
1111,3						×	
1112,9						×	
1114,5		×					?madston
1116,4	×					×	
1118,8		×					dolosparyt (?madston)
1123,9						×	
1127,4	×					×	
1129,1		×					madston
1130,3	×					×	
1130,5	×		×	×	×	×	madston
1131,5						×	
1132,2	×		×	×	×	×	?greinston/ ?bindstone (mikrobialit)
1132,5						×	
1136,2	×		×	×		×	?madston
1138,5		×					madston

dobrze w CL (fig. 25G, H). Większość kryształów tworzących te pseudomorfozy wykazuje żółte świecenie (dolomit), niewielka część – intensywnie różowe (jak wykazały analizy mikrosondą EDS jest to prawdopodobnie magnezyt – fig. 29B). Makroskopowo widoczne są skupienia siarczków w brzeżnych partiach gruzłów anhydrytowych i pionowa żyła anhydrytowa o grubości 3 mm.

Próbka z głęb. 1129,10 m – madston laminowany (obecnie dolomikryt/dolomikrosparyt) zbudowany z kryształów o izometrycznym pokroju i rozmiarach 15–25 μm – fig. 25F). Widać liczne pseudomorfozy węglanowe po igłowatych kryształach gipsu o długości rzędu 1 mm, rosnących praw-

dopodobnie w miękkim osadzie. Pojedyncze zazwyczaj (do 200–300 μm) kryształy anhydrytu są rozproszone w tle skalnym (fig. 25F). Skalę przecinają liczne szwy stylolitowe równoległe do laminacji oraz niezabliźnione spękania prostopadłe do laminacji.

Próbka z głęb. 1118,8 m – dolomit krystaliczny (dolosparyt) – pierwotna struktura osadu jest całkowicie zarta na skutek kompletnej rekrytalizacji. Kryształy dolomitu mają rozmiary rzędu 50 μm , zwykle wydłużony pokrój i są bardzo czyste (niewielka ilość inkluzji). W mozaice anhydrytowej są rozproszone liczne pojedyncze, duże (nawet do prawie 1 mm średnicy) i zwykle automorficzne kryształy

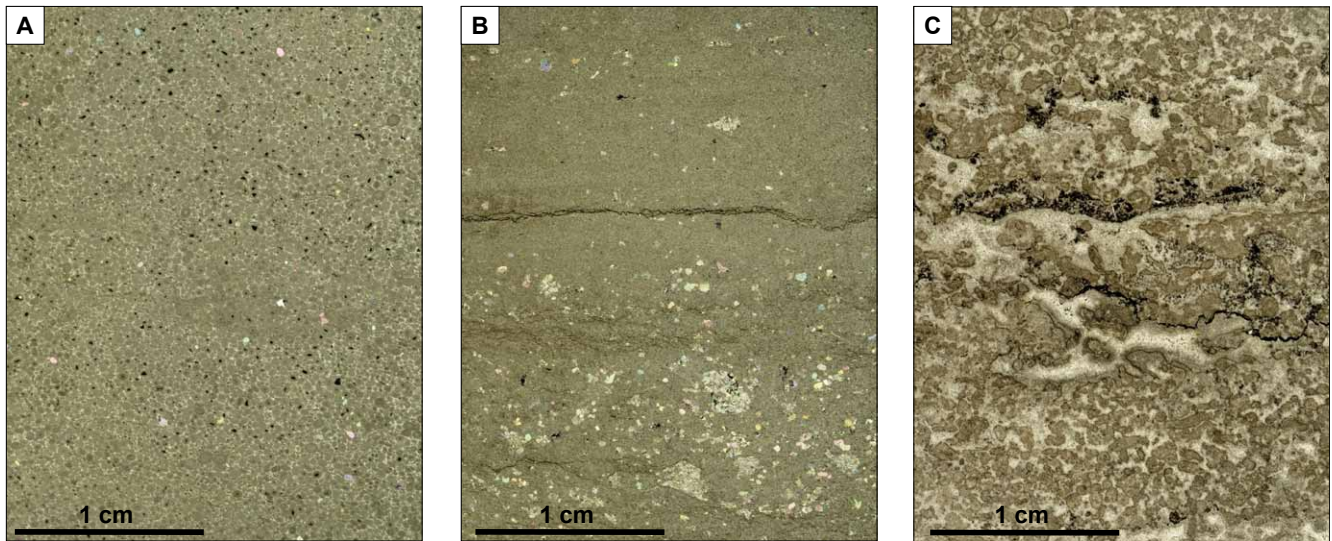


Fig. 24. Mikrofotografie całych płytek ciekich

A. Greinston oolitowy z pojedynczymi kryształami anhydrytu (głęb. 1105,1 m); **B.** Madston z licznymi kryształami anhydrytu, szczególnie w dolnej części płytki (głęb. 1108,2 m); **C.** Greinston/bindstone (?mikrobialit) – pierwotne pory wypełnione grubokrystalicznym cementem dolomitowym (jasne obszary) (głęb. 1132,2 m)

Microphotographs of entire thin sections

A. Oolite grainstone with single anhydrite crystals (depth 1105.1 m); **B.** Mudstone with numerous anhydrite crystals, especially in the lower part of the thin section (depth 1108.2 m); **C.** Grainstone / bindstone (? microbialite) – primary pores occluded with coarse-crystalline dolomite cement (bright areas) (depth 1132.2 m)

anhydrytu, a bardzo rzadko agregaty kryształów anhydrytu. Pojedynczy gruby szew stylolitowy przecina badaną skalę.

Próbka z głęb. 1114,5 m – gruzłowaty, spękany dolomikryt/dolomikrosparyt (mikrytowe nieregularne ciała, część z nich zabarwiona na różowawo i jasnobrunatno). Kawerny i szczeliny wypełnione są drobnym dolosparytem; czasami na ich ściankach widoczne cienkie pokrywy drobnego sparytu. W osadzie występują pojedyncze, miejscami dość liczne ziarna ostrokrawędzistego kwarcu detrytycznego o rozmiarach kilkunastu – kilkudziesięciu mikrometrów.

Próbka z głęb. 1108,2 m – madston laminowany (fig. 24B) – obecnie dolomikrosparyt zbudowany z kryształów dolomitu o rozmiarach do kilkudziesięciu μm i silnie wydłużonym pokroju. Laminacja podkreślona jest zmianami barwy, wielkością i ułożeniem kryształów dolomitu oraz śladami rozpuszczania przechodzącymi w horyzontalne stylolity. Bardzo liczne kryształy i agregaty kryształów anhydrytu, niektóre z wyraźnymi relikami skorupki małży. Niekiedy widać powłoki mikrytowe po muszlach małży, z narastającym cementem palisadowym (fig. 28C) oraz zmikrytyzowane relikty otwornic płozących i małżoraczków.

Próbka z głęb. 1107,3 m – greinston oolitowy złożony z dolomikrytowych ziaren o regularnych sferyczno-elipsoidalnych kształtach – przekrystalizowanych ooidów i peloidów, o rozmiarach zwykle około 0,5 mm, dość dobrze wysortowanych. Niekiedy w ziarnach widać niewyraźne ślady koncentrycznej struktury wewnętrznej. Niektóre ziarna są puste w środku, powstałe przypuszczalnie z rozpuszczenia jąder ooidów. Przestrzeń między ziarnami są wypełnione drobnym unimodalnym przejrzystym dolosparytem (kryształy kilkadziesiąt μm).

Widoczne ślady kompaktacji ooidów i ich rozpuszczania pod ciśnieniem. W skale są rozproszone pojedyncze, zwykle automorficzne, duże (nawet do 0,5 mm średnicy) kryształy anhydrytu i niekiedy agregaty kryształów anhydrytu.

Próbka z głęb. 1106,65 m i 1106,6 m – greinston oolitowy o słabo zaznaczonej laminacji wyrażonej ułożeniem spłaszczonych ooidów i zmianami ich wielkości. Ooidy w poszczególnych laminach mają sferyczny lub owalny kształt i zróżnicowane rozmiary (od kilkudziesięciu do ponad 500 μm). Są one silnie zmikrytyzowane do dolomikrytu, tylko rzadko jest widoczna niewyraźnie zachowana pierwotna koncentryczna struktura. Jądra ooidów najczęściej nie odróżniają się od korteksu, co świadczy, że były pierwotnie zbudowane prawdopodobnie z ziaren mikrytowych (np. peloidów). W rzadkich przypadkach jądra zostały rozpuszczone i w pustkach wykryzowały automorficzne, tabliczkowe kryształy dolomitu lub monokryształy anhydrytu. Miejscami notuje się nieliczne relikty dolomikrytowych powłok po rozpuszczonych bioklastach. Ponadto ooidy są scementowane wydłużonymi (tabliczkowymi) kryształami dolomitu. Lokalnie pomiędzy ooidami obecne są rozproszone kryształy fluorku magnezu – sellaitu (MgF_2), który został zidentyfikowany dzięki badaniom SEM przy pomocy mikroskopy EDS oraz w badaniach katodoluminescencyjnych.

Próbka z głęb. 1105,1 m – greinston oolitowy (fig. 24A). Ooidy mają generalnie podobne rozmiary (średnio rzędu 0,5 mm, maksymalnie do około 1 mm), są zmikrytyzowane, nieliczne wykazują zachowaną strukturę koncentryczną. Większość ooidów jest sferyczna (fig. 25C), niektóre lekko spłasz-

czone i silnie wydłużone – wtedy często jądra też są wydłużone. Jądra zbudowane są z dolomikrytu, niekiedy ciemnoszarego, rzadziej rozpuszczone – puste (fig. 25A, B) lub wypełnione kryształami anhydrytu (niekiedy przy brzegach z drobnymi wrostkami gipsu). Korteks ooidów tworzą małe kryształy dolomitu tabliczkowego (fig. 29B). Nieliczne bioklasty (skorupki małżoraczków) są silnie zmikrytyzowane lub w całości zastąpione anhydrytem. Widoczne pozostałości po fragmentach muszli mięczaków w formie biomorficznym pustek lub wypełnień anhydrytem. W niektórych kryształach anhydrytu bardzo liczne są inkluzje dolomitu. Ziarna są scementowane wydłużonymi, tabliczkowymi kryształami dolosparytu. Licznie reprezentowane są rozproszone kryształy sellaitu (fig. 25A, B; 26A, B).

Próbka z głęb. 1102,3 m – stromatolit (obecnie dolomikrosparyt) o delikatnej wypukłej laminacji, dodatkowo podkreślonej śladami rozpuszczania pod ciśnieniem (czarne smugi przechodzące w początkowe fazy stylolitów horyzontalnych i skośnych). Dolomikrosparyt jest zbudowany z silnie wydłużonych kryształów dolomitu o tabliczkowym pokroju. Pomiędzy kryształami dolomitu zachowane są relikty mikrytu dolomitowego. Miejskami widać bardzo liczne kryształy anhydrytu oraz rozproszone skupienia sellaitu (fig. 29D). Ponadto widoczne są anhydrytowe pseudomorfozy po muszlach oraz pojedyncze otwornice płożące.

BADANIA ODLUPKÓW SKALNYCH W SEM

Badania SEM wykazały powszechną obecność wydłużonych kryształów dolomitu o tabliczkowym pokroju (fig. 26A, B, C). Takie kryształy różnych rozmiarów tworzą w szczególności cementy wypełniające przestrzeń porową, ale często też zdolomityzowane pierwotnie kalcytowe komponenty –

ziarna bądź matriks. W przypadku cementów wypełniających przestrzeń porową, tabliczkowe kryształy cechują się często pełnym automorficznym wykształceniem. Widać także, że duże (do 1 mm) kryształy anhydrytu obecne w niektórych próbkach, zawierają liczne inkluzje dolomitu (fig. 27D).

PODSUMOWANIE

Badane osady Ca₂ są wykształcone jako madstony, zazwyczaj horyzontalnie laminowane (niekiedy o zaburzonej laminacji) w niższej części profilu Ca₂, a wyżej (od około 1124 m) o zwykle drobnoskalowej laminacji skośnej. W najwyższej części profilu (w interwale około 1103,0–1107,5 m) występuje kilkumetrowej miąższości pakiet greinstonów oolitowych (fig. 30). W rdzeniu makroskopowo widoczne są osady mikrobialne (głównie relikty stromatolitów) i nieliczne pozostałości muszli. Osady mikrobialne są charakterystycznie laminowane, natomiast części twarde organizmów zachowane są jako odciski i ośrodki muszli. Nie jest możliwe precyzyjne określenie przynależności systematycznej takich szczątków. Liczniej występują one w ciemnych wakstonach na głębokości ok. 1130,5 m.

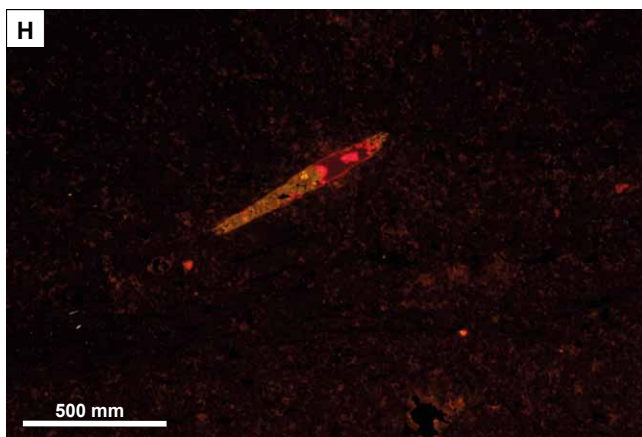
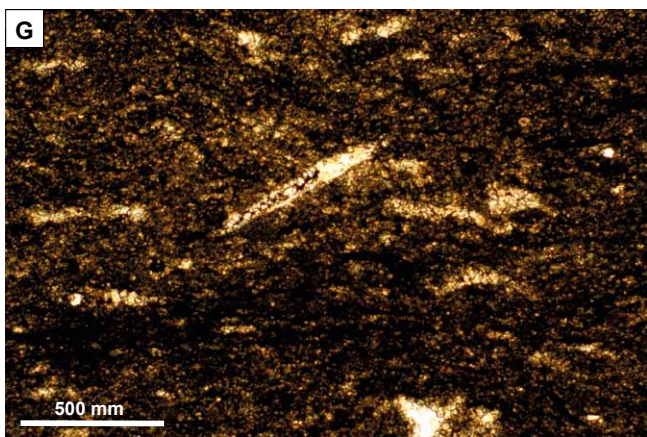
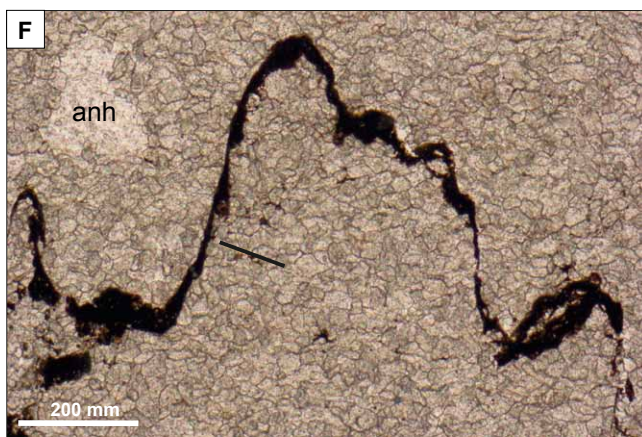
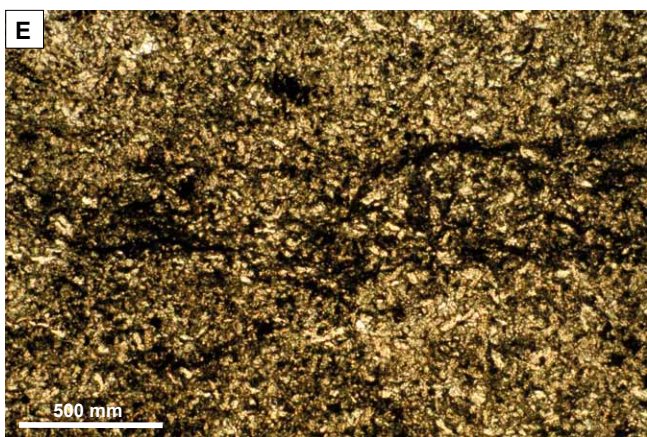
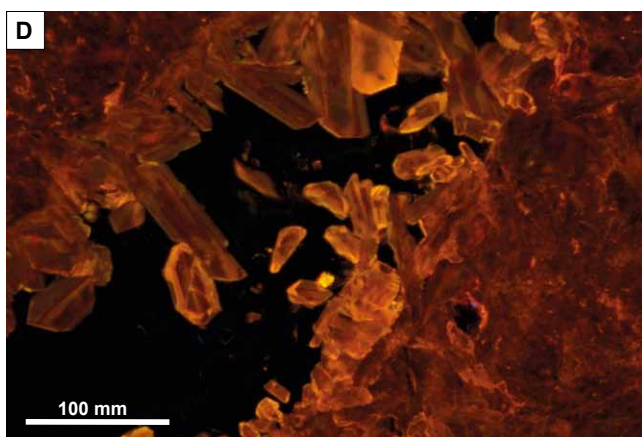
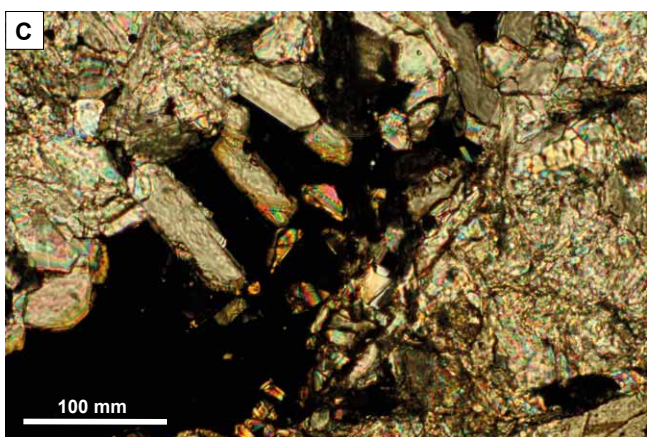
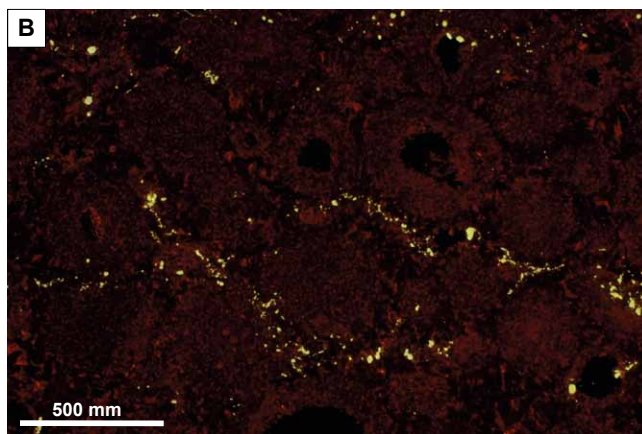
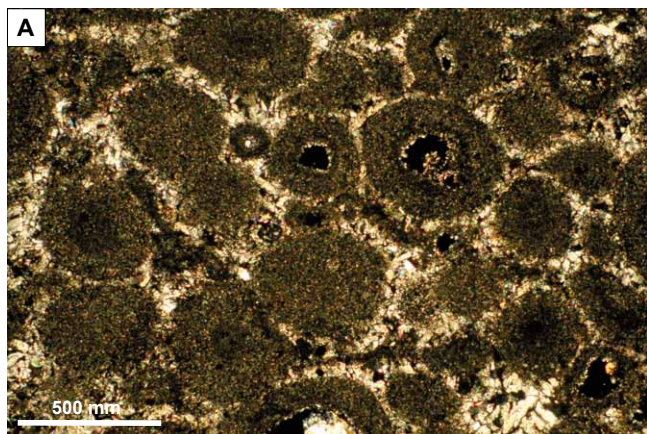
Obserwacje mikroskopowe wykazały, że w badanych próbkach skamieniałości są niezbyt liczne. W płytkach cienkich wśród skamieniałości rozpoznać można otwornice płożące, małże, ślimaki i małżoraczki. Szczątki te są zwykle zmikrytyzowane, często w otoczce cementu palisadowego. Rozpoznać je można wyłącznie po charakterystycznych kształtach. Nie zachowała się pierwotna struktura szkieletów. Otwornice płożące mają skorupki całkowicie zmikrytyzowane, ale zachowujące pierwotną grubość. Mięczaki (ślimaki i małże) oraz stawonogi (małżoraczki) zachowane są najczęściej jako zmikrytyzowane zewnętrzne części muszli, w otoczeniu cementu

Fig. 25. Mikrofotografie płytek cienkich

A, B. greinston oolitowy (głęb. 1132,2 m), dolomikrytowe ooidy scementowane grubokrystalicznym cementem dolomitowym. Na obrazie CL (B) widać jednolite przytłumione czerwono-brunatne świecenie dolomitu tworzącego ooidy i cement. Rozproszone żółto-zielone drobne kryształy na obrazie CL to prawdopodobnie sellait; **C, D.** Tabliczkowy cement dolomitowy obrebiający pierwotną porowość międzyziarnową (głęb. 1132,2 m). Na obrazie CL (D) kryształy dolomitu wykazują niezbyt wyraźną strefową budowę wewnętrzną wyrażoną luminescencją w różnych odcieniach pomarańczy i żółci (niekiedy z tonami lekkiej zieleni); **E.** dolomikrosparyt o wyraźnie wydłużonych kryształach. W środkowej części zdjęcia niewyraźne szwy stylolitowe (głęb. 1102,3 m); **F.** dolomikrosparyt o izometrycznych kryształach (głęb. 1129,1 m), strzałka wskazuje stylolit, anh – kryształ anhydrytu; **G, H.** zdolomityzowany ciemny madston z dużą domieszką substancji ilastej i ?materii organicznej (głęb. 1130,5 m). Na środku preparatu widoczna pseudomorfoza po igielkowym kryształ gipsu wypełniona grubokrystalicznym dolomitom o różnicowej luminescencji (pomarańczowej, żółtej i różowej), odróżniającej się wyraźnie od brunatnego przytłumionego świecenia dolomikrytu matriksu. (A, C, E – nikole skrzyżowane; F, G – nikole równoległe; B, D, H – obraz CL)

Photomicrographs of thin sections

A, B. oolite grainstone (depth 1132.2 m) consisting of dolomitic ooids cemented with coarse-crystalline dolomite. Dolomite forming both ooids and cement shows a uniform dull red-brown cathodeluminescence (B), scattered yellow-green fine crystals in the CL image is probably sellait; **C, D.** tabular dolomite crystals fringe the primary intergranular porosity (depth 1132.2 m). In the CL image (D), the dolomite crystals show a dim internal zonation expressed by luminescence in various shades of orange and yellow (sometimes with tones of light green); **E.** dolomicrosparite consisting of distinctly elongated crystals; fuzzy stylolite seams are visible in the middle of the picture (depth 1102.3 m); **F.** dolomicrosparite composed of equant crystals (depth 1129.1 m), the arrow indicates the stylolite, anh – anhydrite crystal; **G, H.** dark-colored, dolomitized mudstone with a large admixture of clay and organic matter (depth 1130.5 m). In the center of the thin section, there is a pseudomorph after a needle-like gypsum crystal filled with coarser-crystalline dolomite with diverse luminescence (orange, yellow, and pink), that is clearly distinguishable from the dull brown luminescence of the dolomitic matrix. (A, C, E – crossed nicols; F, G – parallel nicols; B, D, H – CL image)



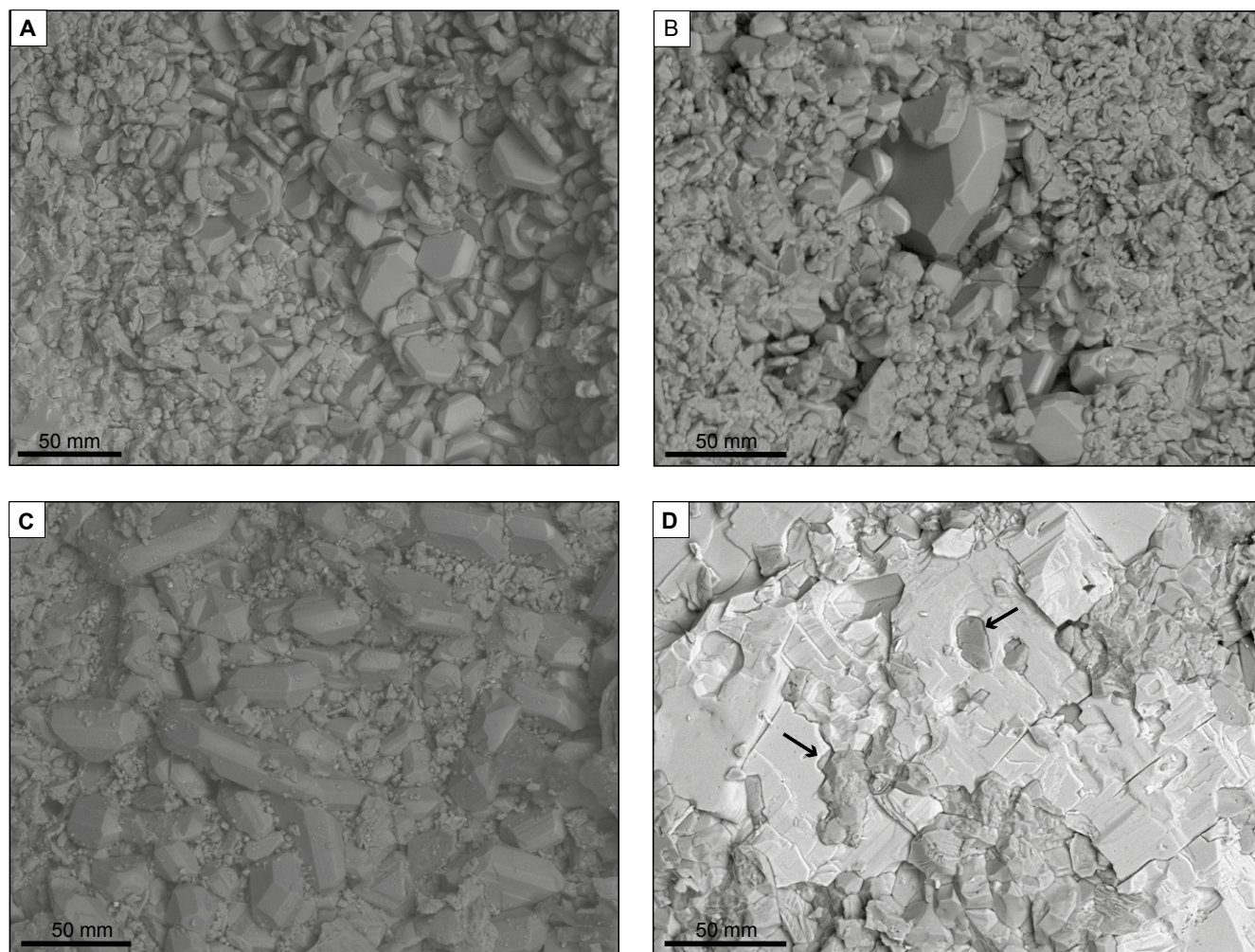


Fig. 26. Próbkę dolomitu głównego (Ca₂) w SEM (odłupki – powierzchnie przelamu)

