

**PRYZSTROPOWA SERIA KLASTYCZNA
PSTREGO PIASKOWCA DOLNEGO I ŚRODKOWEGO
JAKO ZAPIS TRANSGRESJI MORSKIEJ Z ZACHOWANIEM CIĄGŁOŚCI SEDYMENTACJI
WE WCZESNYM TRIASIE SYNKLINY GRODZIECKIEJ, SUDETY**

**THE UPPERMOST CLASTIC SUCCESSION OF THE LOWER-MIDDLE BUNTSANDSTEIN
AS A RECORD OF CONTINUOUS SEDIMENTATION DURING EARLY TRIASSIC TRANSGRESSION
IN THE GRODZIEC SYNCLINE AREA, SUDETES**

KAROL DURKOWSKI¹, DOMINIK SOKALSKI², ANNA DURKOWSKA¹

Abstrakt. Przystropowa seria klastyczna dolnego i środkowego pstrego piaskowca z obszaru synkliny grodzieckiej synklinorium północnosudeckiego charakteryzuje się dużym makroskopowym podobieństwem do klastycznych utworów cenomanu. Mogło to skutkować błędnym wyznaczeniem granicy między utworami triasu i kredy w otworach archiwalnych. Przeprowadzono szczegółowe obserwacje makroskopowe rdzeni wiertniczych oraz pobrano próbki do analiz mikroskopowych. Wyróżniono szereg cech charakteryzujących piaskowce serii stropowej. Są to przede wszystkim: podwyższona zawartość kaolinitu, spadek dojrzałości teksturalnej, zanik warstwowań, brak występowania otoczków oraz intraklastów ilastych. Cechy te mogą wskazywać na transgresywny charakter osadu oraz przejściowe (z lądowego do morskiego) środowisko ich powstawania.

Słowa kluczowe: synklina grodziecka, seria klastyczna, pstry piaskowiec, piaskowiec kaolinitowy, transgresja wczesnotriasowa.

Abstract. The uppermost clastic succession of Lower–Middle Buntsandstein sediments of the Grodziec Syncline (North Sudetic Synclinorium) shows high macroscopic similarity to overlying Cenomanian deposits. That might have resulted in erroneous determination of the boundary between Triassic and Cretaceous sediments in historic drill holes. Detailed macroscopic observations were performed on cores and samples taken for microscopic analyses. A number of features characterizing sediments of the uppermost clastic succession have been identified. These are predominantly increased kaolinite content, decrease of textural maturity, decline of bedding, and lack of pebbles and argillaceous intraclasts. These features might indicate transgressive character of the sediments and deposition in a transitional, terrestrial to marine environment.

Key words: Grodziec Syncline, clastic succession, Buntsandstein, kaolinitic sandstone, Early Triassic transgression.

WSTĘP

W latach 2011–2016 KGHM Polska Miedź S.A. wykonywała prace poszukiwawczo-rozpoznawcze złoża rud miedzi na obszarze synkliny grodzieckiej (synklinorium północ-

nosudeckie). Podstawowym celem wierconych otworów było zbadanie parametrów strefy złożowej rud miedzi, jednak w trakcie opisu rdzeni wiertniczych poczyniono wiele inte-

¹ KGHM Cuprum Centrum Badawczo-Rozwojowe, ul. gen. W. Sikorskiego 2-8, 53-659 Wrocław; e-mail: kdurkowski@cuprum.wroc.pl, adurkowska@cuprum.wroc.pl.

² KGHM Polska Miedź S.A., ul. M. Skłodowskiej-Curie 48, 59-301 Lubin; e-mail: dominik.sokalski@kgm.com.

resujących obserwacji również w obrębie wydzieleni znajdujących się powyżej serii złożowej (Durkowski, Sokalski, 2016). Pozyskane dane przyczyniły się do powstania pracy badawczej, zrealizowanej przez KGHM Cuprum Sp. z o.o. – Centrum Badawczo-Rozwojowe, pn. „Opracowanie litostratygraficzne serii skalnych niecki grodzieckiej jako podstawy dla dokumentowania oraz udostępnienia złoża rud miedzi pod przyszłą eksploatację” (Durkowski, 2016). Badania wykonane na potrzeby powyższego opracowania wykorzystano przy tworzeniu niniejszego artykułu.