A, B. greinston oolitowy (głęb. 1105,1 m), większe automorficzne kryształy dolomitu o tabliczkowym pokroju tworzą cement wypełniający przestrzeń porową między ooidami, małe kryształy budują ooidy; **C.** duże tabliczkowe kryształy dolomitu budujące zdolomityzowane ziarna w greinstonie/bindstonie (głęb. 1132,2 m); **D.** duży kryształ anhydrytu zawierający liczne wrostki dolomitu (wskazane przez strzałki) (głęb. 1132,5 m)

Main lolomite (Ca₂) samples in SEM (fracture surfaces)

A, B. oolite grainstone (depth 1105.1 m), larger automorphic dolomite crystals with a tabular shape form cement that fills pore space between ooids, small crystals build ooids; **C.** large tabular dolomite crystals building dolomitized grains in grainstone/bindstone (depth 1132.2 m); **D.** large anhydrite crystal with numerous dolomite inclusions (indicated by arrows) (depth 1132.5 m)

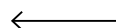


Fig. 27. Rozproszony piryt framboidalny (strzałki) w zdolomityzowanym madstonie (głęb. 1130,5 m)

Framboidal pyrite (arrows) scattered in dolomitized mudstone (depth 1130.5 m)

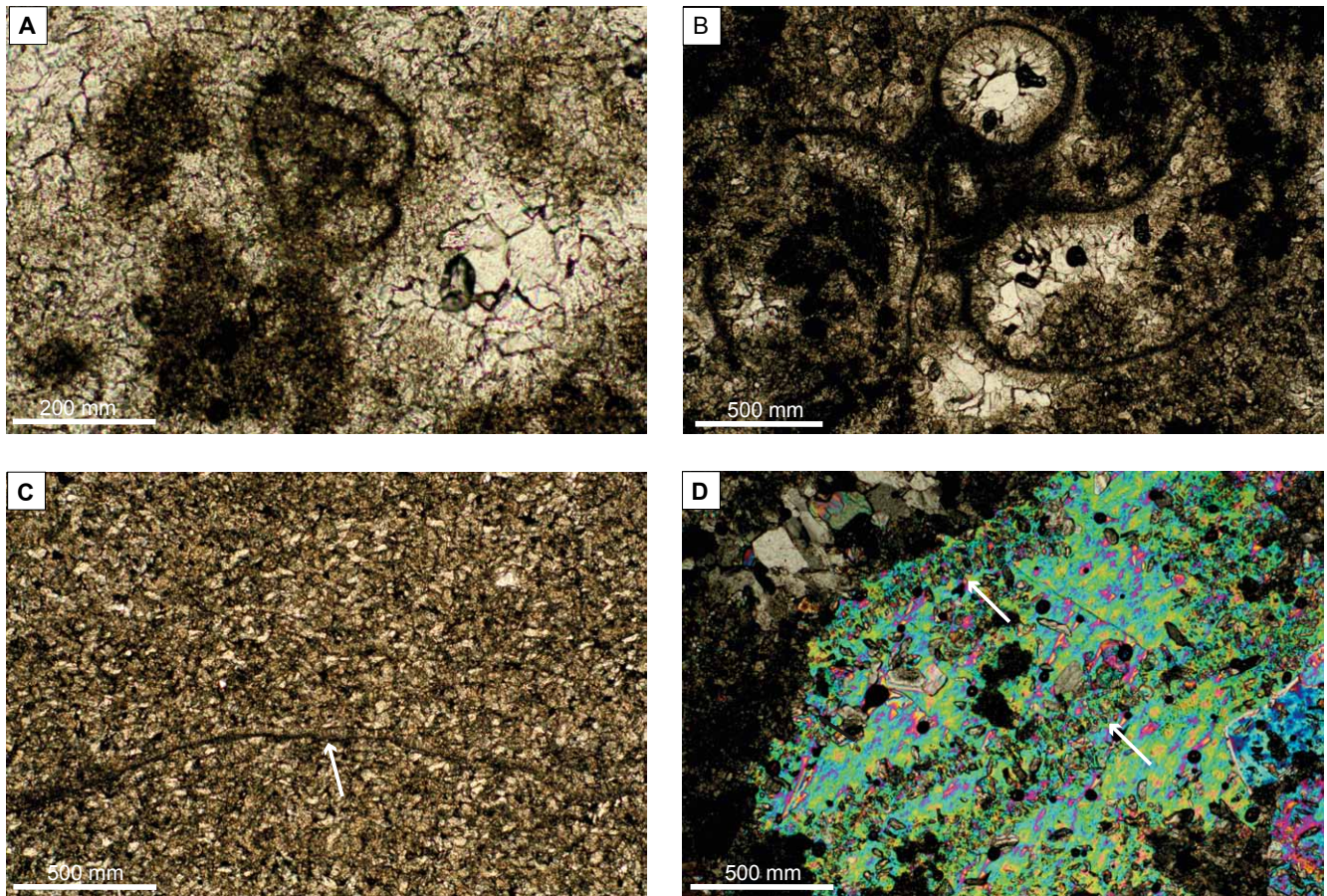


Fig. 28. Mikrofotografie płytek cienkich – relikty skamieniałości

A. zmikrytyzowana otwornica płoząca (głęb. 1136,2 m); **B.** ślimak w osadzie mikrobialnym. Skorupka całkowicie zmikrytyzowana, w otoczeniu cementu palisadowego (głęb. 1136,2 m); **C.** całkowicie zmikrytyzowana skorupka małża, otoczona cementem palisadowym (głęb. 1108,2 m); **D.** małżorazek? – relik skorupki w anhydrycie (głęb. 1136,2 m). **A–C.** nikole równoległe, **B.** nikole skrzyżowane

Microphotographs of thin sections – remains of fossils

A. micritized sessile foraminifer (depth 1136.2 m); **B.** gastropod in the microbial sediment, the shell is completely micritized, surrounded by palisade cement (depth 1136.2 m); **C.** completely micritized clam shell rimmed by palisade cement (depth 1108.2 m); **D.** an ostracod test – relic in anhydrite crystal (depth 1136.2 m). **A–C.** parallel nicols, **B.** crossed nicols

palisadowego. Niekiedy mogą być widoczne jako węglanowe lub siarczanowe pseudomorfozy. W osadach marglistych skamieniałości zachowane są w formie ośródek, których wypełnienie różni się barwą od otaczającego osadu.

Skład taksonomiczny, niewielka ilość osobników i słabe zróżnicowanie zespołu wskazują na pierwotnie ubogi zespół organizmów zasiedlających zbiornik. Dowodzi to stresu środowiskowego, jakim było zapewne podwyższone i wzrastające zasolenie wody morskiej. Najwięcej skamieniałości występuje w dolnej partii profilu Ca2 (próbki z głębokości 1132,2 m i 1130,5 m). Ku górze ilość i zróżnicowanie taksonomiczne szczątków szybko spada. Powyżej głębokości 1130,5 m są one bardzo nieliczne. Związane jest to zarówno z pierwotnym stosunkowo niewielkim zróżnicowaniem świata organicznego w cechsztyńskim morzu drugiego cyklotemu, jak i z dużymi zmianami związanymi z diagenetą osadu, zwłaszcza rekrystalizacją, zacierającą strukturę wielu szczątków. Brak

jest skamieniałości o istotnym znaczeniu stratygraficznym. Można je jednak wykorzystać jako wskaźniki paleośrodowiskowe, zwłaszcza dla charakterystyki zmian głębokości i energii wody oraz zasolenia zbiornika.

Obecność greinstonów oolitowych oraz cienkich prze-warstwień mikrobialitowych/stromatolitowych w opisywanym profilu Ca2 sugeruje jego położenie w obrębie platformy węglanowej (Peryt, 1978a; Peryt, Magaritz, 1990), w strefie progradacji wewnątrzplatformowej płycizny oolitowej (Wagner i in., 2000; Wagner, 2012).

Wszystkie badane próbki Ca2 z otworu Nowa Rola P 9 zbudowane są z dolomitu z niewielkim udziałem innych minerałów autogenicznych, głównie anhydrytu. Stwierdzono także obecność kwarcu, sellaitu, celestynu, magnezytu, galeny i pirytu oraz zwykle niewielką domieszkę materiału terygenicznego (drobne ziarna kwarcu detrytycznego, pojedyncze cyrkony, minerały ilaste). Dolomityzacja miała charakter kompletny

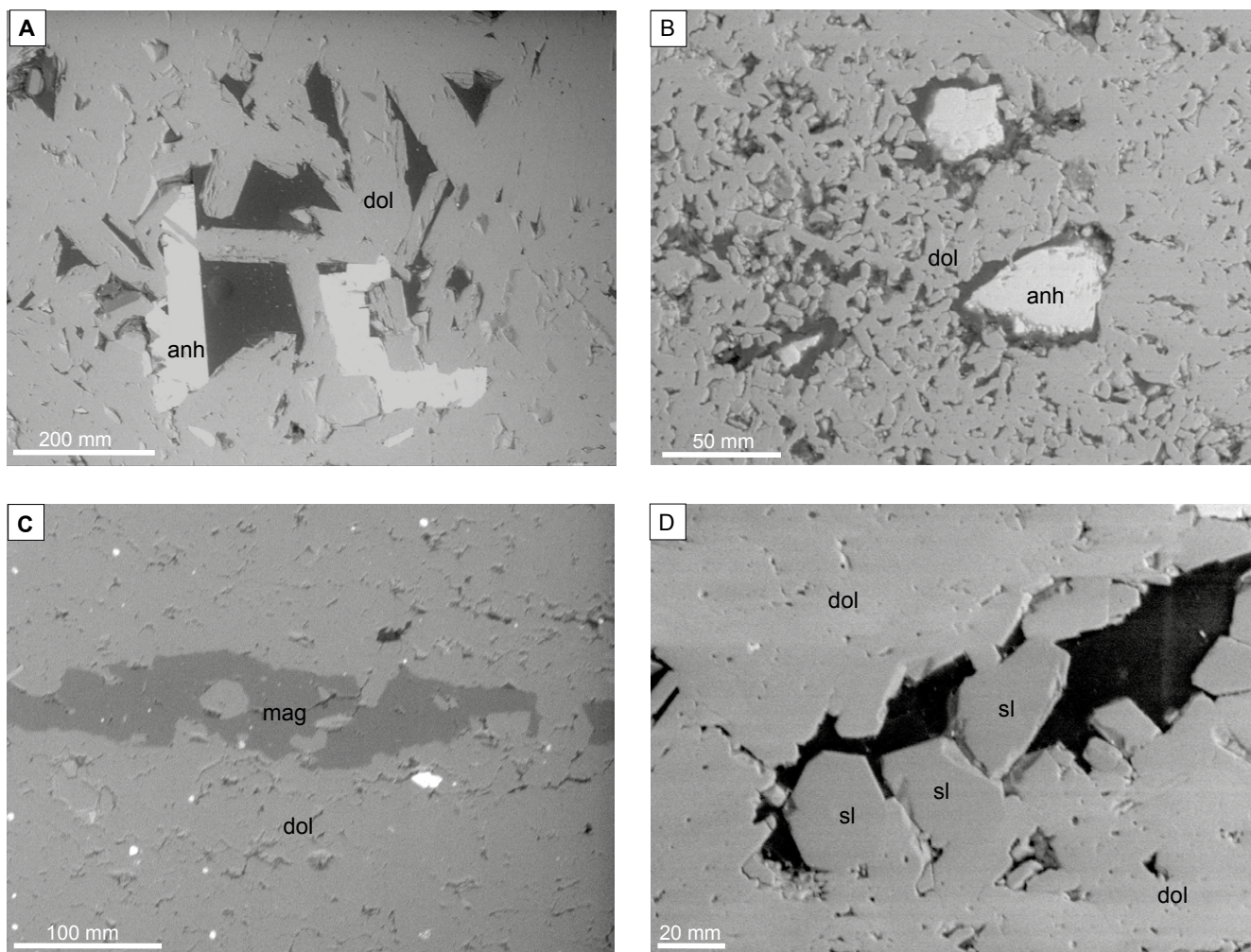


Fig. 29. Płytki cienne w SEM (BSE – backscattered electron)

A. duże kryształy tabliczkowego dolomitu wypełniające wraz z pojedynczymi kryształami anhydrytu przestrzeń porową (głęb. 1132,2 m); **B.** małe kryształy dolomitu tabliczkowego tworzące ooidy (głęb. 1105,1 m); **C.** pseudomorfoza magnezytowa po igiełkowym kryształku gipsu (głęb. 1130,5 m); **D.** kryształy sellaitu wypełniające przestrzeń porową w greinstonach ooidowych (głęb. 1102,3 m); dol – dolomit, anh – anhydryt, mag – magnezyt

Thin sections in SEM (BSE – backscattered electron)

A. large tabular dolomite crystals filling the pore space together with a single anhydrite crystal (depth 1132.2 m); **B.** small tabular dolomite crystals making ooids (depth 1105.1 m); **C.** magnesite pseudomorph after the needle-like gypsum crystal (depth 1130.5 m); **D.** sellaite crystals within the pore space in ooid grainstone (depth 1102.3 m); dol – dolomite, anh – anhydrite, mag – magnesite

przy względnie dobrze zachowanej pierwotnej strukturze osadu. Tylko niekiedy doszło do całkowitego zatarcia oryginalnej struktury wskutek rekrystalizacji skały i jej przekształcenia w dolosparyt (próbka z głęb. 1118,80 m). Zmiany diagenetyczne powodujące rekrystalizację skamieniałości są widoczne w większości profilu. Najczęściej jest to neomorfuizm agradacyjny, rzadziej degradacyjny oraz kompaktacja chemiczna i przemiany cementów. Takie przekształcenia są typowe dla płytkowodnych osadów dolomitu głównego (Peryt, 1987).

Charakterystyczną i bardzo nietypową cechą kryształów dolomitu w badanych osadach jest ich tabliczkowaty pokrój. Dotyczy to zarówno dolomitu powstałego w wyniku dolomityzacji pierwotnego prekursora kalcytowego, jak i cementu dolomitowego. Grube kryształy dolomitu, przeważnie

o tabliczkowym pokroju, tworzą cement wypełniający pierwotne przestrzenie międzyziarnowe oraz porowatość wtórną, powstałą wskutek rozpuszczenia pierwotnych składników lub szczelinową. Wg Gillhausa i in. (2010) kryształy dolomitu o pokroju tabliczkowym są związane wyłącznie ze środowiskami ewaporatowymi. Ich powstanie może mieć związek z wysokim stosunkiem Mg/Ca; w tym kontekście interesującym faktem jest obecność magnezytu. Kryształy dolomitu o pokroju tabliczkowym były bardzo rzadko opisywane w literaturze, poza dolomitom głównym z terenu Niemiec, w którym występują jako wewnętrzne części wielofazowych romboedrow (Gillhaus i in., 2010). Znane są także z ewaporatowych osadów triasowych Tyrolu w Austrii i kilku innych wystąpień (zob. Gillhaus i in., 2010).

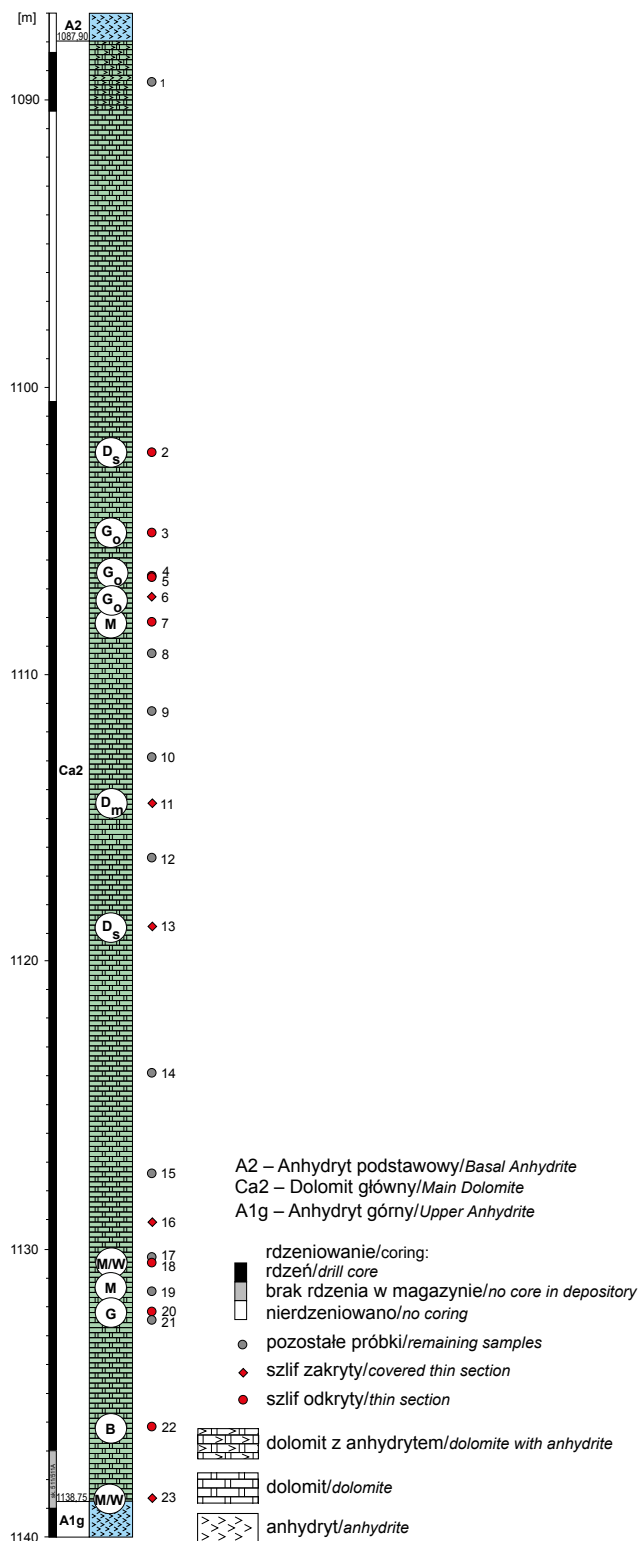


Fig. 30. Profil litologiczno-mikrofacjalny dolomitu głównego

A2 – anhydryt podstawowy, Ca2 – dolomit główny, A1g – anhydryt górny, Ds – doloparyt, Go – greinston oolitowy, M – madston, Dm – dolomikryt, M/W – madston z przejściami do wakstonu, B – bindston, G – greinston

Lithology–microfacies profile of the Main Dolomite:

A2 – Base Anhydrite, Ca2 – Main Dolomite, A1g – Upper Anhydrite, Ds – doloparite, Go – oolite grainstone, M – mudstone, Dm – dolomicrocrystalline, M/W – mudstone with transition to wackstone, B – bindstone, G – grainstone

Dolomity w katodoluminescencji generalnie wykazują brunatno-pomarańczowe przytłumione świecenie. Tylko w wyjątkowych przypadkach niektóre cementy świecą intensywnie w żółtych bądź różowo-czerwonych barwach. Barwa CL związana jest z tym, jakie węzły w sieci krystalicznej dolomitu (Ca lub Mg) są podstawiane przez atomy Mn. W przypadku żółtego świecenia podstawiane są atomy Ca, natomiast różowo-czerwonego – atomy Mg (Habermann i in., 1996; Gillhaus i in., 2001). Magnezyt też wykazuje różowo-czerwone świecenie w CL. Nie stwierdzono obecności kalcytu, zarówno pierwotnego jak i późniejszego, diagenezy (np. cementów kalcytowych).

Grzegorz CZAPOWSKI

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI UTWORÓW SOLNYCH CECHSZTYNU

Opis pozyskanego materiału rdzeniowego zaprezentowali E. Gospodarczyk i E. Metlerski w dokumentacji wynikowej tego otworu (Gospodarczyk i in., 1979; Bobiński i in., 2007). Weryfikację opisu rdzenia i aktualizację wydzieleni litostratygraficznych i ich głębokości w utworach cechsztynu przeprowadził R. Wagner (ten tom) w oparciu o dane geofizyczne. W niniejszym rozdziale omówiono poszczególne poziomy solne i ich interwały głębokościowe zgodnie z tą weryfikacją.

Badane partie utworów solnych w otworze wiertniczym Nowa Rola P 9 obejmują fragmenty profili 4 cyklotomów cechsztynu: PZ1, PZ2, PZ3 i PZ4 (fig. 31 i 32). Wobec niemożności przeprowadzenia ponownego profilowania zachowanych rdzeni z utworów solnych, zreinterpretowano wykształcenie soli (typ strukturalny, frakcja i selekcja kryształów halitu, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, cechy optyczne) w oparciu o archiwalny opis rdzeni, stosując kryteria wypracowane wcześniej w badaniach podobnych utworów (Czapowski, 1987, 1993, 1995a, b; Czapowski i in., 1991, 1993). Posiłkując się interpretacją środowiska powstawania odpowiednich wiekowo i lepiej przebadanych soli cechsztynu w sąsiednich otworach na terenie perykliny Żar: Górzyn P 3, Jasień P 4, Sieciejów P 5 i Dębinka P 10 (Czapowski, 1995a) przedstawiono przypuszczalne środowiska formowania się omawianych ewaporatów solnych (fig. 31 i 32).

CYKLOTEM PZ1

Najstarsza sól kamienna (Na1)

Utwory najstarszej soli kamiennej (Na1) wg weryfikacji Wagnera (ten tom) mają miąższość 99 m, a wg opisu rdzeni – 100,9 m. Ponad nimi występują utwory sebhys siarczanowej, wykształcone jako szary anhydryt ze smugami ilastymi, sparytowy, zaliczone do wydzielenia anhydrytu górnego (A1g). Poniżej soli kamiennej opisano podobne osady o strukturze mikrokryształicznej, budujące stropową część wydzielenia anhydrytu dolnego (A1d).

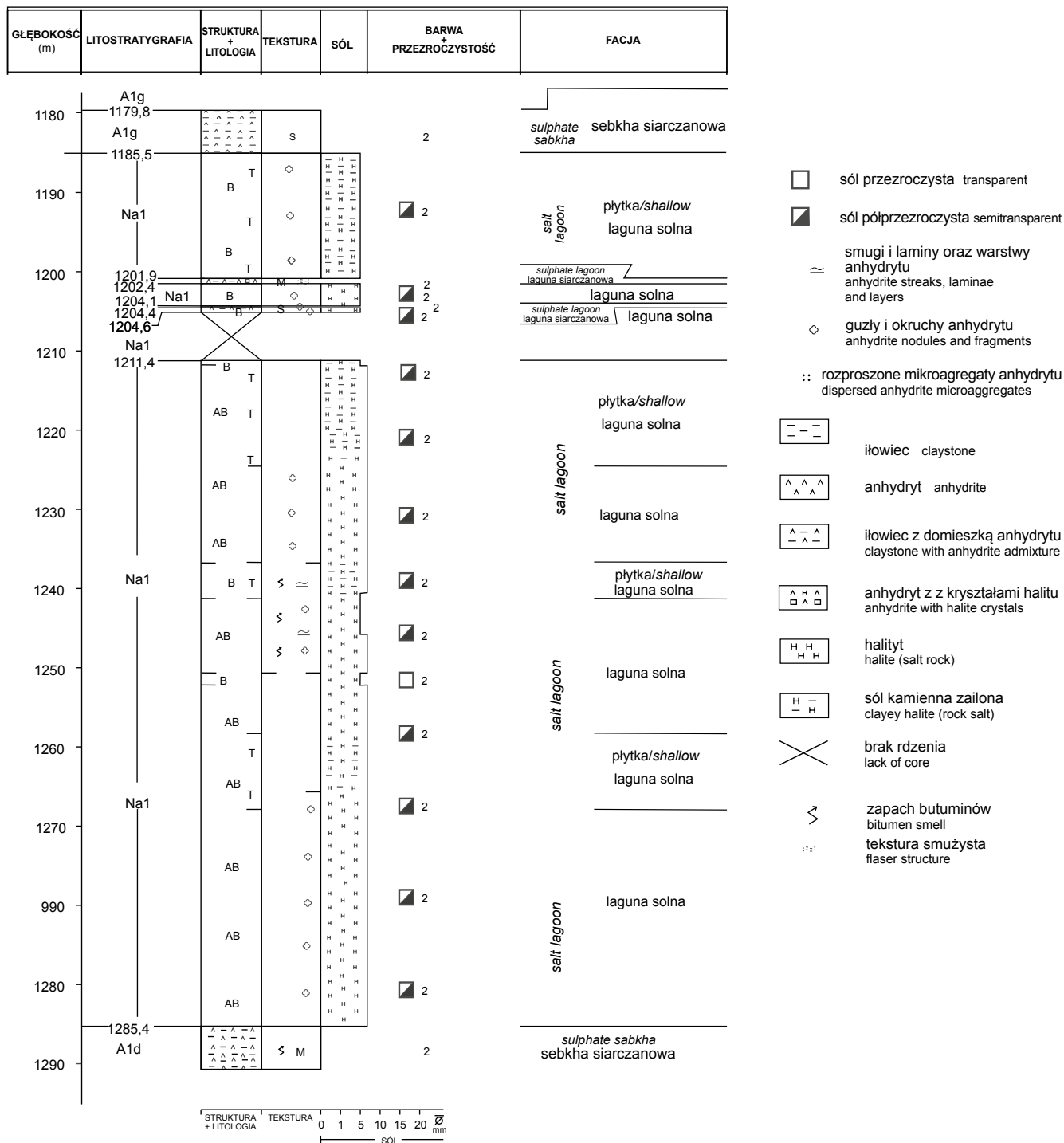


Fig. 31. Syntetyczny profil litologiczno-facjalny utworów solnych cyklotemów PZ2, PZ3 i PZ4 cechsztynu w otworze wiertniczym Nowa Rola P 9

Typy strukturalne soli kamiennej: **A** – sól równokrystaliczna, **AB** – sól równo-różnokrystaliczna, **B** – sól różnokrystaliczna, **D** – sól wielokrystaliczna wtórna, **M** – mikryt, **S** – sparit, **T** – występowanie substancji ilastej, **An 150** – wkładka anhydrytu (grubość w mm); barwa skały: 1 – biała, 2 – szara, 3 – różowa, 4 – pomarańczowa, 5 – czerwona, 6 – wiśniowa, 7 – brunatna, 8 – miodowa, 9 – beżowa, 10 – żółta

Litological-facies profile of salt deposits of the PZ2, PZ3 and PZ4 Zechstein cyclothems in the Nowa Rola P 9 borehole

Halite structural types: **A** – monomorphic halite; **AB** – monomorphic to heteromorphic halite, **B** – heteromorphic halite, **D** – secondary giant halite, **M** – micrite, **S** – sparite, **An 150** – anhydrite layers (thickness in mm); **T** – clay matter evidence; rock color: 1 – white; 2 – grey; 3 – pink; 4 – orange; 5 – red; 6 – dark red; 7 – brownish; 8 – honey, 9 – beige, 10 – yellow

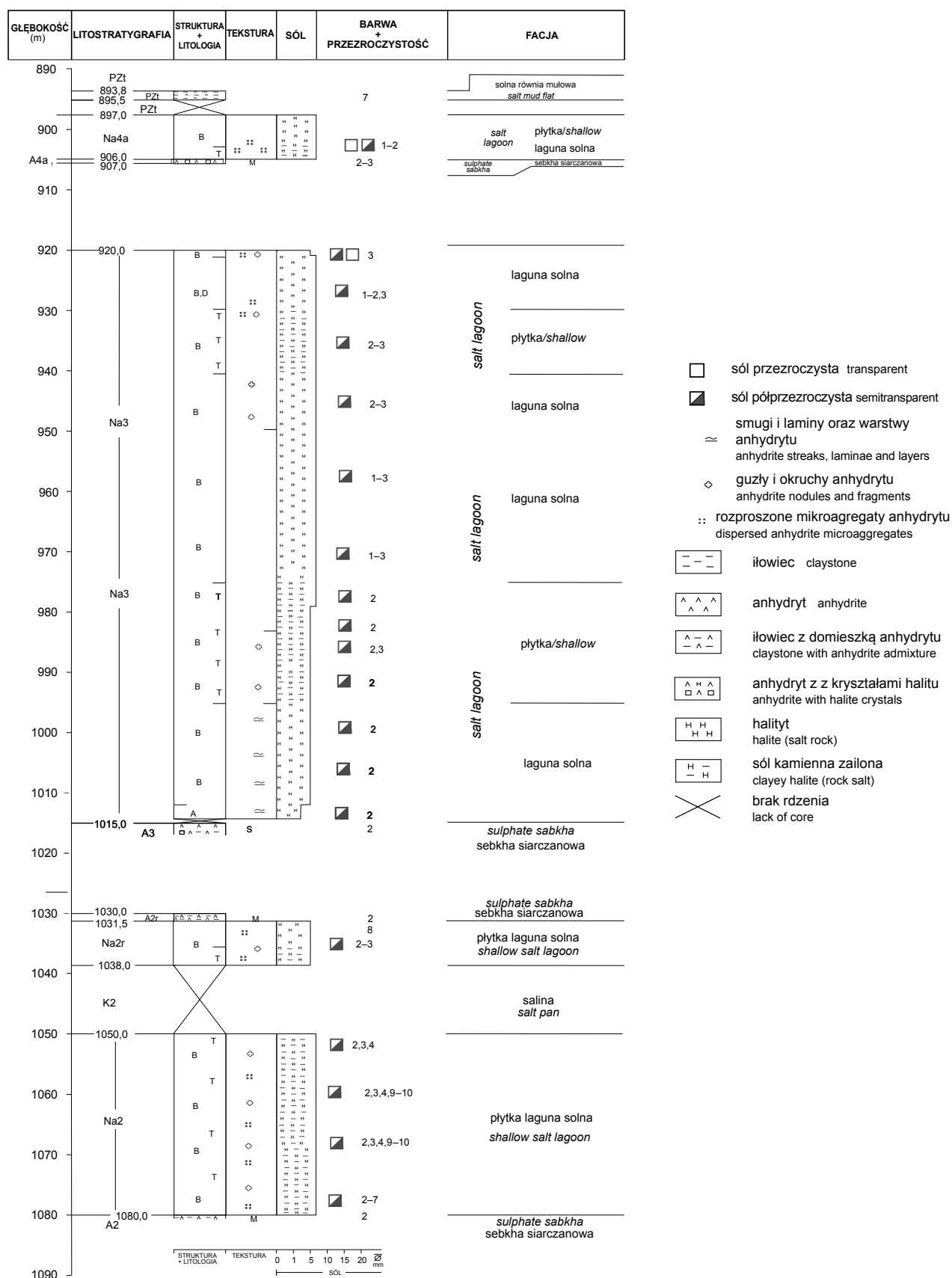


Fig. 32. Syntetyczny profil litologiczno-facjalny utworów solnych cyklotemu PZ1 cechsztynu w otworze wiertniczym Nowa Rola P 9 (objaśnienia na figurze 31)

Litological-facies profile of salt deposits of the PZ1 Zechstein cyclothem in the Nowa Rola P 9 borehole (explanations as on Figure 31)

Serię solną buduje sól kamienna szara, półprzezroczysta i lokalnie przezroczysta, w górnej części profilu średniokrystaliczna i różnokrystaliczna (typ strukturalny B), niżej – grubokrystaliczna, równo- do różnokrystalicznej (typ strukturalny AB) z partiami zailonowymi. W całym profilu soli występuje zmienny udział gruzłów i smug anhydrytu, zaś w górnej jego części – dwa przewarstwienia grubości 0,5 m i 0,3 m szarego anhydrytu, sparytowego i mikrytowego, ze smugami substancji ilastej i pojedynczymi kryształami halitu. Przewarstwienia te mogą być wyróżniane jako nieformalne wydzielienia tzw. anhydrytu śródsolnego (A1s), powstałe w warunkach laguny siarczanowej, w którą przeradzał się okresowo – wskutek napływu świeżych wód morskich – zbiornik typu laguny solnej, odpowiedzialny za akumulację całej opisanej serii solnej. Z kolei okresy spłylenia tego zbiornika, sprzyjające recyklingowi osadów solnych, zarejestrowały chlorki wzbogacone w substancję ilastą, dostarczoną z ładu otaczającego lagunę.

CYKLOTEM PZ2

Starsza sól kamienna (Na2)

Utwory starszej soli kamiennej (Na2) osiągają miąższość 30,8 m. Podścielające sól utwory szarego, mikrytowego, zailonego anhydrytu, lokalnie porowatego, sparytowego, reprezentują stropową część wydzielienia anhydrytu podstawowego (A2), utworzonego w środowisku sebhyy siarczanowej.

Omawianą serię solną buduje sól kamienna szara, różowa, pomarańczowa i beżowo-żółta, w dolnej części brunatno-szara, grubokrystaliczna, różnokrystaliczna (typ strukturalny B), półprzezroczysta, z rozproszonym materiałem ilastym, ze skupieniami anhydrytu. Utwory te zinterpretowano jako osady płytkiej laguny solnej, w której większa koncentracja siarczanów i pelitu ilastego była wynikiem częstych wahań stężeń solanki wskutek np. pływów, wzbrań sztormowych lub opadów.

Starsza sól potasowa (K2)

Utwory starszej soli potasowej miąższości 12,0 m wyróżniono w oparciu o dane geofizyczne (Wagner, ten tom; Węgliński, ten tom). Brak zachowanego rdzenia uniemożliwia ich opis i opartą o pozyskane dane interpretację, można jedynie założyć, że okresowe odcięcia wcześniejszej płytkiej laguny solnej od permanentnych dopływów nowych solanek skutkowało jej przemianą w klasyczną salinę, o wysokim stężeniu roztworów sprzyjającym osadzaniu soli K-Mg.

Starsza sól kamienna kryjąca (Na2r)

Utwory starszej soli kamiennej kryjącej (Na2r) mają miąższość 6,5 m. Buduje ją sól kamienna szara i różowa, w stropie miodowa, średniokrystaliczna, różnokrystaliczna (typ strukturalny B), półprzezroczysta, ze skupieniami anhydrytu i w dolnej części ze smugami substancji ilastej, utworzona w środowisku płytkiej laguny solnej.

Nadległe utwory siarczanowe, wykształcone jako anhydryt szary, mikrytowy, smugowany substancją ilastą i iłowcem dolomitycznym, reprezentują spagową część wydzielienia anhydrytu kryjącego (A2r). Powstały one w środowisku sebhyy siarczanowej.

CYKLOTEM PZ3

Młodsza sól kamienna (Na3)

Utwory młodszej soli kamiennej (Na3) wg weryfikacji Wagnera (ten tom) osiągają miąższość 95,0 m. Podścielające sól utwory szarego, sparytowego, zailonego w spąg anhydrytu, lokalnie porowatego, reprezentują stropową część wydzielienia anhydrytu głównego (A2) i powstały w środowisku sebhyy siarczanowej. Młodsza sól kamienna jest wykształcona głównie jako sól grubokrystaliczna, różnokrystaliczna (typ strukturalny B), lokalnie z partiami soli wielokrystalicznej wtórnej (typ strukturalny D), w spąg drobnokrystaliczna, równokrystaliczna (typ strukturalny A). Sól jest półprzezroczysta, w stropie przezroczysta, szara, miejscami różowa i biała, ze zmiennym w profilu udziałem anhydrytu w formie smug, skupień i gruzłów. W górnej i dolnej partii profilu soli pojawiają się odcinki ze smugami i rozproszoną substancją ilastą.

Utwory solne należy uznać za osad laguny solnej, okresowo ulegającej spłyleniu, co sprzyjało recyklingowi chlorków i wzbogaceniu osadu w substancję ilastą i skupienia siarczanów.

CYKLOTEM PZ4

Najmłodsza sól kamienna (Na4a)

Najmłodsza sól kamienna (Na4a) wg weryfikacji Wagnera (ten tom) ma miąższość 9,0 m. Występujący poniżej soli szaroróżowy, mikrytowy anhydryt, z kawernami po rozpuszczonych kryształach halitu, reprezentuje stropową część wydzielienia anhydrytu pegmatytowego dolnego (A4a1), zinterpretowaną jako osady sebhyy siarczanowej.

Opisywana seria solna jest wykształcona jako biała i szara sól kamienna, grubokrystaliczna, różnokrystaliczna (typ strukturalny B), przezroczysta i półprzezroczysta, w dolnej części silnie zailona, z pojedynczymi skupieniami anhydrytu. Utwory te powstały w obrębie płytkiej laguny solnej.

Seria solna jest przykryta iłowcem z żyłkami i skupieniami siarczanów (gips i anhydryt), reprezentującym dolną część profilu wydzielienia stropowej serii terygenicznego (PZt). Utwory te zinterpretowano jako osady solnej równi mułowej.

ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI UTWORÓW SOLNYCH

Wszystkie omówione powyżej osady chlorkowe 4 cyklotemów cechsztynu powstały w warunkach laguny solnej, podlegającej okresowo spłyleniu, co skutkowało recyklingiem aku-

mulowanych chlorków i wzbogaceniem osadu w substancję ilastą i siarczany. W skrajnym przypadku wydzielenia starszej soli potasowej (K2) w cykloteście PZ2, płytka laguna w wyniku okresowego odcięcia od dostaw nowych solanek przeobraziła się w zbiornik typu saliny, gdzie wysokie stężenie jonów w roztworze umożliwiło wytrącenie soli K-Mg. Z kolei epizody intensywnego dopływu do laguny solnej świeżych wód morskich zaowocowało zmianą reżimu chemicznego w zbiorniku i powstaniem warstw siarczanów, wyróżnionych jako tzw. anhydryt śródsolny (A1s) w profilu cyklotemu PZ1.

WARTOŚĆ ZŁOŻOWA

Spośród wszystkich warstw utworów solnych cechsztynu jedynie utwory najstarszej (Na1) i młodszej (Na3) soli ka-

miennej w omawianym otworze wiertniczym mają wystarczającą miąższość, by mogły stanowić wystąpienia o pewnym potencjale zasobowym. Otwór ten wraz z szeregiem innych otworów wiertniczych wyznacza w przypadku soli cyklotemu PZ1 obszar perspektywiczny Raduszec-Dachów-Dębinka-Gubin o zasobach perspektywicznych oszacowanych na ponad 10,3 mld ton (Czapowski, Bukowski, 2015; Czapowski i in., 2015).

Z kolei w przypadku soli cyklotemu PZ3 otwór ten lokuje się w obszarze perspektywicznym Gubin-Zielona Góra-Leszno-Krotoszyn, którego zasoby perspektywiczne oceniono na ponad 460 mld ton (Czapowski, 2017; Czapowski, Bukowski, 2015; Czapowski i in., 2015).

Utwory starszej soli potasowej o nieznacznej przypuszczalnej miąższości 12 m, nie mają znaczenia ekonomicznego.

TRIAS

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI

MIKROFAUNA PSTREGO PIASKOWCA GÓRNEGO (RETU) I WAPIENIA MUSZLOWEGO

W trakcie przygotowywania dokumentacji wynikowej otworu Nowa Rola P 9 (Gospodarczyk i in., 1979) zbadano pod względem obecności mikrofauny 24 próbki w interwale od 191,5 do 324,2 m, z utworów uznanych za ret (Styk,

1977). Zostały one przebadane w całości pod kątem występowania mikrofauny (tab. 11). W próbkach z tego interwału stwierdzono zespół mikrofauny występujący zazwyczaj w utworach retu¹.

¹ Należy zauważyć, że zgodnie z obecnie ustaloną stratygrafią utworów mezozoiku w omawianym otworze (Becker, ten tom), utwory na głębokości 191,0–225,3 m zaliczono do wapienia muszlowego, a do retu należą utwory z interwału 225,3–360,8 m. W późniejszej publikacji na podstawie badań w 25 otworach (włącznie z otworem Nowa Rola P 9) autorka stwierdza, że w zespole mikrofauny występującym w osadach retu i dolnego wapienia muszlowego SW Polski można wyróżnić dwa poziomy mikrofaunistyczne o nieco odmiennym składzie mikrofauny (Styk, 1990). Poziom I przypada na osady retu, w którym liczone są m.in. małżoraczki *Paracypris pusilla* i *Lutkevichinella* sp., a poziom II obejmuje osady dolnego wapienia muszlowego i zawiera m.in. otwornice *Dentalina* sp., i *Nodosaria* sp., obecne w otworze Nowa Rola P 9.

Tabela 11

Występowanie mikrofauny w utworach wapienia muszlowego i retu (wg Styk, 1978)

Occurrence of microfauna in the Muschelkalk and the Röt Formation (after Styk, 1978)

Głębokość Depth [m]	Mikrofauna Microfauna	Częstość występowania Frequency of occurrence
191,5	<i>Judahella pulchra</i> (Kozur)	10
	<i>Paracypris pusilla</i> (Kozur)	50
	[m] <i>Paracypris tenuis</i> (Kozur)	5
	<i>Dentalina</i> sp.	5
	<i>Nodosaria</i> sp.	
197,4	brak mikrofauny	
199,0	brak mikrofauny	
201,4	<i>Judahella pulchra</i> (Kozur)	13
	<i>Paracypris pusilla</i> (Kozur)	15
	<i>Paracypris tenuis</i> (Kozur)	5
	<i>Dentalina</i> sp.	3
203,0	<i>Paracypris pusilla</i> (Kozur)	3
	<i>Ammodiscus</i> sp. (spirytyzowane)	2
	<i>Ostracoda</i> sp.	2
208,5	<i>Bythocypris aequalis</i> (Kozur)	8
	<i>Paracypris pusilla</i> (Kozur)	6
211,4	brak mikrofauny	
215,7	szczątki organiczne	
221,4	szczątki organiczne	
227,5	<i>Paracypris</i> sp.	
	<i>Lutkevichinella</i> sp.	
229,5	brak mikrofauny	
245,7	<i>Paracypris</i> sp.	2
256,2	brak mikrofauny	
270,0	<i>Ostracoda</i> sp.	
	zab ryby	
271,4	szczątki organiczne	
272,1	<i>Cultella levis</i> Kozur	6
	<i>Bythocypris aequalis</i> (Kozur)	3
276,5	<i>Ostracoda</i> sp.	
280,0	brak mikrofauny	
283,4	megaspora	
312,1–312,9	<i>Lutkevichinella minima</i> Starozhilova	20
	<i>Bythocypris aequalis</i> (Kozur)	6
313,1	brak mikrofauny	
318,0	<i>Lutkevichinella</i> sp. (zdeformowane)	10
319,3	brak mikrofauny	
324,2	<i>Lutkevichinella</i> sp.	3

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI

MAKRO- I MIKROFAUNA W UTWORACH PSTREGO PIASKOWCA GÓRNEGO (RETU)
I WAPIENIA MUSZLOWEGO

Badania makrofauny (Senkowiczowa, 1977) przeprowadzone w trakcie przygotowywania dokumentacji wynikowej otworu Nowa Rola P 9 (Gospodarczyk i in., 1979). Zbadano 26 próbek skał w interwale od 191,5 do 324,2 m, uznanych w tym opracowaniu za ret (tab. 12)².

Oznaczony w profilu otworu Nowa Rola P 9 zespół fauny (otwornice, małże, ślimaki, małżoraczki i ryby) z dolnej czę-

ści zbadanego interwału jest charakterystyczny dla morskich osadów górnego pstrego piaskowca – retu. Na taką przynależność stratygraficzną osadów wskazuje przede wszystkim obecność formy typowej dla pstrego piaskowca górnego – *Costatoria costata* (Zenker). Obok niego licznie występują małżoraczki z rodzaju *Lutkevichinella*. W dolnej części osadów retu (w interwale 324,2–360,8 m) nie znaleziono fauny.

Tabela 12

Występowanie makrofauny w utworach wapienia muszlowego i retu (wg Senkowiczowej, 1977)

Occurrence of macrofauna in the Muschelkalk and the Röt Formation (after Senkowiczowa, 1977)

Głębokość Depth [m]	Makrofauna i mikrofauna Macrofauna and microfauna	Głębokość Depth [m]	Makrofauna i mikrofauna Macrofauna and microfauna
191,5	<i>Dentalina</i> sp. <i>Nodosaria</i> sp. <i>Costatoria costata</i> (Zenker) <i>Judahella pulchra</i> (Kozur) <i>Paracypris pusilla</i> (Kozur) <i>Paracypris tenuis</i> (Kozur)	227,5	<i>Paracypris</i> sp. <i>Lutkevichinella</i> sp.
193,2	<i>Gastropoda</i> gen et sp. indet.	245,7	<i>Paracypris</i> sp.
197,9	<i>Eopecten albertii</i> (Goldfuss)	270,0	<i>Ostracoda</i> sp. zab ryby
198,0	nieoznaczalne szczątki ałżów	272,0	<i>Costatoria costata</i> (Zenker)
201,0	<i>Hoernesia socialis</i> (Schlothei) <i>Gervillia</i> sp.	272,1	<i>Cultella levis</i> Kozur
202,4	nieoznaczalne szczątki ałżów, szczątki ryb	276,5	<i>Ostracoda</i> sp.
203,0	<i>Aodiscus</i> sp. <i>Paracypris pusilla</i> (Kozur) <i>Ostracoda</i> sp.	277,0	nieoznaczalne szczątki skorup
206,4	<i>Pecten</i> cf. <i>schiederi</i> Giebel	283,0	megaspóra
211,6	nieoznaczalne szczątki ałżów	312,1–312,9	<i>Costatoria costata</i> (Zenker) ?Cypricardia sp. ?yophoriopsis sp. <i>Hoernesia</i> sp. <i>Gastropoda</i> gen. et sp. indet. <i>Lutkevichinella inia</i> Starozhilova <i>Bythocypris aequalis</i> (Kozur)
216,5	nieoznaczalne szczątki skorup łuski ryb	313,0	?Cypricardia sp. nieoznaczalne szczątki skorup
217,0	<i>Neoschizodus laevigatus</i> (Ziethen) <i>yophoria vulgaris</i> (Schlothei)	313,6	<i>Costatoria costata</i> (Zenker)
217,4	łuski ryb fragmenty kości	318,0	<i>Lutkevichinella</i> sp.
222,0	<i>Gastropoda</i> gen. et sp. indet. szczątki ryb	324,2	<i>Lutkevichinella</i> sp.

² Zgodnie z obecnie ustaloną stratygrafią utworów mezozoiku w omawianym otworze (Becker, ten tom), utwory na głębokości 191,0–225,3 m zaliczono do wapienia muszlowego, a do retu należą utwory z interwału 225,3–360,8 m.

Anna BECKER

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA PSTREGO PIASKOWCA I WAPIENIA MUSZLOWEGO

Otwór Nowa Rola P 9 w planie struktur mezozoicznych położony jest na pograniczu monokliny przedsudeckiej i synklinorium północnosudeckiego (fig. 33; Narkiewicz i Dadlez, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011; Aleksandrowski, 2017). Paleogeograficznie w triasie rejon otworu położony był w południowo-zachodniej, skrajnej części basenu polskiego, rozwiniętego wokół centralnej struktury bruzdy środkowopolskiej i równocześnie tworzącego wschodnią część epikontynentalnego basenu centralnej Europy (inaczej południowy basen permski, basen germański; np. Bachmann i in., 2010). Otwór Nowa Rola P 9 był rdzeniowany w interwale triasowym w pełnym zakresie.

W otworze Nowa Rola P 9 spośród utworów triasowych występują skały pstrego piaskowca oraz wapienia muszlowego, który nie został rozpoznany w dokumentacji wynikowej otworu (Gospodarczyk i in., 1979). Triasowy wiek skał został udokumentowany przez Senkowiczową (1977) i Styk (1977), które stwierdziły występowanie fauny typowej dla skał niższej części tego systemu w interwale 191,5–324,2 m. Oba te opracowania zostały włączone do niniejszego tomu w formie oddzielnych rozdziałów (Oszczepalski, Chmielewski, *Mikrofauna pstrego piaskowca górnego (retu) i wapienia muszlowego*, ten tom; Oszczepalski, Chmielewski, *Makro- i mikrofauna w utworach pstrego piaskowca górnego (retu) i wapienia muszlowego*, ten tom). Brak jest innych danych chronostratygraficznych dla otworu Nowa Rola P 9. Wszystkie granice chronostratygraficzne są zatem niepewne i zostały umiejscowione na najbliższych im granicach litostratygraficznych, oprócz stropu triasu, który jest granicą erozyjną. Interpretację chronostratygraficzną oparto o korelację ze stosunkowo blisko położonymi otworami Otyń IG 1 i Sława IG 1 (fig. 33), z których opublikowano bardziej szczegółowe dane chronostratygraficzne (Fuglewicz, 1980; Orłowska-Zwolińska, 1984; Marcinkiewicz, 1992; Senkowiczowa, 1981 *W*: Senkowiczowa, 2015; Romanek, 1981 *W*: Romanek, 2015).

Rozpoznania i rozpozniomowania skał triasu na pstry piaskowiec dolny, środkowy i górny dokonali Gospodarczyk i Metlerski (Gospodarczyk i in., 1979). W niniejszym opracowaniu skorygowano w niewielkim stopniu położenie wszystkich granic litostratygraficznych. Najwyższą część profilu zaliczono do wapienia muszlowego na podstawie korelacji z otworem Sława IG 1 (Becker, 2015; Senkowiczowa, Becker, 2015). W korekcie granic litostratygraficznych oparto się na przesłankach litologicznych, w tym petrograficznych (Kossowska, 1979; Kuberska, Dymowski, ten tom). W przypadku wątpliwości wybierano tę granicę, która miała czytelniejszy zapis na krzywych pomiarów geofizyki otworowej. Ponadto wprowadzono szczegółowszy podział litostratygraficzny górnego pstrego piaskowca, ze względu na jego dobre udokumentowanie, zarówno w opisie litologicznym profilu, jak i w zapisie krzywych geofizyki otworowej. Zaproponowano również bardziej szczegółowy podział środkowego pstrego piaskowca, zgodny ze schematem uznanym za standardowy dla Wielkopolski (Szyperko-Teller i in., 1997). Skały dolnego pstrego piaskowca zaliczono do formacji bałtyckiej (Szyperko-Słiwczyńska, 1979; Szyperko-Teller i in., 1997).

PSTRY PIASKOWIEC DOLNY

Pstry piaskowiec dolny został rozpoznany przez E. Gospodarczyka i E. Metlerskiego (Gospodarczyk i in., 1979) na głębokości 577,9–870,8 m. W niniejszym opracowaniu strop i spąg wydzielania, wykształconego jako formacja bałtycka, przyjęto na głębokościach 587,6–881,35 m. Korekta dolnej granicy, będącej jednocześnie granicą cechsztynu i pstrego piaskowca, wydaje się jednoznaczna. Na głębokości 881,35 m opisano w profilu litologicznym wyraźną zmianę w wykształceniu osadów. Masywne iłowce brązowo-czerwone z konglomeratami gipsu przechodzą ku górze w brązowe iłowce piaszczyste warstwowane faliście z laminami wapieni (Gospodarczyk i in., 1979). Taka granica litologiczna dobrze odpowiada definicji granicy stropowej serii terygenicznej cechsztynu z formacją bałtycką pstrego piaskowca (Wagner, 1994). Natomiast na głębokości 870,8 m zmiana litologiczna wyraża się jedynie niewielkim wzrostem piaszczystości iłowców tuż powyżej tej granicy i brak jest przesłanek do stawiania na niej granicy jednostek o randze formacji.

Korekta górnej granicy pstrego piaskowca dolnego jest bardziej dyskusyjna. Generalnie przejście dolnego pstrego piaskowca w środkowy wyraża się zanikiem ku górze przewarstwień ilastych w piaskowcach. Na głęb. 577,9 m całkowicie zanikają iłowce, przy czym w stropie sukcesji są już jedynie ich okruchy. Barwa skał przybiera również ku górze bardziej intensywnie czerwone odcienie. Natomiast na głęb. 587,6 m zanikają przewarstwienia iłowców, a powyżej pojawiają się jeszcze jedynie ich okruchy w piaskowcach. Granica na głęb. 587,6 m jest znacznie lepiej czytelna na pomiarach geofizyki otworowej, co ostatecznie zdecydowało o takim jej przyjęciu w tym opracowaniu.