Prace wiertnicze realizowano na podstawie dwóch koncesji udzielonych dla obszarów „Synklina Grodziecka” oraz „Konrad”. Są one zlokalizowane kilka km na SE od miasta Bolesławiec na Dolnym Śląsku. Łącznie obejmują obszar o powierzchni ok. 110 km². W ich obrębie wykonano 22 otwory (fig. 1). Jedynie w 6 z nich wykonano pełne rdzenio-
wanie górotworu, poczynając od utworów kredowych, a kończąc na permskich (przystropowe warstwy czerwonego spągowca). W pozostałych otworach rdzeń pozyskiwano jedynie z osadów permu, a w niektórych przypadkach również

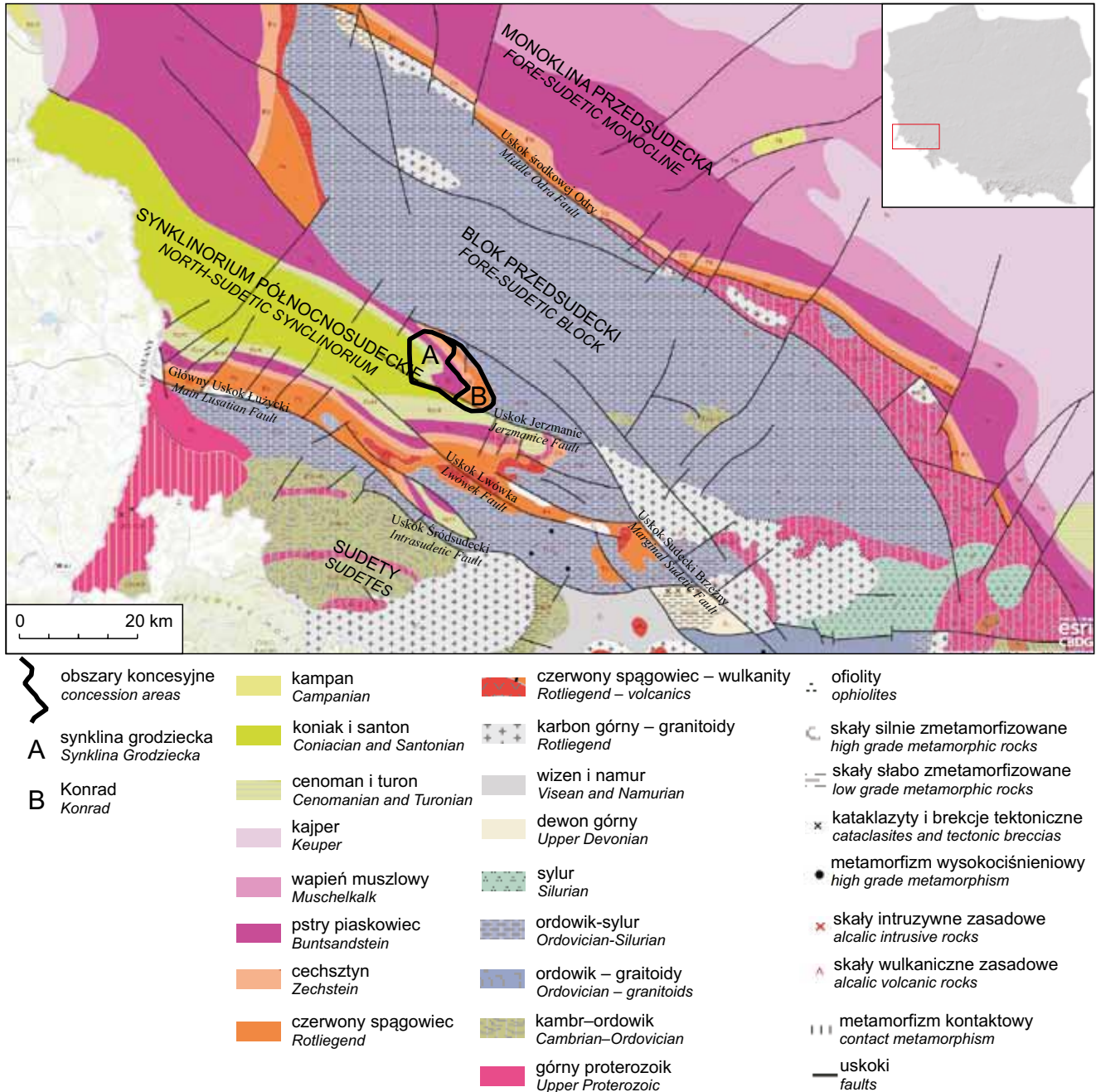


Fig. 1. Lokalizacja obszarów koncesyjnych na tle odkrytej mapy geologicznej Polski (wg <http://m.bazagis.pgi.gov.pl/cbdg>, zmodyfikowano; uskoki za: Cymermanem, 2010)

Location of the concession areas on the geological map of Poland (after <http://m.bazagis.pgi.gov.pl/cbdg>, modified; faults after: Cymerman, 2010)

ze stref obejmujących granice stratygraficzne: kreda–trias oraz trias–perm.