Pstry piaskowiec dolny wykształcony jest jako heterolit piaskowcowo-iłowcowy ze zmienną przewagą piaskowców lub iłowców. W dolnej, a zwłaszcza środkowej części wydzielania, występują laminy lub przewarstwienia wapieni, miejscami oolitowych. W płytkach cienkich Kossowska (1979) stwierdziła również miejscami ooidy węglanowe w piaskowcach, uznając je za element spoiwa. Barwy skał są szare, szaro-brązowe i szaro-różowe, a w najwyższej części również czerwono-brązowe, czerwono-szare i czerwono-różowe. W sukcesji dolnego pstrego piaskowca zaobserwować można trendy stopniowego wzrostu i spadku piaszczystości. Pierwszy trend wzrostu piaszczystości występuje na głębokości 753,5–881,35 m. Skały iłowcowo-wapienne z niewielkim udziałem piaskowców przechodzą ku górze w piaskowce z coraz mniej licznymi przewarstwieniami iłowców. W całej sukcesji zaznacza się pewna przewaga iłowców. Sukcesja na głęb. 656,0–753,5 m tworzy trend stopniowego zmniejszania piaszczystości. Piaskowce z przewarstwieniami iłowców przechodzą ku górze w iłowce z przewarstwieniami wapieni i podrzędnie piaskowców. W najwyższej sukcesji na głęb. 587,6–656,0 m zaobserwować można trend stopniowego wzrostu

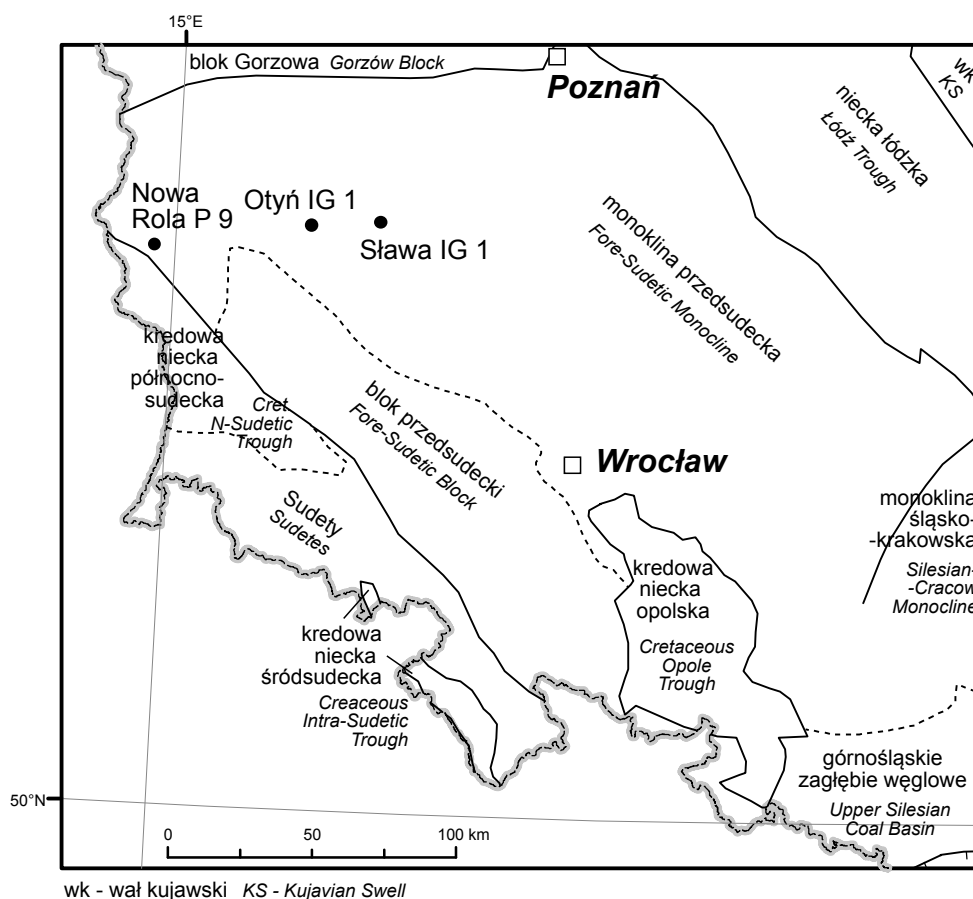


Fig. 33. Lokalizacja otworów Nowa Rola P 9, Otyń IG 1 i Sława IG 1 na tle struktur geologicznych planu podkenozoicznego; linia przerywana – współczesny południowy zasięg kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego (wg Narkiewicza, Dadleza, 2008)

Locality of the Nowa Rola P 9, Otyń IG 1 and Sława IG 1 boreholes on the background of the geological structures of the sub-Cenozoic palaeosurface; dashed line – recent southern extent of the Zechstein-Mesozoic complex (after Narkiewicz, Dadlez, 2008)

piaszczystości do głęb. 607,7 m, a następnie jej spadku. Tu w niewielkim stopniu przeważają piaskowce.

Generalna trójdzielność profilu dolnego pstręgo piaskowca odzwierciedla się również na krzywej profilowania gamma (PG; fig. 34). W najniższej części krzywej wahania wskazań są stosunkowo niewielkie, a ku górze obserwuje się ich generalny spadek. Ten odcinek odpowiada najniższej z opisanych wyżej sukcesji. W środkowej części profilu wahania wskazań krzywej PG są wyraźnie większe, ale zakres wartości wskazań jest niezmienny w całej sukcesji. W przebiegu krzywej zaobserwować można cykle ok. 10–20 m miąższości stopniowego wzrostu promieniowania gamma ku górze, typu cykli stosowanych przez Szurliesa i innych (2003) dla dolnego pstręgo piaskowca basenu niemieckiego oraz zastosowanych przez Becker (2005, 2014) w basenie polskim. Ten interwał krzywej PG odpowiada sukcesji litologicznej opisanej z głęb. 656,0–753,5 m. Najwyższy odcinek krzywej PG charakteryzuje się bardzo regularnymi wahaniami wartości wskazań, przy równoczesnym wyraźnym generalnym ich spadku ku górze, a następnie niewielkim wzroście w stropie sukcesji (fig. 34). Taki przebieg krzywej PG bardzo dobrze oddaje zmienność litolo-

giczną najwyższej z opisywanych sukcesji. Krzywą PG otworu Nowa Rola P 9 można bardzo dobrze korelować z krzywą PG otworu Sława IG 1 w dolnym pstrym piaskowcu (fig. 34). Opisane tu trzy sukcesje skalne i karotażowe odpowiadają trzem cyklotomom rozpoznany w formacji bałtyckiej otworu Sława IG 1 (Becker, 2015), które prawdopodobnie wiązać można z zaobserwowanymi na przekroju sejsmicznym klinoformami (Kijewska, 2015). Depozycja dolnego pstręgo piaskowca zachodziła w brzeżnej strefie bardzo płytkiego zbiornika epikontynentalnego w środowiskach przejściowych lądowo-morskich (np. Pieńkowski, 1991; Iwanow, Kiersnowski, 1998; Becker, 2005, 2014; Feldman-Olszewska, 2014).

Wiek dolnego pstręgo piaskowca określić można jedynie pośrednio poprzez korelację z otworem Otyń IG 1, położonym 55 km na wschód od Nowej Roli P 9 (patrz fig. 33). W otworze tym Orłowska-Zwolińska (1984) stwierdziła występowanie w niższej części dolnego pstręgo piaskowca zespołu miosporowego *Lundbladispora obsoleta-Protohaploxypinus pantii*, a Fuglewicz (1979, 1980) i Marcinkiewicz (1992) zespołu megasporowego *Otynisporites eotriassicus*. Wiek zespołu miosporowego określa się na ind, zaś megasporowego

na późny changhsing-wczesny olenek (Orłowska-Zwolińska, 1984; Kürschner, Herengreen, 2010; Marcinkiewicz i in., 2014). Nawrocki (1997, 2004) plasuje granicę permu i triasu poniżej stwierdzonej w Otyniu IG 1 zony *O. eotriassicus* na podstawie badań magnetostratygraficznych. Analiza ta potwierdza położenie granicy permu i triasu w pobliżu litostratygraficznej granicy cechsztynu i pstrego piaskowca.

PSTRY PIASKOWIEC ŚRODKOWY

Pstry piaskowiec środkowy został rozpoznany na głębokości 360,4–577,9 m (Gospodarczyk i in., 1979). W niniejszym opracowaniu przyjmuje się jego występowanie na głębokościach 360,8–587,6 m. Dyskusja korekty dolnej granicy została przeprowadzona w rozdziale dotyczącym pstrego piaskowca.

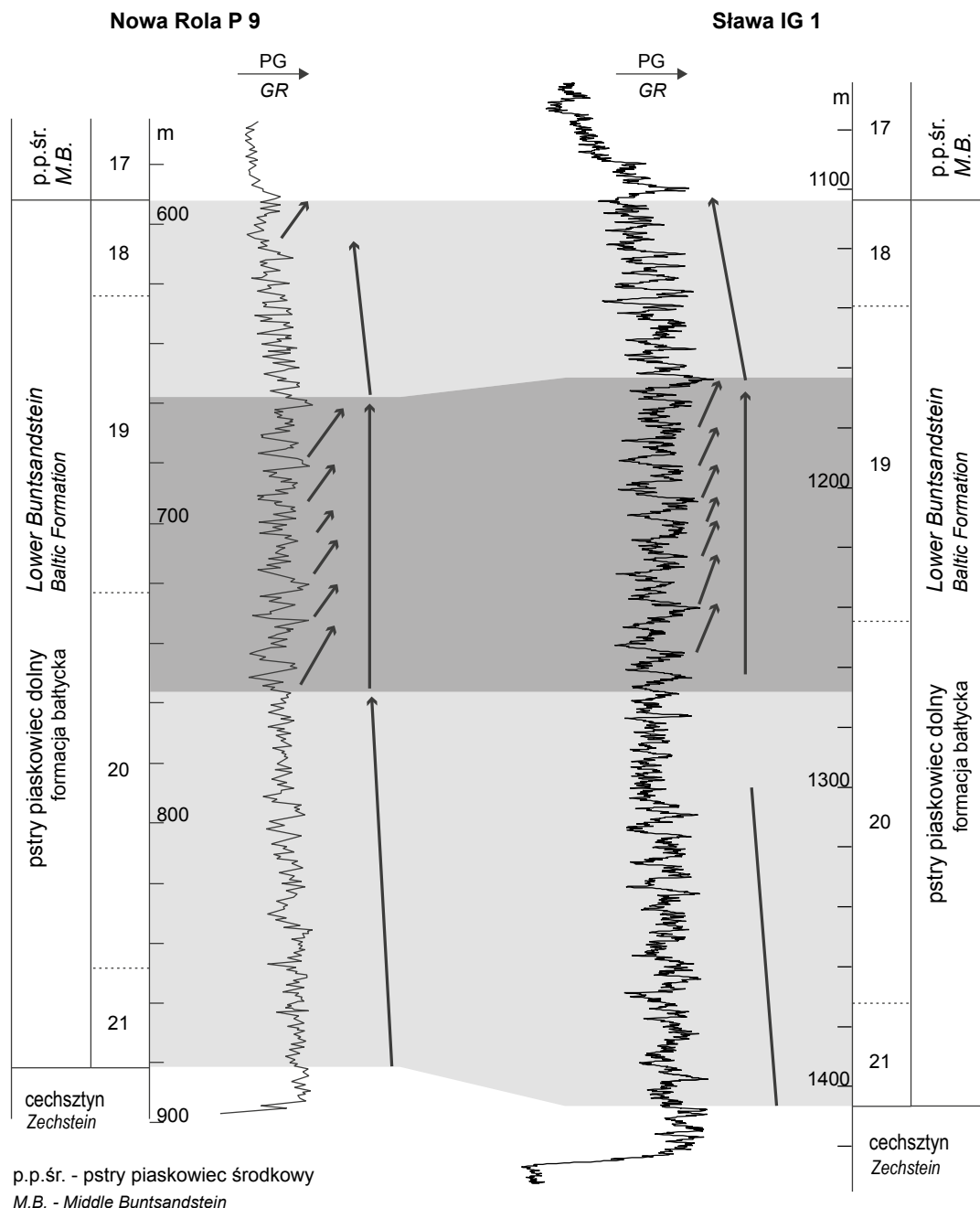


Fig. 34. Korelacja krzywych profilowania gamma (PG, strzałka nad wykresem oznacza wzrost wskazań) wraz z ilustracją dyskutowanych w tekście trendów w dolnym pstrym piaskowcu (strzałki po prawej stronie krzywych).

Szare pola – korelacja trzech sukcesji (cyklotemów) opisanych w otworze Sława IG 1 (Becker, 2015).

W obu otworach zaproponowano podział sukcesji na kompleksy 18–21 wg Sokołowskiego (1967)

Correlation of natural gamma-ray curves (GR, arrows above the curves mean counts increase) with illustration of discussed trends within the Lower Buntsandstein (arrows to the right of the curves). Grey polygons – correlation of the three successions described from Sława IG 1 borehole (Becker, 2015). Proposed divisions of Sokołowski's (1967) complexes 18 to 21 are shown for both boreholes

skowca dolnego. Korekta górnej granicy polega na przesunięciu jej o 0,4 m w dół do spągu kompleksu iłowców piaszczystych i stropu ostatniego przewarstwienia piaszczystego sukcesji środkowego pstrego piaszczystego. Tak postawiona granica jest wyraźną granicą litologiczną między piaszczystym i iłowcem, dosyć dobrze czytelna na krzywych pomiarów geofizycznych. Pierwotna granica rozdzielała kompleks iłowcowy na część dolną, czerwono-brązową, należącą do środkowego pstrego piaszczystego i część górną, szarą, należącą do górnego pstrego piaszczystego. Granica taka jest bardzo trudna do ustalenia na krzywych karotażowych.

Sukcesję pstrego piaszczystego środkowego można podzielić na cztery części. Dolna część, najbardziej miąższa (głęb. 442,0–587,6 m), zbudowana jest z piaszczystych drobnoziarnistych i bardzo drobnoziarnistych o spoiwie ilastym, czerwono-brązowo-różowo-szarych, pozbawionych prawie przewarstwień ilastych. Odpowiada ona kompleksom 16 i 17 w podziale Sokołowskiego (1967) oraz Sokołowskiego i Wójcikiewicz (1973). Kolejna część zbudowana jest z piaszczystych z ooidami węglanowymi z przewarstwień dolomitów, miejscami oolitowych z fauną (Kossowska, 1979) oraz iłowców. Dominują tu barwy szaro-różowe. Odpowiada ona kompleksowi 15 w podziale Sokołowskiego (1967) oraz Sokołowskiego i Wójcikiewicz (1973). Wyżejleżąca, trzecia część sukcesji zbudowana jest z piaszczystych drobnoziarnistych, rzadko średnioziarnistych o spoiwach ilastych, miejscami wapnistych i barwach czerwonych lub brązowych. Piaszczyste są z rzadka przewarstwione iłowcami. Odpowiada ona kompleksowi 14 w podziale Sokołowskiego (1967) oraz Sokołowskiego i Wójcikiewicz (1973). Najwyższa część, leżąca na głębokości 360,8–402,0 m, zbudowana jest z piaszczystych drobnoziarnistych szaro-brązowych, podrzędnie czerwonych lub różowych, z dość licznymi przewarstwień iłowców, których udział rośnie ku górze sukcesji. Ta część środkowego pstrego piaszczystego odpowiada kompleksom 12 i 13 w podziale Sokołowskiego (1967) oraz Sokołowskiego i Wójcikiewicz (1973). Według Szyperko-Śliwczyńskiej (1973) kompleksy 15–17 są lateralnym odpowiednikiem niższej części środkowego pstrego piaszczystego, definiowanej w północno-zachodniej Polsce jako formacja pomorska, zaś kompleksy 12–14 korelować można z formacją połączyską. Podział taki zastosowano w niniejszym opracowaniu, wprowadzając nieformalne pojęcia „formacji” węglanowo-klastycznej i „formacji” piaszczystej zgodnie ze schematem zaproponowanym przez Szyperko-Teller i in. (1997). Środkowy pstry piaszczysty deponowany był w środowiskach lądowych i przybrzeżno-morskich (Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow i Kiersnowski, 1998; Becker, 2005). Najsilniejszy wpływ środowiska morskiego dokumentują prawdopodobnie osady, odpowiadające kompleksowi 15-temu, które mogą być odpowiednikiem wyższej części formacji pomorskiej, skąd Szulc (2019) opisał zespół morskiej fauny.

Wiek środkowego pstrego piaszczystego można ustalić jedynie pośrednio poprzez korelację z pobliskim otworem Otyń IG 1, w którym w wyższej części środkowego pstrego piaszczystego stwierdzono występowanie zon miosporowych *Densosporites nejburgii*, podzony *D. nejburgii* oraz *D. nejburgii-Cycloverrutes presselensis* (Orłowska-Zwolińska, 1984) oraz zon megasporowych *Trileites polonicus* i *Talchirella*

daciae (Marcinkiewicz, 1992). Zony te są datowane na wczesny olenek (Orłowska-Zwolińska, 1984; Marcinkiewicz i in., 2014; Nowak i in., 2018). Według Nawrockiego (1997) granica ind/olenek położona jest w środkowej części środkowego pstrego piaszczystego regionu, na podstawie badań paleomagnetycznych otworu Otyń IG 1.

PSTRY PIASKOWIEC GÓRNY

Pstry piaszczysty górny, wykształcony w postaci wapieno-ilasto-ewaporatowej nieformalnej „formacji” retu (Szyperko-Teller i in., 1997), stwierdzony został przez Gospodarczyka i Metlerskiego (Gospodarczyk i in., 1979) na głębokości 191,0–360,4 m. W niniejszym opracowaniu przyjmuje się jego granice na głębokości 225,3–360,8 m. Dyskusja korekty spągu wydzielenia została przeprowadzona w poprzednim rozdziale. Korektę stropu wydzielenia przeprowadzono na podstawie korelacji z otworem Sława IG 1 (fig. 35), w którym występuje pełny profil górnego pstrego piaszczystego i wapienia muszlowego (Senkowiczowa, Becker, 2015). Oba wydzielenia zostały szczegółowo opracowane biostratygraficznie (Senkowiczowa, 1981 W; Senkowiczowa, 2015; Romanek, 1981 W; Romanek 2015). Przeprowadzenie precyzyjnej korelacji możliwe było w oparciu o krzywe profilowania naturalnego promieniowania gamma. W obu otworach wyznaczono kompleksy Sokołowskiego (1967) oraz Sokołowskiego i Wójcikiewicz (1973) od 1 do 11. Strop kompleksu 1 w otworze Sława IG 1 pokrywa się ze stropem górnego pstrego piaszczystego (Senkowiczowa, 1981 W; Senkowiczowa, 2015; Senkowiczowa, Becker, 2015; Becker, 2015). Analogicznie przyjęto strop wydzielenia w Nowej Roli P 9 (fig. 35). W opisie litologicznym odpowiada on spągowi warstwy wapienia dolomitycznego rozpoczynającego sukcesję bogatą w wapienie, leżącą powyżej sukcesji ilasto-dolomitycznej z gipsem. Przejście „formacji” retu w wapienie muszlowe jest stopniowe i postawienie granicy litostratygraficznej między oboma wydzieleniami jest problematyczne (patrz np. Gajewska, 1971). Niewykluczone, że należałoby ją postawić na głębokości 206,0 m, w spągu pierwszej warstwy szarego wapienia marglistego. Decyzję o postawieniu dyskutowanej granicy na głęb. 225,3 m podjęto ze względu na jej dobrą czytelność na krzywej profilowania gamma. Tym niemniej granica ta może być przedmiotem dyskusji. Litostratyfografię pogranicza górnego pstrego piaszczystego i wapienia muszlowego utrudnia występowanie tzw. warstw marglistych, które początkowo zaliczano do „formacji” retu, a następnie włączono do wapienia muszlowego (Gajewska, 1971).

Za Senkowiczową i Becker (2015) oraz Becker (2015) do szczegółowego podziału „formacji” retu stosuje się tutaj wydzielenia Senkowiczowej (1965) z granicami powiązanych z najbardziej czytelnymi zmianami litologicznymi w profilu, odpowiadającymi czytelnym zmianom na krzywych karotażowych. Podobne kryteria wydzielenia granic podrzędnych jednostek litostratygraficznych górnego pstrego piaszczystego stosował (1973, 1979). Wydzielenia Senkowiczowej (1965) zostały uznane za standardowe dla regionu (Senkowiczowa i in., 1997). Wzajemne relacje dyskutowanych szczegółowych

podziałów górnego pstrego piaskowca monokliny przedsudeckiej przedstawione są na figurze 35. Najważniejszą różnicą w stosunku do pierwotnych wydzieleni Senkowiczowej (1965; patrz też korelacja Szyperko-Śliwczyńskiej, 1980) jest zasięg warstw ze Wschowy i tym samym położenie spągu górnego pstrego piaskowca. Pierwotnie warstwy te obejmowały piaskowcowo-łlastą sukcesję, odpowiadającą kompleksom 11–13 w podziale Sokołowskiego (1967). W obecnym ujęciu zostały one ograniczone jedynie do ich najwyższej łłowcowej części, a znaczące przewarstwienia piaskowcowe włączono do środkowego pstrego piaskowca, charakteryzującego się największym udziałem piaskowców w profilu pstrego piaskowca tego regionu. Takie ujęcie spągu górnego pstrego piaskowca proponowali również Sokołowski (1967) oraz Sokołowski i Wójcikiewicz (1973).

Do warstw ze Wschowy zaliczono łłowce piaszczyste, łłowce dolomityczne i łłowce przechodzące w anhydryty

łlaste. Skały są poprzecinane żyłkami gipsu włóknistego w stropie sukcesji. Granicę z leżącymi powyżej warstwami gipsowymi I postawiono w spągu warstwy anhydrytu z przewarstwieniami dolomitu i smugami łłowca. W niniejszym opracowaniu przyjęto założenie, że interwał w spągu „formacji” retu, w którym dominującą litologią są łłowce zaliczono do warstw ze Wschowy, a skały, gdzie dominującą litologią są anhydryty zaliczono do warstw gipsowych I. Przejście między obiema jednostkami jest stopniowe. Rozważano postawienie granicy między nimi na głębokości 354,0 m, czyli w spągu łłowca przechodzącego miejscami w anhydryt, ale wtedy leżałaby ona w obrębie kompleksu łłowcowego. Granica przyjęta ostatecznie jest bardziej jednoznaczna litologicznie, tym niemniej pozostaje dyskusyjna.

Warstwy międzygipsowe stanowią kompleks łłowców, miejscami dolomitycznych, z przewarstwieniami wapieni dolomitycznych, dolomitów i podrzędnie gipsu. Łłowce,

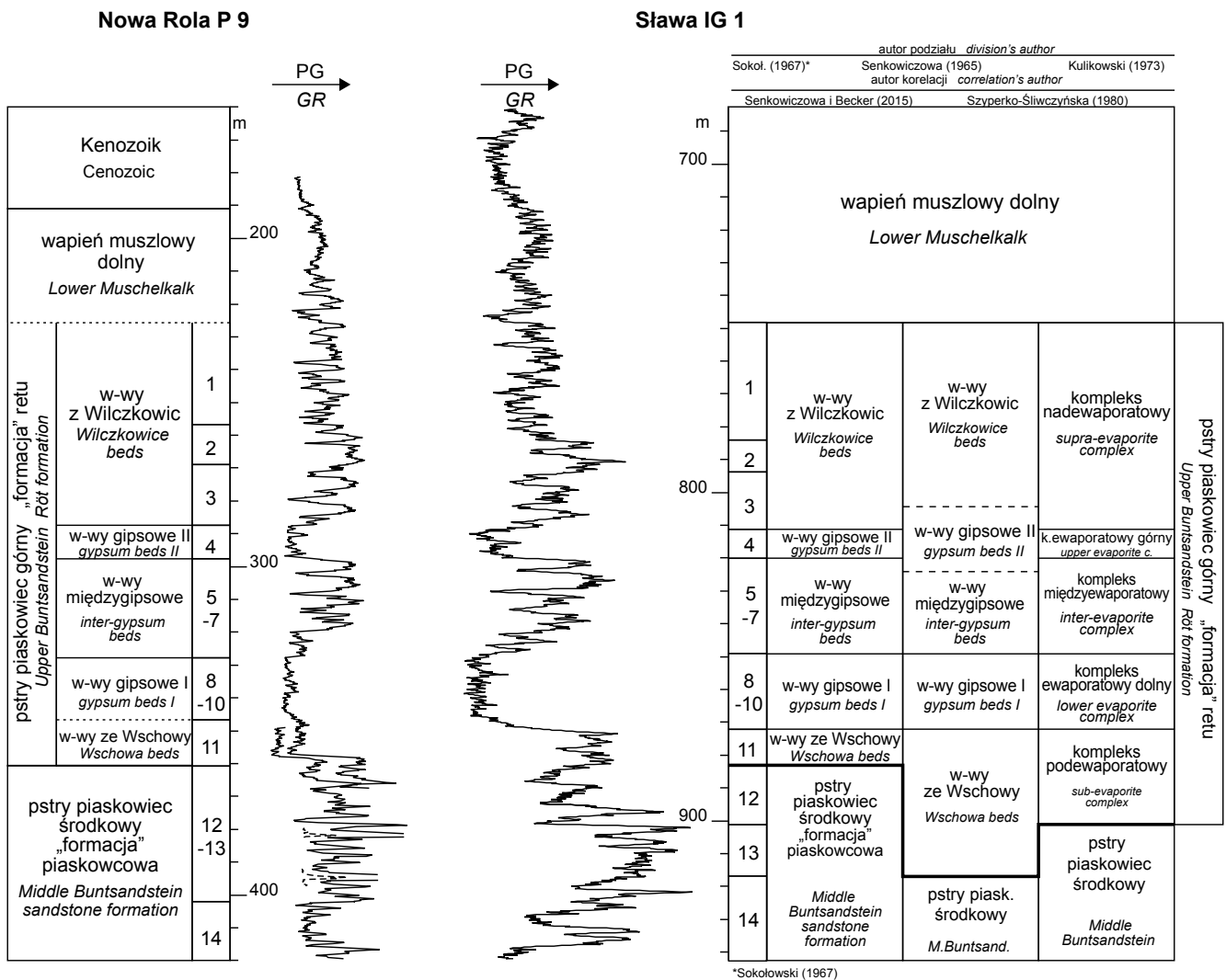


Fig. 35. Korelacja krzywych profilowania gamma (PG, strzałka nad wykresem oznacza wzrost wskazań) dla górnego pstrego piaskowca oraz najniższego wapienia muszlowego wraz z dyskutowaną w tekście szczegółową litostratygrafią

Correlation of natural gamma-ray curves (GR, arrows above the curves mean counts increase) for Upper Buntsandstein and lowermost Lower Muschelkalk with discussed detailed lithostratigraphy

zwłaszcza w górnej części, są poprzecinane żyłkami białego gipsu włóknistego. W wapieniach występuje fauna. Dominuje barwa jasnobrązowo-szara. Przejście do leżących wyżej warstw gipsowych II jest stopniowe. Tym niemniej spąg warstw gipsowych II jest bardziej jednoznaczny niż warstw gipsowych I. Warstwy gipsowe II zbudowane są z gipsu i anhydrytu z cienkimi przewarstwieniami ilastymi i żyłkami gipsu włóknistego.