Jednym z problemów, które wyłoniły się w trakcie profilowania rdzeni wiertniczych stała się kwestia wykształcenia osadów przystropowej serii klastycznej pstrego piaskowca dolnego i środkowego, makroskopowo wykazującej duże podobieństwo do osadów cenomanu. Litostratygraficzny rozdział osadów triasowych od kredowych pozostaje do dnia dzisiejszego problematyczny. Oba poziomy wykształcone są jako białoszare i kremowe piaskowce z warstwowaniem przekątnym, rzadziej bezstrukturalne, a ich jednoznaczny podział był często warunkowany występowaniem osadów retu i wapienia muszlowego (trias węglanowy). W granicach analizowanego obszaru opisano zarówno profile wiertnicze,

w których występuje trias węglanowy, jak i profile bez jego udziału. Dzięki temu możliwe jest wiarygodne opracowanie zasad umożliwiających zidentyfikowanie i charakterystykę wspomnianych serii skalnych. Opracowanie to może stanowić uzupełnienie dotychczas opisywanej charakterystyki granicy pstry piaskowiec środkowy – cenoman. Właściwe przyporządkowanie litostratygraficzne poszczególnych wydziałów jest niezmiernie istotne ze względu na konieczność uporządkowania budowy geologicznej obszaru badań. Poszczególne interpretacje stratygrafii w profilach wiertniczych oraz ich korelacja wpływają na wydzielenie lub wykreślenie stref uskokowych, mających istotne znaczenie dla potencjalnego zagospodarowania górniczego danego obszaru.

CHARAKTERYSTYKA PSTREGO PIASKOWCA DOLNEGO I ŚRODKOWEGO

Sedymentacja osadów pstrego piaskowca odbywała się w obrębie wczesnotriasowego, śródlądowego basenu, którego wschodnia część znajdowała się na terenie dzisiejszej Polski (Szyperko-Teller, Moryc, 1988). W północnej, centralnej oraz wschodniej Polsce utwory pstrego piaskowca są reprezentowane przez osady drobnoklastyczne: mułowce i iłowce, miejscami wapniste, przewarstwiane wapieniami oolitowymi oraz wkładkami siarczanowymi (*op. cit.*). W południowej części Polski przeważają natomiast utwory piaszczyste. Różnice w wykształceniu osadów na obszarze południowym oraz w pozostałej części kraju wynikają z odmienności procesów i środowisk sedymentacji. Zmiany facjalne obserwowane w osadach pstrego piaskowca na obszarze Polski w obrębie basenu wczesnotriasowego wskazują na wyraźną dostawę materiału okrucowego z południa (Szyperko-Teller, Moryc, 1988). Autorzy ci uważają, że utwory, w których udział frakcji gruboklastycznej stanowi ponad 50% profilu pstrego piaskowca, powstawały jedynie w pasie o szerokości do 150 km przyległym do południowej granicy basenu wczesnotriasowego. Podobnego zdania jest Sokółowski (1967), który uważa, że do centralnych części zbiornika była dostarczana duża ilość drobnego materiału terygenicznego, co doprowadziło do powstania mułowców i iłowców, z kolei bliżej brzegu zbiornika osadzał się materiał o grubszym ziarnie, z którego powstały piaskowce.