Warstwy z Wilczkowic tworzą kompleks o urozmaiconej litologii, w której dominują szare i zielonoszare iłowce z przewarstwieniami dolomitów i wapieni oraz z konkrejcami i żyłkami gipsu. Jedynie w środkowej części tych warstw dominują wapienie dolomityczne i margle.

Sedymencja „formacji” retu zachodziła w środowisku równi mułowej, sebhyy oraz bardzo płytkiego zbiornika morskiego lub rozległej zatoki w dwóch pulsach transgresywnych, które doprowadziły do utworzenia dwóch sekwencji depozycyjnych (Szulc, 2000; 2014). Na głębokościach 191,5–227,5; 245,7; 270,0–283,0; 312,1–324,2 m, Senkowiczowa (1977) i Styk (1977) oznaczyły odpowiednio zespół fauny i mikrofauny morskiej, złożony z otwornic, małży, ślimaków, małżoraczków i ryb. W niniejszym opracowaniu przyjmuje się, że najwyższe z przebadanych próbek dokumentują faunę najniższego wapienia muszlowego.

Wiek górnego pstrego piaskowca definiują zony mega- i miosporowe stwierdzone w pobliskim otworze Otyń IG 1 w „formacji” retu. Fuglewicz (1980) oraz Marcinkiewicz (1992) udokumentowali tam zonę *Trileites validus*, a Orłowska-Zwolińska (1984) – zonę *Voltziaceasporites heteromorphus*. Obie zony są datowane na olenek oraz pogranicze oleneku i anizyku (Orłowska-Zwolińska, 1984; Marcinkiewicz i in., 2014). Według Nawrockiego i Szulca (2000), granica olenek/anizyk zlokalizowana jest w najniższym wapieniu muszlowym. Niniejsza analiza stanu wiedzy po-

twierdza, że najlepszym umiejscowieniem granicy oleneku i anizyku, a tym samym granicy dolnego i środkowego triasu, jest granica górnego pstrego piaskowca i dolnego wapienia muszlowego.

WAPIEŃ MUSZLOWY DOLNY

Korelacja profilu triasu Nowej Roli P 9 z dobrze opracowanym biostratygraficznie otworem Sława IG 1 (Senkowiczowa 1981 W; Senkowiczowa, 2015; Senkowiczowa, Becker, 2015) wykazała, że jego najwyższa część odsłania utwory najniższego wapienia muszlowego na głębokości 191,0–225,3 m (patrz fig. 35). Dyskusja spągu wydzielenia została przeprowadzona w poprzednim rozdziale. Strop na głębokości 191,0 m jest erozyjny. Na wapieniu muszlowym leżą osady kenozoiku (Gospodarczyk i in., 1979).

Sukcesja wapienia muszlowego zbudowana jest z naprzemianległych wapieni dolomitycznych lub marglistych i iłowców marglistych, podrzędnie z przewarstwieniami margli i dolomitów. Dominuje barwa szara z odcieniem jasnobrązowym lub zielonym. W próbkach z głębokości 191,5–222,0 m opisana została morska fauna (Senkowiczowa, 1977; Styk, 1977). Najniższy wapień muszlowy deponowany był w płytkiej strefie niżejplywowej epikontynentalnego zbiornika morskiego (Szulc, 2014).

W analogicznym, do omawianego tutaj, odcinku profilu triasu otworu Otyń IG 1, Orłowska-Zwolińska (1984) stwierdziła występowanie zespołu miosporowego *Perotrilites minor-akritarcha*, datowanego przez nią i w późniejszych pracach na anizyk (np. Kürschner i Herengreen, 2010; Nowak i in., 2018). Według Nawrockiego i Szulca (2000) przynajmniej część tej sukcesji może być jeszcze wieku olenckiego.

Marta KUBERSKA, Witold DYMOWSKI

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW TRIASU

WSTĘP

W prezentowanych wynikach badań skał pstrego piaskowca wykorzystano opracowanie Kossowskiej (1979), stanowiące część składową dokumentacji wynikowej otworu Nowa Rola P 9 (Gospodarczyk i in., 1979). Opis petrograficzny Kossowska (1979) oparła na badaniach 71 próbek skalnych (tab. 13), z których wykonano płytki cienkie, a także na wynikach 40 analiz termiczno-różnicowych (TAR), których wyniki posłużyły do celów diagnostycznych oraz dla ustalenia przybliżonego składu mineralnego skał. Dla wybranych próbek piaskowców i mułowców wykonano analizy planimetryczne (tab. 14, 15). Do badań utworów triasu Kossowska (1979) wykorzystwała próbki z interwału 191,0–870,8 m, uznanego zgodnie z dokumentacją wynikową za pstry piaskowiec (Gospodarczyk i in., 1979). Należy jednak zauważyć, że zgodnie z obecnie przyjętym podziałem str-

tygraficznym, utwory na głębokości od 191,0 do 225,3 m zaliczono do dolnego wapienia muszlowego, a do retu należy odcinek od 225,3 do 881,35 m.

PSTRY PIASKOWIEC DOLNY

W dokumentacji wynikowej (Gospodarczyk i in., 1979) do dolnego pstrego piaskowca zaliczono serię na głębokości od 577,9 do 870,8 m, jednak korekcja obu granic tej serii spowodowała, że obecnie do dolnego pstrego piaskowca zalicza się interwał 587,6–881,35 m (Becker, ten tom).

W obrębie dolnego pstrego piaskowca wyróżniono różne odmiany petrograficzne piaskowców, iłowców, mułowców, wapieni i margli. Z obserwacji makro- i mikroskopowych wynika, że w profilu danej serii skalnej wydzielić można poszczególne interwały, w których zaznacza się przewaga

Tabela 13

Skład mineralny skal triasowych (wg Kossowskiej, 1979)

Mineral composition of Triassic rocks (after Kossowska, 1979)

Nr próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Stratygrafia Stratigraphy	Główny rodzaj skały Main type of rock	Cienkie wkladki, nieforemne wtrącenia, soczewki innych skał w płycie cienkiej Thin intercalations, irregular inclusions, lenses of other rocks in a thin section	Minerały główne Main minerals	Minerały poboczne i okruchy skalne Additional minerals and rock crumbs	Minerały akcesoryczne Accessory minerals	Przybliżony skład mineralny na podstawie analizy TAR [w % wag.] Approximate mineral composition on the basis of TAR analysis [in wt %]
1	202,5	Pstry piaskowiec górny – reł* Upper Buntsandstein – Röt Formation	wapień mikrytowy ze szczątkami organicznymi		kalcyt		piryt, serycyt, kwarc	kalcyt – 99% pozostałe minerały – 1%
2	205,0		margiel dolomityczny		kalcyt, dolomit, illit, serycyt		piryt, kwarc	kalcyt i dolomit – 60% inne minerały – 40%
3	217,0		wapień biomikrytowy, dolomityczny		kalcyt	dolomit	piryt, kwarc, wodorotlenki żelaza	kalcyt i dolomit – 97% pozostałe minerały – 3%
4	226,0		margiel ilasty, dolomitowy		serycyt, illit, dolomit		kwarc, pirit	dolomit – 45% pozostałe minerały – 55%
5	238,2		skała gipsowo-anhydrytowa		gips, anhydryt	dolomit		
6	240,0		iłowiec marglisto-piaszczysty, dolomitowy		serycyt – illit, dolomit, kwarc		muskowit, pirit, wodorotlenki żelaza	dolomit – 15% kwarc – 10% pozostałe minerały – 75%
7	244,0		iłowiec marglisty, dolomitowy		serycyt – illit, dolomit	kwarc	piryt, wodorotlenki żelaza	
8	249,0		margiel ilasty, dolomitowy		serycyt – illit, dolomit		piryt, kwarc, biotyt, muskowit, wodorotlenki żelaza	dolomit – 45% pozostałe minerały – 55%
9	254,0		wapień biosparytowy, dolomityczny		kalcyt	dolomit	serycyt, kwarc, pirit	kalcyt i dolomit – 98% pozostałe minerały – 2%
10	261,5		margiel ilasty, dolomitowy, ze szczątkami organicznymi		illit – serycyt, dolomit		wodorotlenki żelaza, gips, kwarc	
11	263,0		wapień marglisty dolomitowy, biosparytowy		kalcyt, dolomit, serycyt		wodorotlenki żelaza, kwarc	kalcyt – 55% dolomit – 26% inne minerały – 19%
12	266,3		margiel dolomitowy, partiami słabo piaszczysty		serycyt – illit, dolomit	kwarc, mikroklin, plagioklaz	wodorotlenki żelaza, gips, muskowit	
13	270,0		margiel ilasty, dolomitowy		illit – serycyt, dolomit		piryt, kwarc, biotyt	dolomit – 33% pozostałe minerały – 67%
14	276,0		margiel ilasty, dolomitowy		illit – serycyt, dolomit		kwarc, pirit, biotyt, muskowit	
15	278,7		skała anhydrytowo-gipsowa	wapień mikrytowy, margiel	anhydryt, gips		wodorotlenki żelaza	
16	280,0		dolomit ankerytowy mikrosparytowy z żyłkami gipsu		dolomit, ankeryt	gips	kwarc, pirit, serycyt, anhydryt	dolomit i ankeryt – 89% gips – 9% pozostałe minerały – 2%
17	284,9		wapień dolomitowy, mikrosparytowy, gipsowy	wapień dolomitowy, sparytowy ze szczątkami organicznymi	kalcyt, dolomit, gips	anhydryt	kwarc, pirit, serycyt, wodorotlenki żelaza	kalcyt – 51% dolomit – 30% gips – 11% inne minerały – 8%
18	288,0		skała anhydrytowo-gipsowo-kalcytowa		anhydryt, gips, kalcyt			anhydryt – 62% gips – 24% kalcyt – 14%

Tabela 13 cd.

Nr próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Stratygrafia Stratigraphy	Główny rodzaj skały Main type of rock	Cienkie wkładki, nieforemne wtrącenia, soczewki innych skał w płycie cieniokiej Thin intercalations, irregular inclusions, lenses of other rocks in a thin section	Minerały główne Main minerals	Minerały poboczne i okruchy skalne Additional minerals and rock crumbs	Minerały akcesoryczne Accessory minerals	Przybliżony skład mineralny na podstawie analizy TAR [w % wag.] Approximate mineral composition on the basis of TAR analysis [in wt %]
19	297,0	Pstry piaskowiec górny – röt* Upper Buntsandstein – Röt Formation	wapień mikrytowy gipsowo-anhydrytowy		kalcyt, gips, anhydryt		wodorotlenki żelaza	
20	308,0		skała gipsowa, marglisto-łłasta	margle łałste	gips, serycyt – illit, kalcyt		piryt, wodorotlenki żelaza	gips – 63% serycyt – illit – 26% kalcyt – 10% inne minerały – 1%
21	312,5		wapień dolomityczny, biosparytowy		kalcyt, dolomit	gips	wodorotlenki żelaza	
22	314,0		wapień dolomityczny, biosparytowy		kalcyt, dolomit	gips	wodorotlenki żelaza	kalcyt i dolomit – 95% pozostałe minerały – 5%
23	319,0		margiel dolomitowy		serycyt – illit, dolomit		kwarc, pirit	
24	319,5		dolomit mikrosparytowy, gipsowy		dolomit, gips	anhydryt, kwarc	piryt, muskowił, biotyt, wodorotlenki żelaza	dolomit – 75% gips – 17% pozostałe minerały – 8%
25	326,0		dolomit mikrosparytowy słabo piaszczysty		dolomit	kwarc, mikroklin, plagioklaz	wodorotlenki żelaza, muskowił, substancja węglista	dolomit – 86% kwarc – 7% pozostałe minerały – 7%
26	330,0		skała anhydrytowa		anhydryt	gips, dolomit		
27	338,0		dolomit sparytowy, gipsowy, słabo piaszczysty	skała gipsowa i dolomit sparytowy, silnie piaszczysty	dolomit, gips, kwarc	mikroklin, plagioklaz	muskowił	dolomit – 61% gips – 21% kwarc – 13% inne minerały – 5%
28	346,0		skała anhydrytowa		anhydryt	gips, kalcyt		anhydryt – 91% gips – 6% kalcyt – 3%
29	350,0	Pstry piaskowiec środkowy Middle Buntsandstein	skała anhydrytowo-kalcytowa		anhydryt, kalcyt	gips	wodorotlenki żelaza	
30	360,5		piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie kalcytowo-łłastym	łłowce z domieszką frakcji mułowcowej oraz mułowce łłaste	kwarc, kalcyt, mikroklin	illit – serycyt, plagioklaz, kwarcyty	biotyt, muskowił, turmalin, tlenki żelaza	
31	362,0		mułowice łłaste impregnowane hematytem		kwarc, illit, mikroklin	plagioklaz, tlenki żelaza, biotyt, muskowił		kwarc – 28% inne minerały – 72%
32	377,0		piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie leukoksenowym-kalcytowo-krzemionkowym		kwarc	mikroklin, plagioklaz, leukoksen, kwarcyty, litydy, kalcyt, chalcedon	turmalin, biotyt, muskowił	
33	380,0		piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie kalcytowo-hematytowym		kwarc	mikroklin, plagioklaz, tlenki żelaza, kalcyt	hornblenda, biotyt, muskowił, turmalin, chalcedon	kwarc – 72% kalcyt – 3% inne minerały – 25%
34	390,0		piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie dolomitowym	mułowice łłaste impregnowane hematytem	kwarc, dolomit, mikroklin	plagioklaz	muskowił, biotyt, tlenki żelaza, leukoksen, hornblenda	kwarc – 40% dolomit – 40% inne minerały – 20%

Tabela 13 cd.

Nr próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Stratygrafia Stratigraphy	Główny rodzaj skały Main type of rock	Cienkie wkładki, nieforemne wtrącenia, soczewki innych skał w płycie cienkiej Thin intercalations, irregular inclusions, lenses of other rocks in a thin section	Minerały główne Main minerals	Minerały poboczne i okruchy skalne Additional minerals and rock crumbs	Minerały akcesoryjne Accessory minerals	Przybliżony skład mineralny na podstawie analizy TAR [w % wag.] Approximate mineral composition on the basis of TAR analysis [in wt %]
35	410,0	Pstry piaskowiec środkowy Middle Buntsandstein	piaskowiec arkozowy, średnioziarnisty, o spoiwie kalcytowo-hematytowym		kwarc, kalcyt, mikroklin	plagioklaz, tlenki żelaza, kwarcyty, idyty	biotyt, muskowit, hornblenda, turmalin, cyrkon	
36	418,1		mułowiec ilasty impregnowany hematytem		kwarc, mikroklin, serycyt, illit	plagioklaz, tlenki żelaza, muskowit, biotyt	kalcyt	kwarc – 22% inne minerały – 78%
37a	429,0		mułowiec marglisto-piaszczysty		kwarc, kalcyt, mikroklin, serycyt, illit	biotyt, muskowit, plagioklaz, wodorotlenki żelaza	glaukonit, cyrkon	kwarc – 28% kalcyt – 23% inne minerały – 49%
37b	429,0		dolomit bioosparytowy, słabo piaszczysty		dolomit	mikroklin, plagioklaz, kwarc, glaukonit	muskowit, biotyt, wodorotlenki żelaza	dolomit – 83% kwarc – 3% inne minerały – 14%
38	440,0		piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, z domieszką wyższych klas ziarnowych, spoiwo kalcytowe, oolityczne		kwarc, kalcyt	mikroklin, plagioklaz	tlenki żelaza, hornblenda, leukoksen, turmalin, biotyt, muskowit	
39	470,0		piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie kalcytowo-ilasto-krzemionkowym		kwarc, kalcyt	mikroklin, plagioklaz, serycyt, chalcedon, kwarcyty	biotyt, leukoksen, hornblenda, tlenki żelaza	kwarc – 63% kalcyt – 22% inne minerały – 15%
40	480,0		arenit arkozowy, drobnoziarnisty, spoiwo ilasto-krzemionkowe		kwarc, mikroklin	plagioklaz, serycyt, chalcedon, kwarcyty	turmalin, biotyt, muskowit, leukoksen	
41	520,0		piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, z domieszką wyższych klas ziarnowych, spoiwo kalcytowo-ilaste		kwarc, mikroklin, kalcyt	plagioklaz, tlenki żelaza, illit – serycyt	biotyt, muskowit, hornblenda	
42	532,0		waka arkozowa, różnoziarnista, o spoiwie ilasto-hematytowo-leukoksenowym		kwarc, mikroklin, serycyt, illit	plagioklaz, tlenki żelaza, leukoksen, kwarcyty		
43	550,0		waka arkozowa, drobnoziarnista, o spoiwie ilasto-hematytowo-leukoksenowym		kwarc, mikroklin, serycyt, illit	plagioklaz, tlenki żelaza, leukoksen, lupki lyszczykowe	turmalin, biotyt	
44	577,0	Pstry piaskowiec dolny Lower Buntsandstein	piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie dolomitowym		kwarc, dolomit, mikroklin	plagioklaz, tlenki żelaza, kwarcyty	biotyt, muskowit, rutyl, chalcedon	kwarc – 60% dolomit – 21% inne minerały – 19%
45			piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie ilasto-hematytowo-kalcytowym	ilowiec z domieszką frakcji mułowcowej, impregnowany hematytem	kwarc, mikroklin, plagioklaz	tlenki żelaza, kalcyt, muskowit, biotyt, serycyt, illit	chloryt	
46	610,0		margiel ilasto-piaszczysty impregnowany hematytem	piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie kalcytowo-hematytowym	kalcyt, illit, serycyt, kwarc	mikroklin, plagioklaz, biotyt, muskowit, tlenki żelaza	chloryt, leukoksen	kalcyt – 23% kwarc – 14% inne minerały – 63%

Tabela 13 cd.

Nr próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Stratygrafia Stratigraphy	Główny rodzaj skały Main type of rock	Cienkie wklądki, nieforemne wtrącenia, soczewki innych skał w płycie cienkiej Thin intercalations, irregular inclusions, lenses of other rocks in a thin section	Minerały główne Main minerals	Minerały poboczne i okruszy skalne Additional minerals and rock crumbs	Minerały akcesoryczne Accessory minerals	Przybliżony skład mineralny na podstawie analizy TAR [w % wag.] Approximate mineral composition on the basis of TAR analysis [in wt %]
47	630,0	Pstry piaskowiec dolny Lower Buntsandstein	piaskowiec arkozowy, droбноziarnisty, o spoiwie kalcytowo-gipsowo-anhydrytowym		kware, kalcyt, mikroklin	plagioklaz, gips, anhydryt, tlenki żelaza,	biotyt, muskowit, serycyt, chloryt, leukoksen, turmalin	kware – 52% kalcyt – 18% gips – 7% inne minerały – 23%
48	635,0		wapień sparytowy, słabo piaszczysty		kalcyt	kware, mikroklin, plagioklaz	tlenki żelaza, biotyt, serycyt	
49	637,0		wapień oosparytowy, silnie piaszczysty		kalcyt, kware	mikroklin, plagioklaz,	chloryt, tlenki żelaza, biotyt, muskowit	kalcyt – 70% kware – 16% inne minerały – 14%
50	645,0		piaskowiec arkozowy, droбноziarnisty, o spoiwie kalcytowo – hematytowym, oolitycznym		kware, kalcyt, mikroklin	plagioklaz, muskowit, biotyt, tlenki żelaza	tytanit, cyrkon, chloryt	kware – 49% kalcyt – 22% inne minerały – 29%
51	655,0		piaskowiec arkozowy, bardzo droбноziarnisty, o spoiwie kalcytowo-gipsowym i oolitycznym	mulowiec ilasty impregnowany hematytom	kware, kalcyt, mikroklin	plagioklaz, gips, muskowit, biotyt, tlenki żelaza	chloryt, hornblenda	
52	665,0		wapień oosparytowy, silnie piaszczysty	piaskowiec arkozowy, droбноziarnisty, o spoiwie kalcytowo-ilastym, oolitycznym oraz mulowiec marglisto-piaszczysty	kalcyt, kware, mikroklin	plagioklaz, biotyt, muskowit	chloryt, tlenki żelaza	
53	680,0		mulowiec ilasty		kware, serycyt, illit	mikroklin, plagioklaz, biotyt, muskowit, kalcyt, tlenki żelaza	chloryt, cyrkon	kware – 23% kalcyt – 3% inne minerały – 74%
54	690,0		wapień oosparytowy, anhydrytowy		kware, anhydryt		mikroklin, plagioklaz, kware, muskowit, biotyt, chloryt, gips, tlenki żelaza	kalcyt – 87% inne minerały – 13%
55	695,0		mulowiec marglisto-piaszczysty	iłowiec z domieszką frakcji mulowcowej, impregnowany hematytom	kware, mikroklin, illit, serycyt	muskowit, biotyt, chloryt, tlenki żelaza, kalcyt, plagioklaz		
56	700,0		iłowiec, partiami z domieszką frakcji mulowcowej, impregnowany hematytom	piaskowiec arkozowy, bardzo droбноziarnisty, o spoiwie kalcytowo-ilastym	illit, serycyt, kware	skalanie, tlenki żelaza		kware – 17% inne minerały – 83%
57	709,0		piaskowiec arkozowy, droбноziarnisty, o spoiwie silnie wapnistym, oolitycznym	wapień oosparytowy silnie piaszczysty	kware, kalcyt, mikroklin	plagioklaz, biotyt, muskowit, łupek serycytowy	tlenki żelaza, chloryt, cyrkon, anhydryt, tytanit	kalcyt – 47% kware – 24% inne minerały – 29%
58	720,0		piaskowiec arkozowy, droбноziarnisty, o spoiwie kalcytowym, oolitycznym	iłowiec z domieszką frakcji mulowcowej, partiami impregnowany hematytom	kware, mikroklin, kalcyt	plagioklaz, biotyt, muskowit, tlenki żelaza	chloryt, hornblenda, leukoksen	kware – 47% kalcyt – 16% inne minerały – 37%
59	730,0		piaskowiec arkozowy, droбноziarnisty, o spoiwie kalcytowym, oolitycznym		kware, mikroklin, kalcyt	plagioklaz, biotyt, muskowit, tlenki żelaza, łupek serycytowy	chloryt	

Tabela 13 cd.

Nr próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Stratygrafia Stratigraphy	Główny rodzaj skały Main type of rock	Cienkie wkładki, nieforemne wtrącenia, soczewki innych skał w płycie cienkiej Thin intercalations, irregular inclusions, lenses of other rocks in a thin section	Minerały główne Main minerals	Minerały poboczne i okruchy skalne Additional minerals and rock crumbs	Minerały akcesoryczne Accessory minerals	Przybliżony skład mineralny na podstawie analizy TAR [w % wag.] Approximate mineral composition on the basis of TAR analysis [in wt %]
60	748,0	Pstry piaskowiec dolny Lower Buntsandstein	Piaskowiec arkozowy, bardzo drobnoziarnisty, o spoiwie kalcytowo-ilastym		kwarc, mikroklin, plagioklaz, kalcyt, illit, serycyt	muskowit, biotyt, tlenki żelaza	chloryt, apatyt	
61	763,0		Piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie silnie wapnistym, oolitycznym		kwarc, mikroklin, kalcyt	plagioklaz, muskowit, biotyt	chloryt, tlenki żelaza, leukoksen	
62	765,0		Ilowiec, partiami impregnowany hematytem	wapień dolomityczny, oosparytowy silnie piaszczysty oraz piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, silnie wapnisty	serycyt, illit,	kwarc, tlenki żelaza, skalenie		kwarc – 7% pozostałe minerały – 93%
63	780,0		Piaskowiec arkozowy, bardzo drobnoziarnisty, o spoiwie kalcytowo-ilastym	ilowiec impregnowany hematytem	kwarc, mikroklin, plagioklaz, kalcyt, illit, serycyt	biotyt, muskowit, tlenki żelaza	chloryt	
64	800,0		Wapień oosparytowy, słabo piaszczysty		kalcyt, kwarc	mikroklin, plagioklaz	dolomit, tlenki żelaza, biotyt, chloryt	kalcyt – 78% kwarc – 13% inne minerały – 9%
65	810,0		Mułowiec marglisto-piaszczysty	ilowiec z domieszką frakcji mułowcowej	kwarc, mikroklin, kalcyt, illit, serycyt	plagioklaz, biotyt, muskowit, tlenki żelaza	chloryt, leukoksen	
66	817,0		Piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie silnie wapnistym, oolitycznym	wapień oosparytowy silnie piaszczysty	kwarc, kalcyt, mikroklin	plagioklaz, biotyt, muskowit, kwarcyty	anhydryt, gips, tlenki żelaza, chloryt	kalcyt – 38% kwarc – 33% pozostałe minerały – 19%
67	824,0		Piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie kalcytowo-ilastym, oolitycznym	mułowiec marglisto-piaszczysty oraz ilowiec impregnowany hematytem	kwarc, kalcyt, mikroklin	plagioklaz, biotyt, muskowit, illit, serycyt	hornblenda, tlenki żelaza, chloryt	
68	840,0		Piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie silnie wapnistym	ilowiec z domieszką frakcji mułowcowej, impregnowany hematytem	kwarc, mikroklin, dolomit, kalcyt	plagioklaz, biotyt, muskowit, kwarcyty	hornblenda, cyrkon, tlenki żelaza, gips, anhydryt	
69	848,0		Wapień dolomityczny, oosparytowy, silnie piaszczysty		kalcyt, dolomit, kwarc, mikroklin	plagioklaz	muskowit, biotyt, chloryt, serycyt, gips, anhydryt, hematyt	kalcyt i dolomit – 62% kwarc – 19% inne minerały – 19%
70	860,0		Ilowiec z domieszką frakcji mułowcowej, impregnowany substancją węglistą	piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty, o spoiwie węglanowym	serycyt, illit, kwarc	skalenie, substancja węglista		kwarc – 12% inne minerały – 88%
71	867,0		Piaskowiec arkozowy, drobnoziarnisty o spoiwie węglanowym	ilowiec z domieszką frakcji mułowcowej, impregnowany hematytem	kwarc, mikroklin, kalcyt, dolomit	plagioklaz, biotyt, muskowit	chloryt, tlenki żelaza, cyrkon	

*Utwory w interwale 202,5–217,0 m uznane pierwotnie za ret (Kossowska, 1978), obecnie zaliczono do wapienia muszlowego dolnego (Becker, ten tom). Ponadto skorygowano granice między pstry piaskowcem górnym i środkowym (obecnie 360,8 m) oraz między pstry piaskowcem środkowym i dolnym (obecnie 587,6 m).