Na obszarze synkliny grodzieckiej osady pstrego piaskowca dolnego i środkowego stanowią jednolity poziom charakteryzujący się występowaniem przewarstwień piaskowców, piaskowców zlepieńcowatych z licznymi laminażami (rzadziej ławicami) oraz litoklastami iłowców i mułowców (fig. 2). W profilu pstrego piaskowca dominują barwy czerwone, czerwono-brązowe, różowe, w najwyższej części szaroróżowe i szarokremowe. Wspomniana jednorodność uniemożliwia podział litostratygraficzny na pstry piaskowiec dolny i środkowy. Osady te można zaliczyć do różowej serii piaszczystej numer 17 wydzielanej przez Sokółowskiego (1967) w obszarze przedsudeckim. Piaskowiec pstry jest reprezentowany przede wszystkim przez waki oraz arenity

kvarcowe (Mroczkowski, 1972). Obok dużej zawartości kwarcu w składzie omawianych piaskowców występują również skalenie, łyszczyki oraz składniki lityczne. Cementy piaskowców składają się głównie z kwarcu, hematytu, il-litu oraz kaolinitu. Ostatni z wymienionych składników w największej ilości występuje w przystropowych warstwach piaskowców. Mazij i Mroczkowski (1971) piszą o dużym udziale kaolinitu w substancji ilastej występującej w pstrym piaskowcu. Ze względu na rzadkie występowanie pseudomorfoz kaolinitu po innych minerałach, autorzy wskazują na duże prawdopodobieństwo transportu tego minerału z innych obszarów i ich depozycję w omawianych osadach. Nieco inaczej sytuacja ta wygląda w przeprowa-



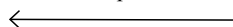
Fig. 2. Litoklasty w pstrym piaskowcu dolnym i środkowym

Lithoclasts in the lower part of the Lower–Middle Buntsandstein



Fig. 3. Przebarwienia kuliste w skali rdzenia wiertniczego

Spherical re-colouration; core-scale observation



dzonych ostatnio analizach mikroskopowych skał przy spągu oraz stropie pstręgo piaskowca (Biernacka, 2017). Spotykany tam często kaolinit, występuje głównie w przestrzeni porowej, tworząc kryształy, większe blaszki oraz duże robaczkowate skupienia. Blaszki kaolinitu są pseudomorfozami po łyszczkach, obserwuje się również skaolinityzowane ziarna – najprawdopodobniej skaleni (Biernacka, 2017). To wskazuje na autigeniczny kaolinit powstający w wyniku postsedymentacyjnego (wczesnodiagenetycznego) przemywania porowatego ośrodka skalnego przez wody meteoryczne. Chrząstek i Wojewoda (2011) sugerują, że kaolinityzacja w osadach pstręgo piaskowca nie mogła nastąpić wcześniej niż w jurze i wczesnej kredzie. Z punktu widzenia genezy pstrych piaskowców bardzo ważnym zagadnieniem jest ich barwa. Miała ona świadczyć o klimacie ciepłym, suchym do półsuchego, co prowadziło do wniosku o ich powstawaniu w środowiskach pustynnych z dużym udziałem rzek okresowych (Scupin, 1933; Senkowiczowa, Ślącza, 1962; Sokółowski, 1967; Milewicz, 1968). Biorąc pod uwagę obserwacje makroskopowe na rdzeniach wiertniczych oraz w odsłonięciach naturalnych, autorzy przychylają się do zdania Mroczkowskiego (1972), że sama barwa nie powinna stanowić kryterium określającego panujący wówczas klimat. Powyższe zdanie poparte może być licznymi przykładami,