Rocks in the interval from 202.5 to 217.0 m, originally considered as the Röt Formation (Kossowska, 1978) are now classified as the Lower Muschelkalk (Becker, this volume). In addition, the boundaries between the Upper and the Middle Buntsandstein (now 360.8 m) and the boundaries between the Middle and the Lower Buntsandstein (now 587.6 m) have been corrected.

ilościowa jednego lub kilku rodzajów skał. W interwale głębokościowym 824,9–870,8 m występują utwory iłowcowo-piaskowcowe z bardzo licznymi wkładkami wapieni. Kolejny interwał głębokościowy (749,3–824,9 m) charakteryzuje się przewagą piaskowców nad iłowcami, mułowcami i pozostałymi rodzajami skał. W nadległym pakiecie (644,9–749,3 m) przeważają iłowce i mułowce. W stropowej partii pstręgo piaskowca dolnego stwierdzono przewagę ilościową piaskowców nad iłowcami, mułowcami i skałami węglanowymi.

Mięszkość wydzielen o jednolitym charakterze petrograficznym waha się od ułamków milimetrów do kilkudziesięciu centymetrów. Są to warstwy ciągle lub przerywane, wkładki, soczewki oraz inne nieforemne wtrącenia. W przypadku gdy sąsiadują ze sobą skały o różnej wielkości uziarnienia, np. iłowce i piaskowce, iłowce i wapienie, granica między nimi jest ostra. Natomiast na kontaktach piaskowców z mułowcami lub skałami węglanowymi oraz mułowców z iłowcami obserwuje się często stopniowe przejścia jednej skały w drugą.

Piaskowce dolnego pstręgo piaskowca to skały drobno- i bardzo drobnoziarniste, często na pograniczu z mułowcami. Maksymalne rozmiary ziarn w poszczególnych próbkach oscylują w granicach od 180 do 350 μm , a przeciętna średnica ziarn – od 70 do 150 μm . Według klasyfikacji Pettijohna i in. (1972) piaskowce reprezentują waki arkozowe.

Głównym składnikiem piaskowców są ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego, często ostrokrawędziste. Ziarna skaleni reprezentowane są przez plagioklasy i skalenie potasowe. Plagioklasy są słabo zmętniałe i niekiedy zawierają wrostki sercytu. Skalenie potasowe nie wykazuje śladów zwietrzenia. Mają one przewagę ilościową nad plagioklazami we wszystkich badanych próbkach. Poza tym piaskowce zawierają zmienną ilość biotytu i muskowitu, występujących w postaci długich, cienkich (do ok. 30 μm grubości) łusek. Są one przeważnie nierównomiernie rozmieszczone w masie skalnej, miejscami grupują się, podkreślając równoległą teksturę skały. Barwa piaskowców w dużym stopniu zależy od ilości i stopnia zwietrzenia biotytu, tj. minerału zawierającego około 20% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Pod wpływem wietrzenia żelazo dwuwartościowe przechodzi w trójwartościowe oraz częściowo zostaje uwolnione ze struktury krystalicznej biotytu i krystalizuje w najbliższym sąsiedztwie w postaci tlenków żelaza. Niektóre blaszki biotytu są częściowo schlorytyzowane. Litoklasty, występujące sporadycznie, reprezentowane są przez fragmenty kwarcytów i łupków sercytowych. Wśród minerałów akcesorycznych wyróżniono hornblendę, tytanit, cyrkon, apatyt i leukoksen. Minerały takie jak gips, anhydryt, biotyt i muskowit w niektórych próbkach występują w ilościach mniejszych niż 1% wag., w innych próbkach stanowią one kilka procent składu mineralnego i są zaliczane do minerałów pobocznych (tab. 13). Wśród składników ziarnistych odnotowano także ooidy o strukturze koncentrycznej i koncentryczno-promienistej, o rozmiarach od 0,1 do 0,4 mm.

Spoivo piaskowców jest zróżnicowane. Bywa ono węglanowe (kalcytowe, dolomitowe), miejscami ilaste, żelaziste lub siarczanowe (gipsowe, gipsowo-anhydrytowe). Najczęściej spotykane jest spoivo kalcytowe i kalcytowo-ilaste. Kalcyt często występuje w postaci ziarn sparytowych, a ich rozmiary kształtują się w granicach od 0,02 do 0,2 μm .

Stosując klasyfikację Czerwińskiego (1955) skały okrucowe dolnego pstręgo piaskowca odpowiadają piaskowcom słabo i silnie wapnistym oraz piaskowcom marglistym (fig. 36). W spoiwie o składzie kalcytowo-ilastym i ilasto-hematytowo-kalcytowym, kalcyt lub blaszki minerałów ilastych tworzą drobne, nieregularne skupienia. Podobny charakter ma również spoivo kalcytowo-gipsowe i kalcytowo-gipsowo-anhydrytowe. Gips i anhydryt są przeważnie drobno- i średnioziarniste. Piaskowce zawierające w swym składzie gips i anhydryt ujawniono jedynie na głębokości 630 i 655 m. Substancja hematytowa, czasem z domieszką leukoksenu, rozproszona jest w zmiennych ilościach we wszystkich odmianach skał piaskowcowych. Na podstawie analiz planimetrycznych ustalono, że jej zawartość w próbkach wynosi 1,0–4,8% obj. Generalnie można stwierdzić, że piaskowce ubogie w hematyt zalegają w dolnych i środkowych częściach dolnego pstręgo piaskowca, a piaskowce bogate w hematyt występują w górnych jego partiach. W piaskowcach barwy wiśniowej i ciemnoróżowej hematyt tworzy obwódki wokół ziarn detrytycznych oraz impregnuje skupienia minerałów ilastych. Hematyt wówczas występuje w roli spoiva.

Iłowce w dolnym pstrym piaskowcu występują liczniej od skał mułowcowych. Zawierają one często domieszkę frakcji aleurytowej. Wśród iłowców wyróżniono iłowce impregnowane hematytem, substancją węglistą lub prawie pozbawione impregnacji. W skałach barwy szarozielonkawej, zawierających znikome ilości tlenków żelaza, dostrzega się łuseczki illitu oraz bardzo drobne okrucy kwarcu i skaleni, a także łyszczyki. Zawartość kwarcu w iłowcach bez domieszki frakcji mułkowej (analizy TAR), wynosi 7% wag., w iłowcach zawierających domieszkę grubszych ziarn – wzrasta ona do 12–17% wag. Iłowce czarne, bogate w substancję węglistą, zalegają jedynie w spągowych partiach dolnego pstręgo piaskowca.

Wśród mułowców wyróżniono odmiany marglisto-piaszczyste i ilaste. Skały te są w zmiennym stopniu impregnowane hematytem. Pod względem składu mineralnego mułowce marglisto-piaszczyste odpowiadają piaskowcom arkozowym o spoiwie kalcytowo-ilastym. Różnica tkwi jedynie w rozmiarach ziarn kwarcu i skaleni. Notuje się stopniowe przejścia od wyżej wymienionych piaskowców do mułowców marglisto-piaszczystych, a następnie iłowców z domieszką frakcji mułowcowej. Przy tym, wraz ze zmniejszającym się uziarnieniem, maleje zawartość węglanów w wymienionych skałach, aż do zupełnego ich braku w skałach iłowcowych. Ziarna kwarcu i skaleni w mułowcach są na ogół nieobtoczone. W omawianych skałach, w porównaniu do piaskowców, notuje się wydatny wzrost zawartości minerałów łyszczykowych (biotytu i muskowitu) oraz illitu. Domieszka ziarn detrytycznych większych od 60 μm w mułowcach marglisto-piaszczystych wynosi około 25% obj., a w mułowcach ilastych około 15% obj. Mułowce ilaste odznaczają się małą zawartością węglanów (do 5%). Minerałami akcesorycznymi w mułowcach są cyrkon i chloryt.

Skały węglanowe w dolnym pstrym piaskowcu reprezentowane są wyłącznie przez wapienie, niekiedy dolomityczne. Wykształcenie tych skał jest sparytowe lub oosparytowe. Wapienie zawierają zwykle zmienną domieszkę materiału piaszczystego.

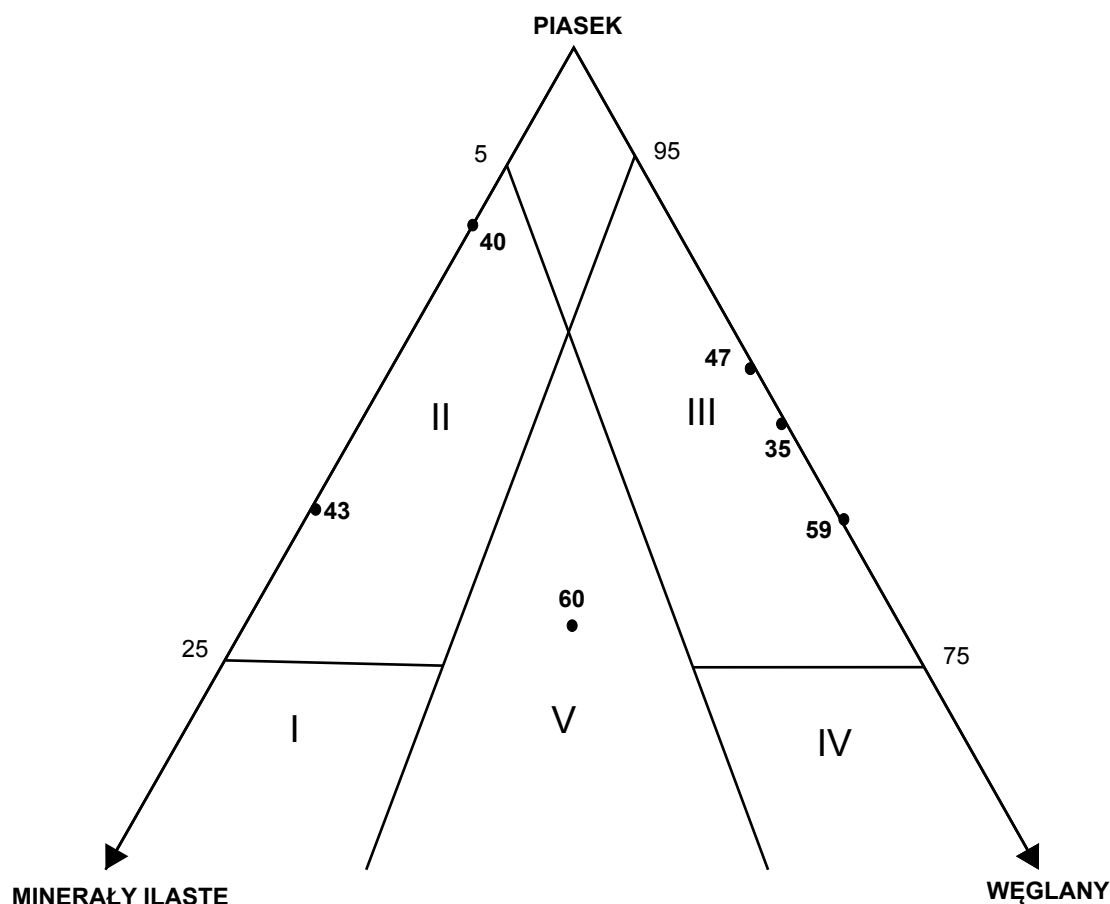


Fig. 36. Skład skał okruchowych dolnego i środkowego pstrego piaskowca na tle trójkąta klasyfikacyjnego wg Czermskiego (1955).

I – piaskowiec silnie ilasty, II – piaskowiec słabo ilasty, III – piaskowiec słabo wapnisty, IV – piaskowiec silnie wapnisty, V – piaskowiec marglisty

The composition of clastic rocks of the Lower and Middle Buntsandstein on in the background of triangle classification by Czermski (1955).

piasek – sand, minerały ilaste – clay minerals, węglany – carbonates; I – highly clayey sandstone, II – slightly clayey sandstone, III – slightly calcareous sandstone, IV – highly calcareous sandstone, V – marly sandstone

Wapienie sparytowe, stwierdzone na głębokości 635 m, są zbudowane z automorficznych kryształów o pokroju romboedrycznym, o rozmiarach od 0,1 do 0,6 mm. Oprócz drobnych, nieobtoczonych ziarn kwarcu i skaleni, wapienie te zawierają blaszki muskowitu i biotyту w ilości około 1%. Spękania w omawianych skałach są wypełnione kalcytem i drobnołuskowymi łuszczykami impregnowanymi przez tlenki żelaza.

Wapienie oosparytowe są zbudowane z ooidów koncentryczno-promienistych, zespolonych drobnoziarnistym kalcytem sparytowym. Przeciętny rozmiar ooidów wynosi 0,2–0,3 mm. Domieszka materiału piaszczystego w omawianych skałach niekiedy przekracza 40% składu mineralnego.

Odrębną budowę ma anhydrytowy wapień oosparytowy zalegający na głębokości 690 m. Ooidy kalcytowe w niektórych partiach skały są scementowane średnio- i gruboziarnistym kalcytem, w innych zaś bardzo gruboziarnistym anhydrytem. Sporadycznie odnotowano ziarna kwarcu, skaleni i minerałów łuszczykowych.

Margle ilasto-piaszczyste stwierdzono w górnych partiach pstrego piaskowca dolnego. Skały te mają wykształcenie mikroparytowe i są zbudowane w około 50% z illitu, w 23% z kalcytu, w 14% z kwarcu i w kilkunastu procentach z hematytu, skaleni i minerałów łuszczykowych. Średnice ziarn kwarcu i skaleni są mniejsze od 60 μm . W marglach tkwią kilkumilimetrowe i kilkucentymetrowe nieobtoczone okruchy drobnoziarnistych piaskowców arkozowych. Skała w całości jest silnie impregnowana hematytem.

PSTRY PIASKOWIEC ŚRODKOWY

Pstry piaskowiec środkowy występuje na głębokości 360,8–587,6 m (Becker, ten tom). Na głębokości 534,2–577,9 m jest obecna charakterystyczna mięjsza warstwa piaskowców drobnoziarnistych, bez wkładek mułowcowych i iłowcowych, która stanowi najniższe ogniwo środkowego pstrego piaskowca. Piaskowce te mają spoiwo ilasto-hematytowo-leukokse-

nowe i zgodnie z klasyfikacją Pettijohna i in. (1972) określono je jako waki. Nad wymienionymi utworami zalegają piaskowce, waki i arenity, średnio-, drobno- i różnoziarniste, w których często stwierdza się niski stopień wysortowania ziarn. Jest to cecha charakterystyczna osadów środkowego pstrego piaskowca. Utworami dominującymi w pstrym piaskowcu środkowym są piaskowce i waki zróżnicowane pod względem wielkości uziarnienia oraz rodzaju i ilości spoiwa. Podrzedne znaczenie mają mułowce, ilowce i dolomity.

W piaskowcach drobnoziarnistych znacząca jest zwykle domieszka materiału grubiej uziarnionego. Maksymalne rozmiary ziarn wahają się od 270 μm do 1060 μm , a przeciętna średnica ziarn oscyluje w granicach od 115 do 310 μm . Ziarna średnie i duże są na ogół dobrze i bardzo dobrze obtoczone, natomiast drobne ziarna kwarcu i skaleni wykazują słaby i średni stopień obtoczenia. Piaskowce zawierające od kilkunastu do kilkudziesięciu procent skaleni reprezentują waki i arenity arkozowe. Skalenie potasowe, słabo zwiertzałe, są liczniejsze od plagioklazów, silnie zmętniałych i niekiedy słabo zserycytizowanych. Litoklasty stanowią 1,0–2,5% obj. składu mineralnego (tab. 14). Charakterystyczną cechą wak i arenitów środkowego pstrego piaskowca jest mała zawartość biotytu i muskowitu w ich składzie mineralnym. Łyszczyki, podobnie

jak turmalin, hornblenda i cyrkon, są zaliczane do minerałów akcesorycznych. Hematyt, leukoksen i chalcedon w niektórych próbkach również występują w ilościach akcesorycznych, w innych natomiast zostały zaliczone do minerałów pobocznych lub pełnią rolę spoiwa. Uwodniona krzemionka, jak wynika z makroskopowych obserwacji rdzeni wiertniczych, występuje w skałach piaskowcowych także w postaci bul o średnicy około 15 cm (np. na głębokości 546,7–557,0 m).

Spoiwo piaskowców jest kalcytowe, dolomitowe, kalcyto-wo-ilaste, kalcyto-wo-ilasto-krzemionkowe i leukoksenowo-kalcyto-wo-krzemionkowe. W wakach i arenitach stwierdzono spoiwo typu matrix. Składa się ono z illitu, ziarn kwarcu i skaleni (mniejszych od 60 μm), kryptokrystalicznego hematytu i leukoksenu oraz agregatów chalcedonu o bezładnej kryptokrystalicznej mikrostrukturze. Zawartość minerałów węglanowych w spoiwie piaskowców waha się od 3 do 40% obj. Znacznie częściej spotykane jest spoiwo kalcytowe niż dolomitowe. Minerale węglanowe są drobno-, średnio- i gruboziarniste i mają pokrój ksenomorficzny. Na głębokości 440,0 m zauważono ooidy kalcytowe. Spoiwo o charakterze ilastym składa się z illitu. Ilość hematytu w spoiwie przekracza miejscami 5% obj. Tworzy on obwódki wokół ziarn detrytycznych, a także impregnuje minerały ilaste i węglanowe.

Tabela 14

Skład mineralny skał piaskowcowych dolnego i środkowego pstrego piaskowca na podstawie analiz planimetrycznych [% obj.] (wg Kossowskiej, 1979)

Mineral composition of the Lower and Middle Buntsandstein on the basis of planimetric analyses [vol%] (after Kossowska, 1979)

Nr próbki Sample No		35	40	43	47	57	59	60
Głębokość Depth [m]		410	480	550	630	709	730	748
Kwarc Quartz		48,5	55,3	44,8	40,2	28,7	36,7	21,1
Mikroclin Microcline		17,0	17,4	15,8	13,9	12,9	22,5	26,1
Plagioklaz Plagioclase		8,2	10,0	6,0	11,0	4,6	6,2	10,2
Litoklasty Lithoclasts		1,2	2,5	1,0	0,0	0,6	0,0	0,0
Muskowit Muscovite		0,4	0,0	0,0	1,2	1,9	1,9	6,1
Biotyt Biotite		0,8	0,0	0,0	1,7	1,0	4,5	5,5
Minerały Akcesoryczne Accessory minerals		0,8	0,6	0,0	0,2	0,2	0,4	0,2
Spoiwo Cement	Mulek (kwarc+skalebie) Mud (quartz+feldspars)	2,8	4,5	6,0	6,1	2,4	5,2	6,6
	Illit Illite	0,0	5,9	14,8	0,0	0,0	0,0	10,5
	Kalcyt Calcite	11,7	0,0	0,0	10,0	46,1	16,8	11,1
	Gips Gypsum	0,0	0,0	0,0	9,3	0,0	0,0	0,0
	Anhydryt Anhydrite	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0	0,0
	Chalcedon Chalcedony	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Tlenki i wodorotlenki żelaza Fe oxides and hydroxides	8,6	2,2	11,6	3,2	1,0	4,8	2,0
Chloryt Chlorite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	1,0	0,6

Tabela 15

Skład mineralny skał mułowcowych dolnego pstręgo piaskowca na podstawie analiz planimetrycznych (wg Kossowskiej, 1979)

Mineral composition of the Lower Buntsandstein on the basis of planimetric analyses (after Kossowska, 1979)

Nr próbki Sample No	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Rock type	Zawartość minerałów [% obj.] Content of minerals [vol %]							
			Minerały frakcji mułkowej Mud fraction minerals	Kwarc Quartz	Mikroclin Microcline	Plagioklaz Plagioclase	Biotyt Biotite	Muskowit Muscovite	Chloryt Chlorite	Kalcyt Calcite
53	680	Mułowiec ilasty	84,7	1,8	0,7	0,2	7,0	3,9	1,0	0,7
55	695	Mułowiec margl.-pylasty	75,2	4,9	2,8	0,6	6,7	3,1	2,2	4,5

W środkowym pstrym piaskowcu sporadycznie spotyka się piaskowce barwy szarobiałej, bez domieszki hematytu, których spoiwo jest głównie leukoksenowe, podrzędnie także kalcytowe i krzemionkowe (głęb. 375,9–377,8 m). Wśród mułowców środkowego pstręgo piaskowca wyróżniono odmiany marglisto-piaszczyste i ilaste. Bywają one impregnowane hematytem lub pozbawione impregnacji. Omawiane skały są wykształcone podobnie jak mułowce dolnego pstręgo piaskowca. W ciemnoszarym mułowcu, który na głębokości 429,0 m tworzy trzymilimetrową wkładkę w obrębie dolomitu bioospartowego, stwierdzono drobne skupienia glaukonitu oraz liczne grudki wodorotlenków żelaza, co może świadczyć o morskim środowisku sedimentacji. Nieliczne spotykane iłowce barwy szarozielonkawej, zawierające domieszkę frakcji mułkowej, są wykształcone podobnie jak iłowce dolnego pstręgo piaskowca.

Skały węglanowe środkowego pstręgo piaskowca reprezentuje dolomit bioospartowy słabo piaszczysty. Skała ta w około 40% składa się z fragmentów bioklastów wypełnionych kalcytem, a w kilkudziesięciu procentach z ooidów koncentryczno-promienistych. Całość jest spojona drobnoziarnistym dolomitem o nieregularnych kształtach. Wśród bioklastów wyróżniono mszywioly i fragmenty muszli. W centralnych partiach szczątków organicznych często występują drobnoziarniste agregaty glaukonitu. Dolomit zawiera także domieszkę drobnoziarnistego kwarcu (ok. 3% obj.) i skaleni. Muskowit, biotyt i wodorotlenki żelaza występują w ilościach akcesorycznych.

PSTRY PIASKOWIEC GÓRNY – RET

Pierwotnie wyznaczony interwał retu na głębokości 191,0–360,4 m (Gospodarczyk i in., 1979) został istotnie skorygowany poprzez wydzielenie dolnego wapienia muszlowego na głębokości od 191,0 do 225,3 m (Becker, ten tom), dlatego trzeba mieć na uwadze, że w tabeli 13 wykonanej przez Kossowską (1979) znajdują się wyniki badań nie tylko górnego pstręgo piaskowca, lecz także wapienia muszlowego (próbki 1–3).

W pstrym piaskowcu górnym dominują margle i iłowce, często dolomityczne, a mniej liczne są skały węglanowe, często zawierające gips i anhydryt w postaci przerostów i żyłek, natomiast w wapieniu muszlowym przeważają wapienie i margle.

Anhydryt w utworach retu tworzy także nieliczne, pokłady o miąższości do kilku metrów, w których występują cienkie wkładki iłowców. Gips krystaliczny jest spotykany w postaci warstw o miąższości od 0,3 m do 2,2 m, niekiedy z cienkimi wkładkami iłowców. Margle należące do retu dzielą się na dolomitowe, dolomityczne – zawierające zarówno kalcyt jak i dolomit, oraz margle, w których jedynym minerałem węglanowym jest kalcyt. Ponadto wyróżniono margle ilaste i margle słabo piaszczyste. W tych ostatnich stwierdzono ponad 5% domieszkę ostrokrawędzistych ziarn kwarcu i skaleni. Struktura margli jest pelityczna. Margle mają zwykle barwę szarą z zielonkawym odcieniem. Z analizy TAR wynika, że minerały ilaste są reprezentowane wyłącznie przez illit i serycyt. Sporadycznie w masie skalnej dostrzega się kilkudziesięcio-mikrometrowe blaszki serycytu i silnie zwietrzałego biotyty. Występują również grudki wodorotlenków żelaza, drobne kryształy piryty oraz owalny lub pręcikowy gips włókniasty. W marglach ilastych zauważono miejscami niewielkie ilości szczątków organicznych. Są to głównie mszywioly, rzadziej otwornice wypełnione kalcytem. Wzdłuż linii mikrospektań zauważono impregnację wodorotlenkami żelaza.

Iłowce margliste należące do retu są dolomitowe. Struktura tych skał jest pelityczna. Głównym składnikiem jest najprawdopodobniej illit. Dostrzeżono również drobnoziarnisty, nieobtoczony kwarc w ilości od 2 do 10% obj., bardzo drobne kryształy piryty, skupienia wodorotlenków żelaza, niekiedy będące częściowymi pseudomorfozami po biotycie oraz pojedyncze blaszki muskowitu. Makroskopowo iłowce mają barwę szarą z zielonkawym odcieniem.

Wapienie retu reprezentują zróżnicowane odmiany. Wykazują strukturę mikrytową lub biomikrytową. Licznie występują wapienie sparytowe, mikrosparytowe i biosparytowe. Pod względem składu mineralnego wyróżniono wapienie pozbawione domieszki innych minerałów, wapienie dolomitowe, margliste, gipsowe i gipsowo-anhydrytowe. Oprócz wapieni biosparytowych i biomikrytowych, zawierających bardzo liczne szczątki organiczne, występują także wapienie w których zawartość szczątków organicznych jest zaledwie kilkuprocentowa. Wśród bioklastów rozpoznano mszywioly, otwornice i niezidentyfikowane fragmenty muszli. Wypełnia je dolomit, kalcyt lub gips o uziarnieniu większym, niż w pozostałej masie skalnej. W oddzielnie przeprowadzonych badaniach paleontologicznych w utworach retu stwierdzono obfity zespół fauny (otwornice, małże, ślimaki, małżoraczki i ryby), w tym formy

typowej dla pstrego piaskowca górnego – *Costatoria costata* (Zenker). Obecna jest także licznie mikrofauna (Oszczepalski, Chmielewski, *Mikrofauna pstrego piaskowca górnego (retu) i wapienia muszlowego*, ten tom). W wapieniach mikrosparytowych rozmiar ziarn jest rzędu od 2–20 µm, a w sparytowych wzrasta on do około 100 µm. Wapień marglisty jest zbudowany z mikrosparytowych ziarn kalcytu i dolomitu oraz blaszek serycytu rozmiarów rzędu kilku i kilkadziesiąt µm. W wapieniu gipsowym i gipsowo-anhydrytowym kalcyt pelityczny lub mikrosparytowy jest silnie spękany, pokruszony. Powstałe szczeliny skalne wypełnia anhydryt lub gips gruboziarnisty zawierający duże ilości drobnych okruszków wapieni. Skale przecinają 1–3 milimetrowe żyłki gipsu grubo- i średnioziarnistego o wykształceniu palisadowym. Z tych obserwacji wynika, że gips należy do dwóch różnych generacji. W omawianych skałach spotyka się nieliczne minerały akcesoryczne, do których należą: kwarc, piryty, serycyt i wodorotlenki żelaza.

Dolomity sparytowe lub mikrosparytowe są mniej liczne od wapieni i zawierają domieszkę materiału detrytycznego frakcji psamitowej. Ponadto zawierają one od 9 do 21% gipsu, a wykształcenie jego jest analogiczne, jak w wapieniach. W próbie z głębokości 280,0 m dolomit zawiera małą domieszkę ankerytu. Ziarna detrytyczne składają się z ostrokrawędzistego kwarcu i skaleni. Skały gipsowe i anhydrytowe nie są zazwyczaj monomineralne. W gipsach występuje przeważnie kilkuprocentowa domieszka anhydrytu, a w skale anhydrytowej kilkuprocentowa domieszka gipsu. Ponadto w skałach tych rozsiane są bardzo drobne ziarna kalcytu lub dolomitu, a także wiórowate okruszki margli i wapieni mikrytowych. Wykształcenie anhydrytu i gipsu bywa różnorodne (kryształy izometryczne – drobno- i grubokrystaliczne, pręcikowe, włókniste).

Skały anhydrytowe zalegające na głębokości 330,0 i 346,0 m są zbudowane z naprzemianległych cienkich warstewek, w których anhydryt ma uziarnienie drobne izometryczne lub średnie i grube włókniste. W anhydrycie włóknistym widoczne są efekty rekrytalizacji.

Na głębokości 288,0 m w skale anhydrytowo-gipsowo-kalcytowej występuje anhydryt o drobno pręcikowym pokroju, partiami przechodzący w anhydryt i gips izometryczny, gruboziarnisty. W tak wykształconej masie skalnej tkwią ooidy kalcytowe, których średnica jest na ogół mniejsza od 130 µm.

Skała gipsowa zalegająca na głębokości 238,2 m składa się z gipsu gruboziarnisto-włóknistego, miejscami przechodzącego w anhydryt. W niektórych warstewkach kształt ziarn jest izometryczny, w innych zaś silnie wydłużony. Analizowana skała pocięta jest siecią żyłek gipsowych o wykształceniu palisadowym (najprawdopodobniej drugiej generacji). Rozproszone w skale drobne ziarna dolomitu są zawarte wyłącznie w gipsie pierwszej generacji. Minerałami akcesorycznymi w omawianych skałach są piryty i wodorotlenki żelaza.

PODSUMOWANIE

W otworze Nowa Rola P 9 występują utwory pstrego piaskowca dolnego, środkowego i górnego oraz wapienia muszlowego dolnego. Utwory pstrego piaskowca dolnego, a w części także środkowego charakteryzują się bardzo dużą zmiennością

litologiczną. Często notowane są stopniowe przejścia od piaskowców do mułowców i iłowców oraz od piaskowców silnie wapnistych do wapieni silnie piaszczystych. Utwory pstrego piaskowca dolnego i środkowego reprezentują środowisko sedymentacji kontynentalne, płytkowodne i składają się z różnych odmian piaskowców, mułowców, iłowców, skał węglanowych i węglanowo-ilastych. Natomiast utwory retu i wapienia muszlowego są pochodzenia morskiego i składają się z margli, iłowców, skał węglanowych, anhydrytowych, gipsowych i mieszanych, tj. węglanowo-anhydrytowo-gipsowych. Utwory mułowcowe spągowych partii dolnego pstrego piaskowca mają barwę czarną lub ciemnoszarą i zawierają domieszkę substancji organicznej. Świadczy to o ciepłym i wilgotnym klimacie panującym na początku triasu, co sprzyjało rozwojowi roślinności.

Piaskowce dolnego pstrego piaskowca są drobno i bardzo drobnoziarniste, dobrze wysortowane. Wśród utworów dolnego pstrego piaskowca, miąższości około 300 m, wyróżniono interwały, w których dominują skały piaskowcowe, bądź mułowcowo-iłowcowe. Wyróżniono także interwał, w którym wśród mułowców, iłowców i piaskowców występują liczne miąższe pokłady skał węglanowych o budowie oolitycznej. Odpowiada on litologicznie kompleksowi nr 18 wydzielonemu na obszarze monokliny przez Sokołowskiego (1967), jednak nie zalega on w stropowych partiach dolnego pstrego piaskowca. Skały dolnego pstrego piaskowca są ubogie w okruszki skalne, a równocześnie bogate w lyszczki i skalenie. Charakter spoiwa tych utworów jest bardzo zmienny. Składnikami spoiwa są węglany, minerały ilaste (illit), hematyt, gips i anhydryt. Gips i anhydryt w spoiwie piaskowców pojawiają się w górnych partiach dolnego pstrego piaskowca, podobnie jak hematyt. Stwierdzono, że w piaskowcach dolnego pstrego piaskowca zawartość hematytu jest w prostej korelacji z zawartością biotytu i stopniem jego zwietrzenia. Silnie zwietrzały biotyt ma znacznie słabszy pleochroizm, a powierzchnie jego blaszek są pokryte tlenkami żelaza, które powstały z żelaza uwalnianego w procesie przeobrażania tego minerału. Można sądzić, że w wymienionych piaskowcach, bogatych w biotyt, hematyt prawie w całości jest autigeniczny. Tylko w nieznacznej części minerał ten może pochodzić z rozmycia osadów górnego permu bogatych w hematyt. Kossowska (1979) zauważyła, że iłowce dolnego pstrego piaskowca, występujące w postaci cienkich wkładek, często zawierają duże ilości hematytu, mimo braku biotytu w ich składzie mineralnym. Powstanie iłowców, a częściowo także mułowców, powiązano z erozją śródformacyjną spowodowaną przejściowym spłyconiem dna basenu powyżej podstawy falowania, która nastąpiła w wyniku działania ruchów epejrogenicznych w pstrym piaskowcu (Wyżykowski, 1963; Oberc 1972). Hematyt pochodzenia biotytowego zawarty w piaskowcach, w wyniku wspomnianej erozji został uwolniony ze skały pierwotnej i przeniesiony do głębszych partii zbiornika, w postaci pylastych drobin, gdzie osadzał się wraz z bardzo drobnymi blaszkami minerałów ilastych, tworząc wkładki iłowców o czerwono-brunatnym zabarwieniu.

Piaskowce środkowego pstrego piaskowca są na ogół ubogie w biotyt, a mimo to w dolnych partiach danej formacji często zawierają kilka, a nawet kilkanaście procent hematytu. Należy przypuszczać, że znaczna część hematytu w tym przy-

padku nie jest autigeniczna i pochodzi z rozmycia osadów dolnego pstręgo piaskowca i górnego permu w brzeźnych partiach zbiorników wodnych. Piaskowce środkowego pstręgo piaskowca odróżniają się od piaskowców dolnego pstręgo piaskowca grubszym uziarnieniem, mniejszym stopniem wysortowania materiału klastycznego i lepszym obtoczeniem ziarn. W kierunku stropu stopniowo maleje zawartość skałeni i łyszczyków w piaskowcach. Skały okruchowe o dużej zawartości hematytu występują jedynie w dolnych partiach środkowego pstręgo piaskowca. W składzie spoiwa omawianych skał ujawniono minerały węglanowe, minerały ilaste, hematyt, chalcedon i leukoksen. Spoiwo o charakterze oolitycznym spotyka się tylko sporadycznie.

Od połowy środkowego pstręgo piaskowca następują powolne zmiany warunków sedimentacji, co zauważyła Kosowska (1979) na podstawie: zaniku czerwonego zabarwienia piaskowców, pojawienia się skał okruchowych prawie całko-

wicie pozbawionych mik, o spoiwie złożonym z minerałów ilastych oraz obecności skał węglanowych zawierających w swym składzie agregaty glaukonitu.

Skały węglanowe spotykane w obrębie dolnego i środkowego pstręgo piaskowca są zbudowane z kalcytu, dolomitu lub obu minerałów łącznie. Zawierają one zmienną ilościowo domieszkę materiału klastycznego. Wyróżnia się wapienie i dolomity oolityczne, sparytowe lub mikrytowe. Obecne są w nich fragmenty bioklastów (otwornice, mszywioly i fragmenty muszli). Gips i anhydryt wykryły się równocześnie z kalcytem i dolomitem.

W serii utworów należących do retu najliczniej występują margle i iłowce. Spotykane są także miększe pokłady anhydrytu, warstwy gipsu, skał węglanowych i skał mieszanych: węglanowo-gipsowo-anhydrytowych. W tych ostatnich, gips i anhydryt mają często ilościową przewagę nad kalcytem lub dolomitem.

Stanisław WOŁKOWICZ

PRZEJAWY MINERALIZACJI URANOWEJ W UTWORACH PSTREGO PIASKOWCA

Badania promieniotwórczości naturalnej skał triasu dolnego w zachodniej Polsce, tj. na monoklinie przedsudeckiej, peryklinie Żar i w niecce północnosudeckiej prowadzone były od 1960 roku. Związane było to z intensywnymi pracami poszukiwawczymi i dokumentacyjnymi złóż rud miedzi prowadzonymi przez Instytut Geologiczny oraz z poszukiwaniami złóż ropy i gazu realizowanymi przez Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych. Obecność podwyższonych zawartości uranu w skałach klastycznych triasu była znana od 1959 roku, kiedy to stwierdzono okruszczenie uranowe w piaskowcach triasu w otworze Paślęk IG 1 zlokalizowanym na obszarze syneklizy perybaltyckiej.

Uran jest pierwiastkiem łatwym do śledzenia w profilach wiertniczych, gdyż z uwagi na jego promieniotwórczość, nawet niewielki wzrost jego zawartości w skałach zaznacza się w postaci zróżnicowanej wielkości anomalii rejestrowanych w karotazowym profilowaniu gamma. Metoda ta była standardowo stosowana we wszystkich głębokich otworach wiertniczych, a ich analiza przeprowadzana była w początkowym okresie przez zespół Pracowni Złóż Rud Uranu.

Charakterystyczną cechą utworów triasu praktycznie całego Niżu Polskiego jest obecność poziomów wzbogaconych w uran. Największe rozprzestrzenienie mają poziomy występujące w środkowym pstrym piaskowcu, które są związane ze skałami drobnoklastycznymi (iłowcami i mułowcami), rzadziej z drobnodziarnistymi piaskowcami i skałami węglanowymi (Miecznik i in., 2011). Na obszarze zachodniej Polski zmineralizowane uranem poziomy uranonośne są znane z obszaru monokliny przedsudeckiej, gdzie zostały najlepiej rozpoznane i opisane (Sałdan, 1970; Sałdan, Strzelecki 1980), ale ich obecność została stwierdzona również na obszarze północnej części niecki północno-sudeckiej i perykliny Żar (fig. 37).

Analiza promieniotwórczości naturalnej gamma skał triasu dolnego wykazała, że poziomy wzbogacone uranem występują wyłącznie w środkowym pstrym piaskowcu, w seriach 12–15

(wg Sokołowskiego, 1967). Pierwszy poziom promieniotwórczy (poziom I) związany jest z seriami 12 i 13, poziom II z serią 15. Obydwa poziomy zachowują stałą pozycję stratygraficzną na całym obszarze perykliny Żar, kontynuują się również w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej (Sałdan, Strzelecki, 1980; Wołkowicz, 2019). Geofizycznie, w postaci anomalii promieniowania gamma, poziom I został stwierdzony prawie na całym obszarze perykliny Żar, a najintensywniejsze anomalie występują w otworach Nowa Rola P 9, Nowa Rola 1 i Grotów P 11. Zwykle poziom ten występuje w postaci wiązki 2–3 zmineralizowanych horyzontów. Poziom pierwszy nie został stwierdzony w otworach wiertniczych Lubanice IG 1, Lutol IG 1 i Sieciejów P 5, co spowodowane jest erozją we wschodniej części perykliny Żar wyższej części środkowego pstręgo piaskowca, w tym skał serii 12–13.

Poziom II jest znany tylko z północnej części perykliny Żar oraz z pogranicza z monokliną przedsudecką. Najintensywniejsze anomalie w obrębie tego poziomu zostały stwierdzone w rejonie Gubina, w otworach wiertniczych Przyborowice 1 i Kaniów 1 (Wołkowicz, 2019). Występowanie tego poziomu jest ściśle związane z facjami węglanowymi środkowego pstręgo piaskowca, dlatego też nie występuje on w południowej i środkowej części perykliny, gdzie facje węglanowe zanikają.

Na opisywanym obszarze perykliny Żar otwory wiertnicze w większości przypadków przewiercały skały środkowego pstręgo piaskowca bezrdzeniowo. Rdzeniowane były jedynie otwory Instytutu Geologicznego oraz pojedyncze otwory przemysłu naftowego. W dostępnych próbkach z rdzeni wiertniczych w 1978 roku wykonane zostały oznaczenia zawartości uranu.

Analiza występowania poziomów uranonośnych w otworze Nowa Rola P 9 została przeprowadzona przez Strzeleckiego (1978) z zastosowaniem podziału litostratygraficznego Sokołowskiego (1967), który w obrębie triasu dolnego wy-

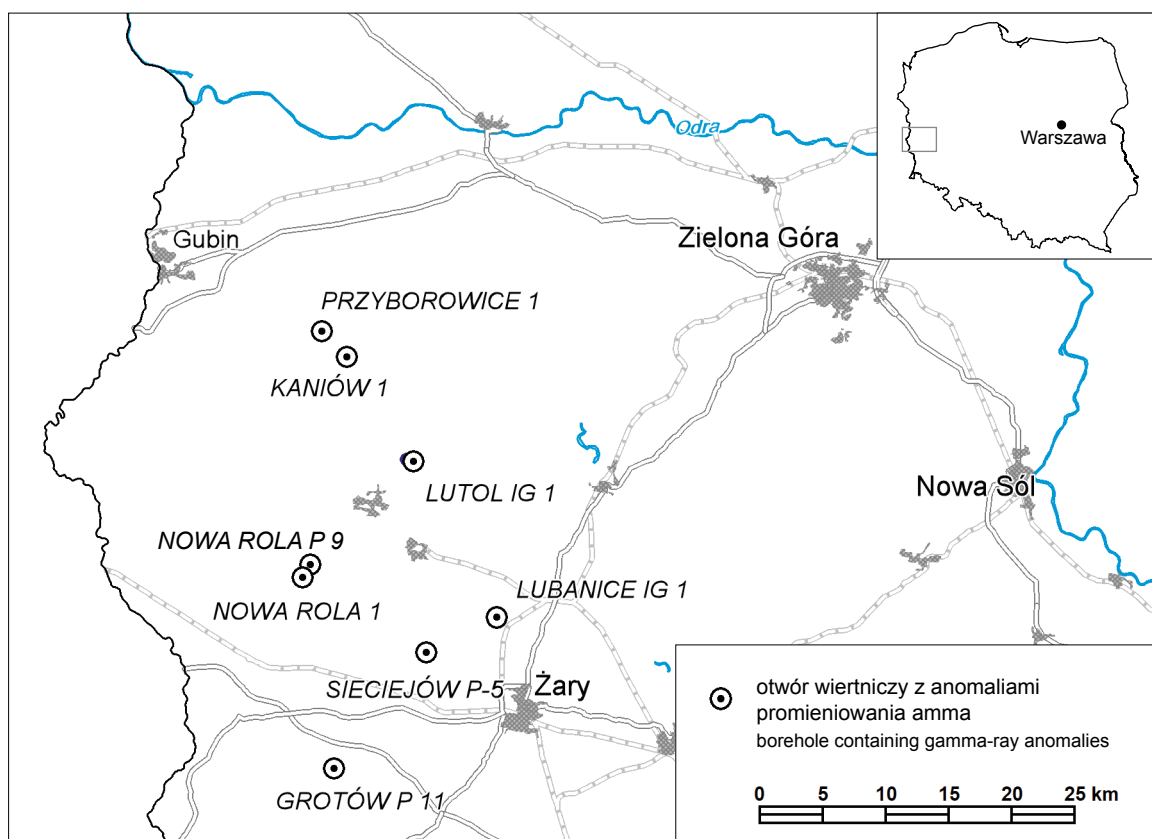


Fig. 37. Lokalizacja obszarów występowania koncentracji uranu na obszarze perykliny Żar

Location of uranium concentration areas in the Żary Pericline

różnił 21 serii litostratygraficznych. Autor ten serie 1–11 zaliczył do retu, serie 12–17 do środkowego pstrego piaskowca, a 18–21 do pstrego piaskowca dolnego.

Poziom I zbadany w próbkach z otworu Nowa Rola P 9 składa się z dwóch zmineralizowanych horyzontów o niewielkich miąższościach. W warstwie występującej na głębokości 381,4–381,75 m stwierdzono obecność uranu w ilościach od 45 do 200 ppm, średnia ważona dla interwału o miąższości 35 cm wynosi 127,1 ppm. Skałami goszczącymi okruszcowanie są szare mułowce zawierające zwęglona sieczkę roślinną. Nadległe jasnoszare piaskowce zawierają uran w ilości od 1,9 do 7 ppm. W spągu występują szare piaskowce drobnoziarniste zawierające kilkunastocentymetrowej miąższości przewarstwienia szarozielonych iłowców i mułowców. W piaskowcach zawartości uranu wynoszą od 1,9 do 5,5 ppm, a w dwóch przewarstwień iłowcowo – mułowcowych zawartości uranu wynoszą odpowiednio 35 i 80 ppm. Drugi horyzont występuje na głębokości 393,9–394,24 m. W tym interwale podwyższone zawartości uranu stwierdzono w dwóch próbkach szarych mułowców z substancją organiczną i wynoszą one 600 i 80 ppm. Mułowce te przedziela warstewka szarych drobnoziarnistych piaskowców o miąższości 14 cm, w której zawartość uranu wynosi 9 ppm. Podobnego rzędu zawartości uranu zostały stwierdzone w podścielających i nadległych szarych piaskowcach drobnoziarnistych.

Poziom II został zbadany w próbkach rdzeni wiertniczych pochodzących z otworów wiertniczych Przyborowice 1 i Ka-

niów 1. W pierwszym z tych otworów stwierdzono obecność okruszcowania uranowego na głębokości 416,63–417,19 m, gdzie w warstwie o miąższości 56 cm średnia ważona zawartość uranu wynosi 59 ppm, przy zawartości maksymalnej w pojedynczej próbce wynoszącej 350 ppm. Okruszcowane są szaro-beżowe wapienie oolitowe, zdolomityzowane, zawierające przewarstwienia szarych iłowców i mułowców. Najwyższe zawartości uranu są związane właśnie z tymi drobnoklastycznymi przewarstwieniami. W otworze wiertniczym Kaniów 1 wykonanym w odległości około 3 km na SE od otworu Przyborowice 1 stwierdzono obecność zmineralizowanej uranem warstwy występującej w interwale głębokościowym 368,5–370,0 m. Średnia ważona zawartość uranu wynosi 54,1 ppm. Sytuacja geologiczna jest analogiczna, jak w przypadku otworu Przyborowice 1 – najbogatsze koncentracje uranu występują w ciemnoszarych iłowcach stanowiących przerosty w dolomitach i wapieniach oolitowych. Maksymalna zawartość uranu w iłowcach wynosi 121 ppm, a w szarych skałach węglanowych – 66,5 ppm.

Wystąpienia okruszcowania uranowego na obszarze perykliny Żar nie mają znaczenia surowcowego z uwagi na niskie zawartości uranu oraz niewielką miąższość stref zmineralizowanych (Miecznik i in., 2011). Natomiast z uwagi na ich łatwość śledzenia i stałość występowania mogą być traktowane jako dobre poziomy korelacyjne na dużych przeszczeniach.

PALEOGEN I NEOGEN

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI

BADANIA MIKROPALEONTOLOGICZNE UTWORÓW NEOGENU

Wykonano badania mikropaleontologiczne 13 próbek (tab. 16) występujących na głębokości od 43,0 do 132,7 m (Odrzywolska-Bieńkowa, 1977), obejmujących neogen.

Wobec całkowitego braku mikrofauny nie można metodą mikropaleontologiczną określić dokładnego wieku zbadanych skał.

Tabela 16

Badania mikropaleontologiczne utworów neogenu (wg Odrzywolskiej-Bieńkowej, 1977)

Results of micropalaeontological studies of the Neogene rocks (after Odrzywolska-Bieńkowa, 1977)

Głębokość [m] Depth [m]	Składniki Components
43,0–50,0	liczne igły gąbek zwęglone szczątki roślin fragmenty skorup mięczaków
50,0–52,0	zwęglone szczątki roślin fragmenty skorup mięczaków nieliczne igły gąbek
53,0–56,6	igły gąbek zwęglone szczątki roślin
116,7	całkowity brak mikrofauny
118,2–118,8	całkowity brak mikrofauny konkrecje piritowe
120,0	całkowity brak mikrofauny konkrecje piritowe
126,4–127,5	konkrecje piritowe zwęglone szczątki roślin całkowity brak mikrofauny
127,5–129,2	konkrecje piritowe zwęglone szczątki roślin całkowity brak mikrofauny
129,2–130,7	konkrecje piritowe zwęglone szczątki i nasiona roślin całkowity brak mikrofauny
130,7–131,7	całkowity brak mikrofauny
131,7	mnóstwo zwęglonych szczątków roślin konkrecje piritowe kwarc z wrostkami węglistymi całkowity brak mikrofauny
191,0	całkowity brak mikrofauny konkrecje piritowe zwęglone szczątki roślin
132,7	zwęglone szczątki roślin kwarc z wrostkami węglistymi całkowity brak mikrofauny

Paweł URBAŃSKI, Jacek KASIŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN W REJONIE OTWORU NOWA ROLA P 9

WSTĘP

Trzeciorzęd wydzielony w dokumentacji wynikowej otworu Nowa Rola P 9 (Gospodarczyk i in., 1979) na głębokości od 43,0 do 191,0 m, o miąższości 148 m, został wstępnie zaklasyfikowany do neogenu (Bobiński i in., 2007). Obecnie, na podstawie wykształcenia litologicznego oraz przez porównanie z profilami sąsiadujących otworów, w omawianym otworze wyróżniono utwory najwyższego paleogenu (na głębokości 133,0–191,0 m, miąższości 58 m) oraz neogenu (43,0–133 m, miąższości 90 m). Utwory neogenu z otworu Nowa Rola P 9 przebadano w interwale 43,0–132,7 m metodą mikropaleontologiczną w 13 próbkach (Odrzywolska-Bieńkowska, 1979, Oszczepalski, Chmielewski, *Badania mikropaleontologiczne utworów neogenu*, ten tom). W większości z nich stwierdzono występowanie jedynie zwęglonych szczątków roślin, jedynie w próbkach z interwałów 43,0–50,0 m, 50,0–52,0 m, 53,0–56,6 m stwierdzono fragmenty skorup mięczaków i igły gąbek, nie pozwalających na określenie wieku skał.

PALEOGEN

Najstarszymi utworami paleogenu są występujące na północ od rejonu Nowej Roli utwory zaliczane do eocenu górnego, w których spągu występują osady formacji pomorskiej (Piwocki i in., 2004), reprezentowane przez piaszczyste, szarozielone mułki ze znaczną domieszką muskowitu.

Na utworach eocenu górnego (lub bezpośrednio na utworach triasu) leżą niezgodnie utwory formacji mosińskiej dolnej oligocenu dolnego, nie stwierdzone w otworze Nowa Rola P 9, wykształcone w postaci bardzo droбноziarnistych i mułkowatych piasków kwarcowych szarozielonych i szarobrunatnych z domieszką glaukonitu i muskowitu. Ponad utworami formacji mosińskiej dolnej zalegają brakiczne utwory formacji czempińskiej, reprezentowane przez bardzo droбноziarniste i mułkowate piaski kwarcowe barwy szarej, przechodzące obocznie w mułki, miejscami z domieszką pyłu węglowego i wkładkami węgla brunatnego, stanowiące ekwiwalent V pokładu czempińskiego. W mułowcach często występują skamieniałości śladowe, z reguły wypełnione bardzo droбноziarnistym piaskiem muskowitowo-kwarcowym. Mułowce są miejscami przeławiczone droбноziarnistym piaskiem muskowitowo-kwarcowym, często z drobnymi ksyilitami (Ciuk, 1974). Na zachód od omawianego obszaru utwory formacji mosińskiej dolnej i czempińskiej zalegają obocznie z utworami formacji rupelskiej, także zaliczanej do oligocenu dolnego. Utwory te są wykształcone w postaci mułków piaszczystych szarobrunatnych z muskowitem, laminowanych bardzo droбноziarnistym, szarozielonym piaskiem kwarcowo-glaukonitowym. W części przystropowej formacji czempińskiej pojawiają się przewarstwienia ciemnobrunatnych i brunatnozielonych piasków kwarcowych z glaukonitem,

miejscami stanowiące ciągle przejście do nadległej formacji mosińskiej górnej, choć najczęściej spąg utworów tej formacji ma charakter transgresywny. Główna część profilu formacji mosińskiej górnej jest zbudowana z droбноziarnistych, szarozielonych piasków kwarcowych, zailonych, z pojedynczymi blaszkami muskowitu i ziarnami glaukonitu.

Profil oligocenu górnego jest reprezentowany przez utwory formacji leszczyńskiej, rozpoczynającej sekwencję paleogenu w otworze Nowa Rola P 9 (Piwocki i in., 2004), która jest wykształcona w postaci droбноziarnistych, szarych piasków kwarcowych z domieszką muskowitu (w spągu także z domieszką glaukonitu). Dolną część formacji tworzą piaski kwarcowe, mułkowate i bardzo droбноziarniste oraz mułki ilaste, z licznymi blaszkami muskowitu i nielicznymi agregatami glaukonitu i przeławiczeniami mułku. Wyższą część formacji leszczyńskiej budują szare i jasnoszare piaski oraz mułki i ility mułkowate, które zawierają cienkie wkładki ciemnobrunatnego mułku węglatego z drobnym detrytusem roślinnym. Ta seria jest jedynym osadem paleogeńskim nawierconym w otworze Nowa Rola P 9 w interwale 133,0–191,0 m o miąższości 58 m (Piwocki, 1995).