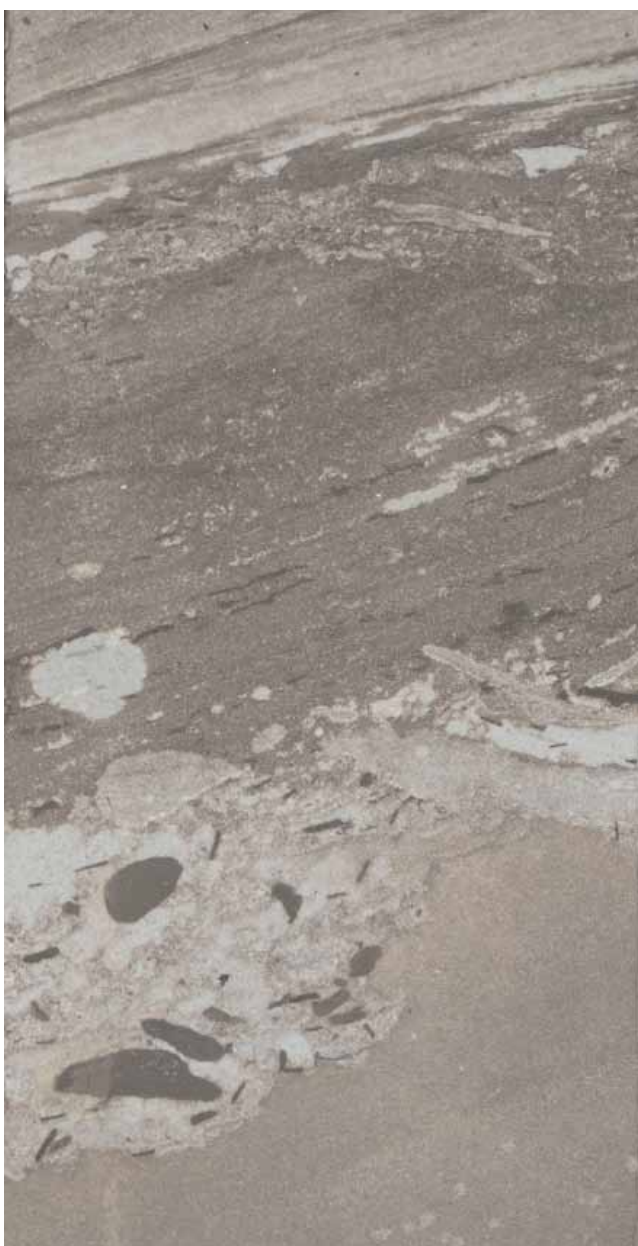


Fig. 4. Przebarwienia nieregularne w skali rdzenia wiertniczego

Irregular re-colouration; core-scale observation



Fig. 5. Przebarwienia w obrębie „piaskowców pasiastych” (za: Tomaszewski, 1985)

Re-colouration within stripped sandstone (after: Tomaszewski, 1985)

wskazującymi na wtórną genezę przebarwień, jako efektu migracji w obrębie górotworu rozтворów o zróżnicowanym chemizmie. Zaobserwowano liczne przebarwienia białe i szare w obrębie czerwonego tła osadu, zlokalizowane skośnie do warstwowania piaskowców. Przyjmują one zarówno formy regularne – kuliste (fig. 3), jak i nieregularne (fig. 4). Barwy białe i szare bardzo często towarzyszą również spękanom i obserwowanym w skali rdzenia uskokom (tabl. I: 1–4). W dolnej i środkowej części profilu, wśród piaskowców o typowo czerwonym i czerwonoróżowym zabarwieniu, można również spotkać poziomy piaskowców szarych i białoszarych o miąższości do kilku metrów. Widoczne tam izolowane domeny barwy czerwonej, mogą świadczyć o wtór-

nym zabarwieniu piaskowców szarych lub częściowym wylugowaniu pierwotnego czerwonego pigmentu (tabl. I: 1–4). Spotykane są również struktury pasiaste (por. Tomaszewski, 1985; Śliwiński, 2000), które mogą świadczyć o utrudnionym przepływie rozтворów odbarwiających lub zabarwiających, na skutek mniejszego współczynnika filtracji (fig. 5).

Również w osadach czerwonego spągowca z zachodniej części monokliny przedsudeckiej zauważono zmienne zabarwienie czerwono-brunatne i jasnoszarzielonkawe, często plamiste (Kuberska, Kozłowska, 2011). Występowanie jasnoszarych plam w obrębie skał czerwono-brunatnych ma związek ze zmianami Eh i pH w obrębie osadów w trakcie przemian diagenetycznych.

CHARAKTERYSTYKA PRYZSTROPOWEJ SERII KLASTYCZNEJ PSTREGO PIASKOWCA DOLNEGO I ŚRODKOWEGO

Przystropowa seria klastyczna pstrego piaskowca dolnego i środkowego, w odróżnieniu od leżących niżej, typowych osadów pstrego piaskowca, charakteryzuje się wystę-

powaniem szarych, szarokremowych i jasnoróżowych, piaskowców drobno- do średnioziarnistych, rzadziej gruboziarnistych (fig. 6). Niekiedy są one przewarstwiane mu-