NEOGEN

W spągu profilu neogenu występuje formacja rawicka należąca do miocenu dolnego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). W otworze Nowa Rola P 9 formacja ta występuje w interwale 117,0–133,0 m (miąższość 16,0 m). Ogniwo dąbrowskie – dolny człon tej formacji jest reprezentowane przez jednorodny pokład węgla brunatnego typu atrytowo-ksylitowego w interwale 128,8–130,4 m (miąższość 1,6 m) – IV pokład dąbrowski, który wyklinowuje się w kierunku zachodnim (Piwocki 1995, 1998; Kasiński, 2005, 2012; Kasiński i in., 2008). Lokalnie pokład ten rozdziela się na dwie ławy, przewarstwione piaskami, mułkami lub ility. Górna część formacji – ogniwo żarskie – wykształcone jest w postaci ility z gniazdami piasku kwarcowego bardzo droбноziarnistego, mułkowatego.

Leżący wyżej kompleks ilasto-węglowy należy do najniższej części formacji ścinawskiej zaliczonej do wyższej części miocenu dolnego i stanowi ekwiwalent sedimentacyjny III ścinawskiego pokładu węgla brunatnego. Osady te stanowią serię kilku cienkich pokładów węglowych tkwiących w osadach ilasto-mułkowych, zawęglonych z soczewami żwiru kwarcowego. Węgiel brunatny jest reprezentowany przez węgiel atrytowo-ksylitowy i atrytowy.

Kompleks ilasto-węglanowy w otworze Nowa Rola P 9 występuje w interwale 55,0–117,0 m (miąższość 62,0 m), w dolnej części z cieniokiem (0,3 m miąższości) III pokładem węgla brunatnego. Ponad kompleksem ilasto-węglowym zalega warstwa ility, w części stropowej z rosnącą domieszką piasku kwarcowego bardzo droбноziarnistego, mułkowatego (nie na-

wiercona w otworze Nowa Rola P 9). W środkowej partii formacji ścinawskiej, w interwałach: 86,4–92,2 m i 78,9–81,8 m o sumarycznej miąższości 8,7 m, występuje II lużycki pokład węgla brunatnego, który jest tu najistotniejszy ze względów ekonomicznych. Pokład ten na znacznej części obszaru rozdziela się na dwie ławy, podzielone iłem węglistym i drobnymi ksytytami (w omawianym otworze o miąższości 4,6 m).

Profil środkowomioceńskiej formacji pawłowickiej (43,0–55,0 m) w omawianym otworze rozpoczyna warstwa mułku zailonego beżowego, ku stropowi przechodzącego w ił lekko zapiaszczony. W piaszczystych utworach formacji pawłowickiej występuje cienki i nieciągły IIA lubiński pokład węgla brunatnego (nienawiercony w otworze Nowa Rola P 9), z większości obszaru usunięty przez procesy erozji czwartorzędowej. Nad tym pokładem zalega wyższa część osadów piaszczystych formacji pawłowickiej.

Osady formacji poznańskiej należące do miocenu górnego występują jedynie w postaci izolowanych reliktowych płatów, ponieważ na większej części obszaru, włącznie z rejonem Nowej Roli, zostały zerodowane. Profil tej formacji rozpoczyna występujący lokalnie, cienki i rozczłonkowany I środkowopolski pokład węgla brunatnego, zastępowany obocznie przez osady mułkowo-ilasto-piaszczyste z licznymi blaszkami muskowitu i uwęglonym detrytusem roślinnym. Powyżej opisanych osadów występuje seria osadów ilasto-mułkowych z obfitym detrytusem roślinnym znana na obszarze Niżu Polskiego jako iły poznańskie. W otworze Nowa Rola P 9 brak utworów formacji poznańskiej.

ROZWÓJ SEDYMENTACJI PALEOGENU I NEOGENU W REJONIE OTWORU NOWA ROLA P 9

Paleogen

Na początku późnego eocenu na obszar Ziemi Lubuskiej i północnej części Dolnego Śląska dotarła transgresja morska z basenu medyterańskiego zachodniej Europy. Na obszarze zachodniej Polski morze to miało charakter epikontynentalny. Przez obszar płytczyn i archipelagów wysp na wale śródpolskim ciepłe wody z obszaru zachodniej Europy mieszały się z chłodniejszymi wodami z obszaru północno-wschodniej Polski, na co wskazuje wymiana ciepło- i zimnolubnych zespołów otwornicowych (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977). W omawianym rejonie postępująca transgresja późnoeocenska doprowadziła do rozwoju utworzonych w morzu epikontynentalnym osadów formacji pomorskiej. Pod koniec eocenu na omawianym obszarze zaznaczyła się krótkotrwała ingresja morska o charakterze pulsacyjnym, a po jej ustąpieniu na obszarach lądowych nastąpił rozwój procesów erozyjnych, które w rejonie Nowej Roli miejscami zniszczyły stosunkowo cienkie osady eocenske.

Kolejna transgresja postępująca od zachodu w najstarszym rupelu rozwijała się w kilku fazach. Zespół mikrofauny zimnolubnej (Burchardt, 1978; Odrzywolska-Bieńkowska, Pożaryska, 1978) świadczy o połączeniu omawianego obszaru z basenem zachodniej Europy i wskazuje na oddzielenie od basenów

ukraińskiego i białoruskiego strefą płytczyn i wysp. Systemy depozycyjne wysokiego poziomu morza są reprezentowane przez piaski kwarcowo-glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej i mosińskiej górnej.

Leżące wyżej utwory formacji czempińskiej mają charakter brakiczny i są związane z częściową regresją i spłyceniem zbiornika wodnego. Niewielki epizod transgresyjny, kończący sedymentację paleogenu na obszarze północno-wschodniej Polski, nastąpił po osadzeniu się utworów formacji czempińskiej. W jego wyniku powstały osady formacji mosińskiej górnej.

Ostateczną regresję morską w zachodniej części Niżu Polskiego wyznaczają utwory formacji leszczyńskiej, które powstawały w górnym oligocenie – na pograniczu rupelu i szatu lub we wczesnym szacie. Przez pozostałą część szatu na omawianym obszarze panowały warunki lądowe.

Neogen

W okolicy otworu Nowa Rola P 9 najstarsze utwory miocenu, zaliczane do formacji rawickiej (vierland, dolny hemmor), powstały w środowisku lądowym, na obszarze równi aluwialnej, gdzie w warunkach skrajnie nisko energetycznych osadzały się utwory bardzo drobnoklastyczne. W starorzeczach powstawały torfy i namuły organiczne.

Leżącą powyżej, należącą do hemmoru górnego i reinbeku dolnego utwory formacji ścinawskiej powstały w warunkach kontynentalnych na rozległej równinie aluwialnej, na której rozwijały się przybrzeżne bagna i torfowiska węglotwórcze. Zapisem sedymentacyjnym meandrujących traktów fluwialnych są występujące w osadzie soczewy piasków ze żwirem. Spektrum pyłkowe osadów świadczy o ociepleniu klimatu: w wilgotnym klimacie ciepło-umiarkowanym dominowały lasy bagienne i torfowiska zaroślowe, a wyżej położone tereny były zajęte przez mezofilne lasy liściaste ze znacznym udziałem roślin wiecznie zielonych (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Ważyńska, 1998).

W późnym reinbeku utworzyły się utwory formacji pawłowickiej, które powstały na obszarze równi aluwialnej. W najpóźniejszym reinbeku, w kolejnym epizodzie antrakogenezy na całym obszarze powstały węgle I pokładu środkowopolskiego. W langenfeldzie ponownie dominowała tu sedymentacja w środowisku równi aluwialnej. W nieco chłodniejszym, lecz nadal wilgotnym klimacie, w środowisku o bardzo niskiej energii wód osadzały się szaroniebieskie mułki i iły należące do formacji poznańskiej. W lokalnych zabagnieniach tworzyły się osady fitogeniczne, które następnie przekształciły się we wkładki węgla brunatnego, stanowiące ekwiwalent IA pokładu oczkowickiego. Jednak na większej części obszaru, włącznie z rejonem Nowej Roli, zostały one zerodowane (nie zostały nawiercone w otworze Nowa Rola P 9).

Wyżej położone tereny nadal były porastane przez las mezofilny. W rejonie Nowej Roli utwory formacji pawłowickiej i poznańskiej w większości zostały usunięte przez procesy erozji czwartorzędowej. W najmłodszym miocenie i w pliocenie na omawianym obszarze panowały warunki lądowe zdominowane przez procesy erozji i denudacji.

WARTOŚĆ ZŁOŻOWA POKŁADÓW WĘGLA BRUNATNEGO

Obszar Dolnych Łużyc i Ziemi Lubuskiej (w tym także rejon Nowej Roli) jest pokryty utworami mioceńskiej asocjacji brunatnowęglowej, wśród których występują liczne złoża węgla brunatnego tworzące kompleks dolnołużycki (Dyjur, 1978; Piwocki, 1995). Złoża te, eksploatowane po obu stronach granicy od niemal dwustu lat, w okresie po drugiej wojnie światowej odgrywały (i po części odgrywają nadal) zasadniczą rolę dla gospodarki paliwowo-energetycznej byłej NRD, a następnie wschodnich landów Niemiec. Po polskiej stronie Nysy Łużyckiej złoża węgla nie były w tym rejonie nigdy eksploatowane na podobną skalę, ale potencjał złożowy który reprezentują jest ogromny. Polska część tego obszaru, którego centralnym elementem jest zespół złóż gubińskich, składa się ze złóż: Gubin, Gubin-Zasieki-Brody i Lubsko (Kasiński, 2011, 2012). Zasoby węgla brunatnego w złożach gubińskich mają w całości charakter zasobów udokumentowanych i znajdują się w trzech udokumentowanych złożach:

Gubin – 1 613,5 mln t w kategorii B+C₁+C₂
Gubin-Zasieki-Brody – 2 019,0 mln t w kategorii D
Lubsko – 340,7 mln t w kategorii D
razem: 3 973,2 mln t w kategorii B+C₁+C₂+D

Otwór Nowa Rola P 9, który usytuowany jest w granicach złoża węgla brunatnego Lubsko, ma charakter bilansowy. Dla złoża Lubsko, w którego południowym krańcu usytuowany jest otwór Nowa Rola P 9, obliczono zasoby węgla brunatnego o cechach bilansowych w ilości 340,7 mln ton (Mazurek, Tymiński, 2020). Złoże węgla brunatnego Lubsko jest złożem o budowie pokładowej. W złożu występuje pięć pokładów węgla brunatnego, z czego dwa, II pokład łużycki i IV pokład dąbrowski, mają znaczenie bilansowe, choć lokalnie miąższości bilansowe osiągają także węgle I pokładu śródkowopolskiego i IIA pokładu lubińskiego. Oba pokłady (II i IV – przewiercone w otworze Nowa Rola P 9) stanowią kontynuację gubińskiego kompleksu złożowego (Kasiński i in., 2008) i na zachód od złoża Lubsko i rejonu Nowej Roli zostały udokumentowane jako złoża węgla brunatnego. Węgiel z okolic Nowej Roli jest węglem energetycznym o następujących parametrach chemicz-

no-technologicznych: wartość opałowa Q_{ri} – 9 514 kJ/kg, popielność A_d – 17,25%, całkowita zawartość siarki S_{dt} – 2,43% i zawartość alkaliów (Na₂O+K₂O)_d – 0,15%.

WNIOSKI

1. W otworze Nowa Rola P 9 zostały przewiercone utwory formacji leszczyńskiej (oligocen górny), rawickiej i ścinawskiej (miocen dolny) oraz pawłowickiej (miocen środkowy). Osady formacji leszczyńskiej odzwierciedlają regresję płytkiego morza, natomiast formacje mioceńskie tworzyły się w warunkach kontynentalnych na rozległej równinie aluwialnej, na której rozwijały się przybrzeżne bagna i torfowiska węglotwórcze.

2. W odróżnieniu od rejonów sąsiednich nie stwierdzono w tym otworze formacji pomorskiej, mosińskiej dolnej i czempieńskiej, które występują na ograniczonym obszarze jedynie w północnej części perykliny Żar. Nie stwierdzono również formacji poznańskiej, która w rejonie Nowej Roli występuje jedynie w postaci izolowanych reliktowych płatów ograniczonych siecią rynien subglacialnych.

3. W obrębie formacji mioceńskich omawianego otworu stwierdzono trzy pokłady węgla brunatnego: II pokład łużycki, III pokład ścinawski, IV pokład dąbrowski. Podstawowe znaczenie złożowe ma II pokład łużycki o sumarycznej miąższości węgla brunatnego 8,7 m, który spełnia warunki złoża o zasobach bilansowych. IV pokład dąbrowski o miąższości 1,6 m osiąga cechy pozabilansowe, a III pokład ścinawski, bardzo cienki, nie ma znaczenia ekonomicznego. Dominuje węgiel atrytowy-ksylitowy lub atrytowy.

4. Złoże Lubsko, w którego południowym krańcu usytuowany jest otwór Nowa Rola P 9, zawiera zasoby węgla brunatnego o cechach bilansowych w ilości 340,7 mln t. Istnieje małe prawdopodobieństwo udokumentowania kolejnych złóż o zasobach bilansowych w rejonie omawianego otworu, lecz potencjał udokumentowanego w najbliższym jego sąsiedztwie gubińskiego kompleksu złożowego węgla brunatnego o łącznych zasobach prawie 4 mld ton jest ogromny. Węgiel ten spełnia kryteria bilansowości dla węgla energetycznego, będąc węglem energetycznym dobrej jakości o podwyższonej zawartości siarki.

CZWARTORZĘD

Joanna RYCHEL

KORELACJA STRATYGRAFICZNA UTWORÓW CZWARTORZĘDU W REJONIE OTWORU NOWA ROLA P 9

Otwór badawczy Nowa Rola P 9 został wykorzystany (nr. 59) przy opracowaniu *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* 1:50 000 ark. Lubsko (609) (Bartczak, 1998, 2001) i jest usytuowany w obrębie wydzielenia powierzchniowego piasków i piasków ze żwirami rzeczno-wodnolodowcowych (pradolinnymi) w sąsiedztwie otworów Nowa Rola 1 (otw. 58) i Dłuzek 2/L (otw. 61) (fig. 38A, B) oraz otworów wykonanych do dokumentacji złoża węgla brunatnego Gubin 94/32 (otw. 57).

W profilu pionowym wiercenia udokumentowano 43 m utworów piaszczystych. Są to od dołu ku górze piaski różnoziarniste o miąższości 7 m (głęb. 36,0–43,0 m) z pojedynczymi słabo obtoczonymi ziarnami żwiru skał skandynawskich o średnicy do 4 cm oraz piaski drobnoziarniste z ostrokrawędzistymi ziarnami, o miąższości 6,0 m (głęb. 30,0–36,0), następnie piaski drobnoziarniste, jednorodne, o dobrze wysortowanym i obtoczonym ziarnie, żółtoszare (głęb. 20,0–30,0 m) i jasnosza-

re (głęb. 15,0–20,0 m), wyżej piaski różnoziarniste ze żwirem do 3 cm średnicy o miąższości 13,5 m (głęb. 1,5–15,0 m), a w stropie piaski kwarcowe bardzo drobnoziarniste z pojedynczymi ziarnami żwiru skał skandynawskich o średnicy ziaren nie przekraczającej 2 cm na głębokości 0,0–1,5 m).

Wykonana korelacja stratygraficzna odnosi się bezpośrednio do otworu Dłużek 2/L (otw. 61), który został umieszczony

na przekroju geologicznym AB biegnącym z S na N (fig. 38C) oraz otworu Ziębikowo 1/L (otw. 30), który znajduje się na przekroju geologicznym C-D biegnącym z W na E. Otwór Dłużek 2/L jest usytuowany 1,5 km na północny-wschód, zaś otwór 30 około 6,5 km na N od otworu Nowa Rola P 9. Otwory te zostały wykonane dla potrzeb SMGP. Udokumentowane w nim utwory zostały poddane badaniom litologiczno-petrograficz-

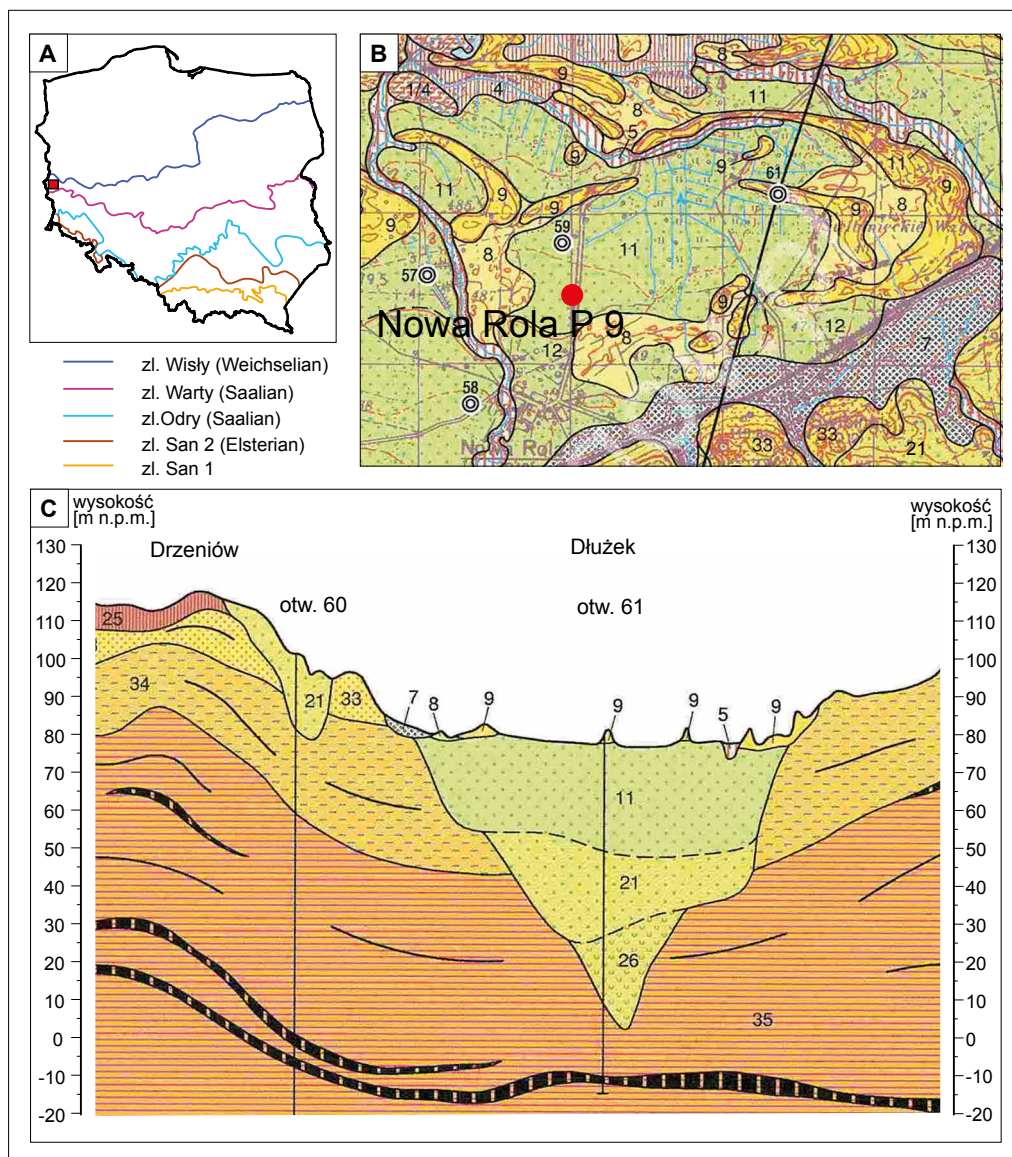


Fig. 38. Lokalizacja otworu Nowa Rola P 9: A. Na tle mapy Polski z zasięgami zlodowaceń; B. Na Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski w skali 1:50 000 ark. Lubsko (wg Bartczak, 1998); C. Fragment przekroju geologicznego AB do SMGP 1:50 000 ark. Lubsko (wg Bartczak, 1998) w najbliższym sąsiedztwie otworu Nowa Rola P 9

1 – torfy, 4 – piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych, 5 – piaski i żwiry oraz namuły den dolinnych, 7 – piaski deluwialne, 8 – piaski eoliczne, 9 – piaski eoliczne w wydmachach, 11 – piaski, piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe (pradolinne), 12 – piaski i żwiry rzeczne, 21 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 33 – piaski seri Gozdnicy

Location of the Nowa Rola P 9 borehole: A. In the map of Poland with glacial ranges; B. On the Detailed Geological Map of Poland in scale 1:50 000 Lubsko sheet (after Bartczak, 1998); C. Part of the geological cross section AB near the Nowa Rola P 9 borehole (after Bartczak, 1998)

1 – peat, 4 – sands and gravels of floodplain terraces, 5 – sands, gravels and muddy of the valley bottoms; 7 – deluvial sands, 8 – aeolian sands, 9 – aeolian sands in the dunes, 11 – fluvio-glacifluvial sands and gravels (ice marginal valley), 12 – fluvial sands and gravels; 21 – glacifluvial sands and gravels, 33 – sands of Gozdnica series

nym (Dobosz i in., 1986), które ułatwiły przeprowadzenie ich podziału stratygraficznego (fig. 39).

Otwór Nowa Rola P 9 wykonano w pradolinie Głogowsko-Baruckiej, która przechodzi w pradolinę Elstery-Wezery, a jej powstanie związane jest ze zlodowaceniem środkowopolskim Warty (fig. 38A) (Wojtanowicz, 2004), które datowane jest na okres między 130–190 tys. lat temu (Railsback i in., 2015). Z tego okresu pochodzą piaski ze żwirem o średnicy do 4 cm, występujące w otworze Nowa Rola P 9 na głębokości 30,0–43,0 m. Odnaczają się one większą frakcją i gorszym wysortowaniem od osadów opisanych wyżej w profilu. Można je powiązać z udokumentowanymi w otworze Dłużek 2/L piaskami wodnolodowcowymi, których depozycja zachodziła podczas recesji zlodowacenia środkowopolskiego Warty (MIS6). Serię wodnolodowcową nadbudowuje w otworze Nowa Rola P 9 na głęb. 0,0–30,0 m seria piasków z niewielką domieszką żwirów skał skandynawskich o średnicy maksymalnie do 2–3 cm, dobrym wysortowaniu i obtoczeniu ziaren, którą można odnieść do udokumentowanych w otworze Dłużek 2/L piasków ze żwirem o miąższości 28,0 m. Są one

związane z akumulacją tarasów w pradolinie podczas recesji zlodowacenia północnopolskiego Wisły (MIS2). Powszechnie na powierzchni tarasów występują wydmy, tak jak w otworze Dłużek 2/L. Skład minerałów frakcji ciężkiej oraz obtoczenie ziaren kwarcu wykonane dla osadów w korelowanym otworze potwierdzają ich genezę (Dobosz i in., 1986). Usytuowana współkształtnie do czoła lądolodu pradolina zbierała podczas deglacji wody roztopowe z lądolodu oraz wody płynące z południa lądu. Zachodni kierunek przepływu wód w pradolinie jest zgodny z nachyleniem terenu. Ostatni okres funkcjonowania pradoliny można szacować na czas od maksymalnego stadia zlodowacenia Wisły (LGM) (fig. 38A) do początku fazy wydymotwórczej, czyli między 35 i 13 tys. lat temu (Zeeberg, 1998). Rozwój procesów wydymotwórczych następował w Europie w późnym Plenivistulianie i obejmował obszar od Wielkiej Brytanii po Niemcy i Polskę do Rosji i Ukrainy, nazywany Europejskim Pasem Piaszczystym. Wydmy występujące w pradolinie Głogowsko-Baruckiej mają analogiczną genezę do opisanych np. w pradolinie Wisły (Rychel i in., 2018).

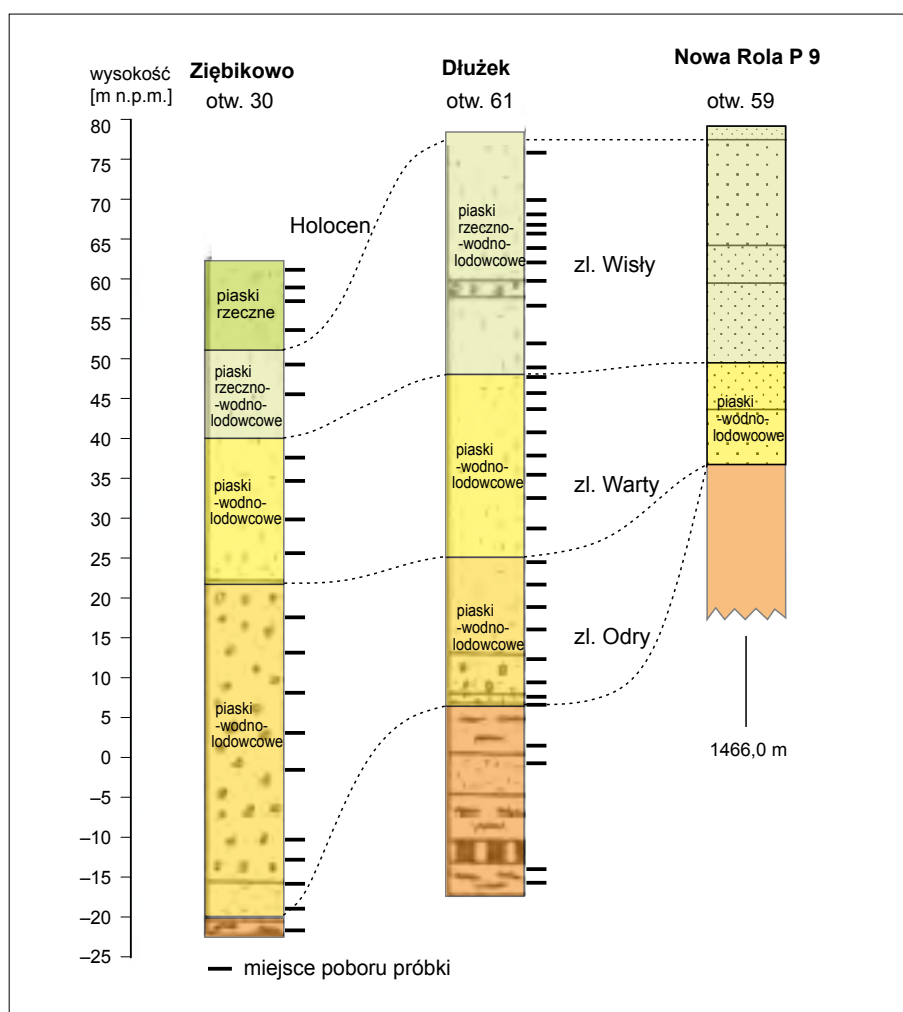


Fig. 39. Korelacja utworów czwartorzędowych z otworów kartograficznych Ziembikowo 1/L (otw. 30) i Dłużek 2/L (otw. 61) (wg Bartczak, 2001)

Correlations of Quaternary formations in Ziembikowo 1/L and Dłużek 2L boreholes (after Bartczak, 2001)