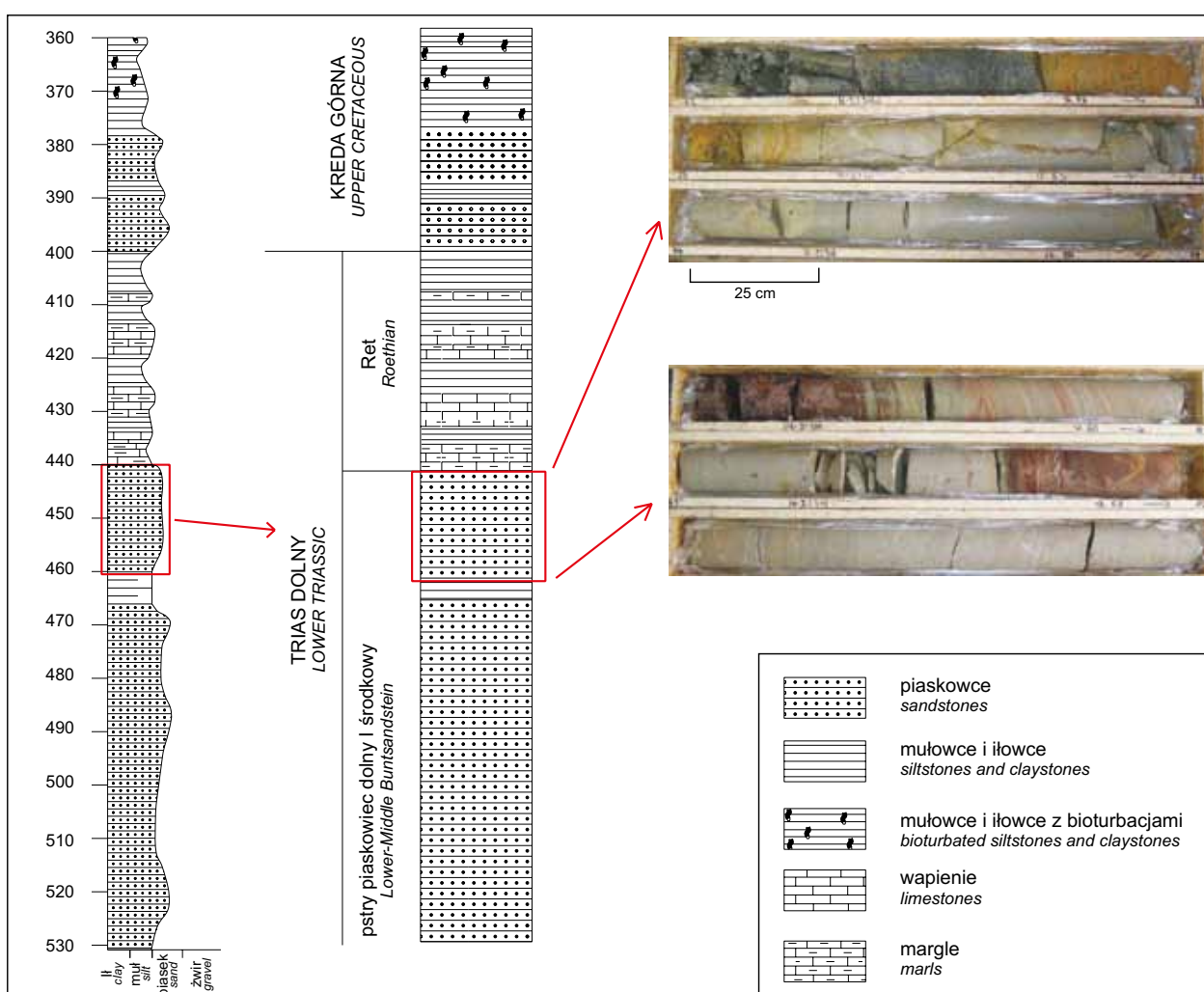


Fig. 6. Lokalizacja przystropowej serii pstrego piaskowca w profilu otworu wiertniczego wraz z przykładami rdzeni wiertniczych

Location of the uppermost Lower–Middle Buntsandstein succession within the borehole section, and congruent drill cores

łowcami i iłwami barwy oliwkowozielonej o miąższości dochodzącej do 20–30 cm. Problematiczne zagadnienie zmienności barw przybliżono powyżej. Według Mroczkowskiego (1972), proces zabarwienia i odbarwienia osadów mógł dotyczyć zarówno piaskowców białych, jak i czerwonych, co częściowo może być związane z postsedymentacyjną działalnością roztworów. Lokalnie mogła na to wpływać

gęstsza sieć spękań, czy wyższy współczynnik filtracji. Nie ulega wątpliwości, że taki stan rzeczy dotyczy niewielkiej części profilu pionowego i zazwyczaj w sposób nieciągły. Inaczej sytuacja przedstawia się w najwyższej części profilu pstręgo piaskowca dolnego i środkowego. Mianowicie piaskowce szare, kremowe, rzadziej białe z nielicznymi przewarstwieniami zielonymi, tworzą ciągły profil o miąższości

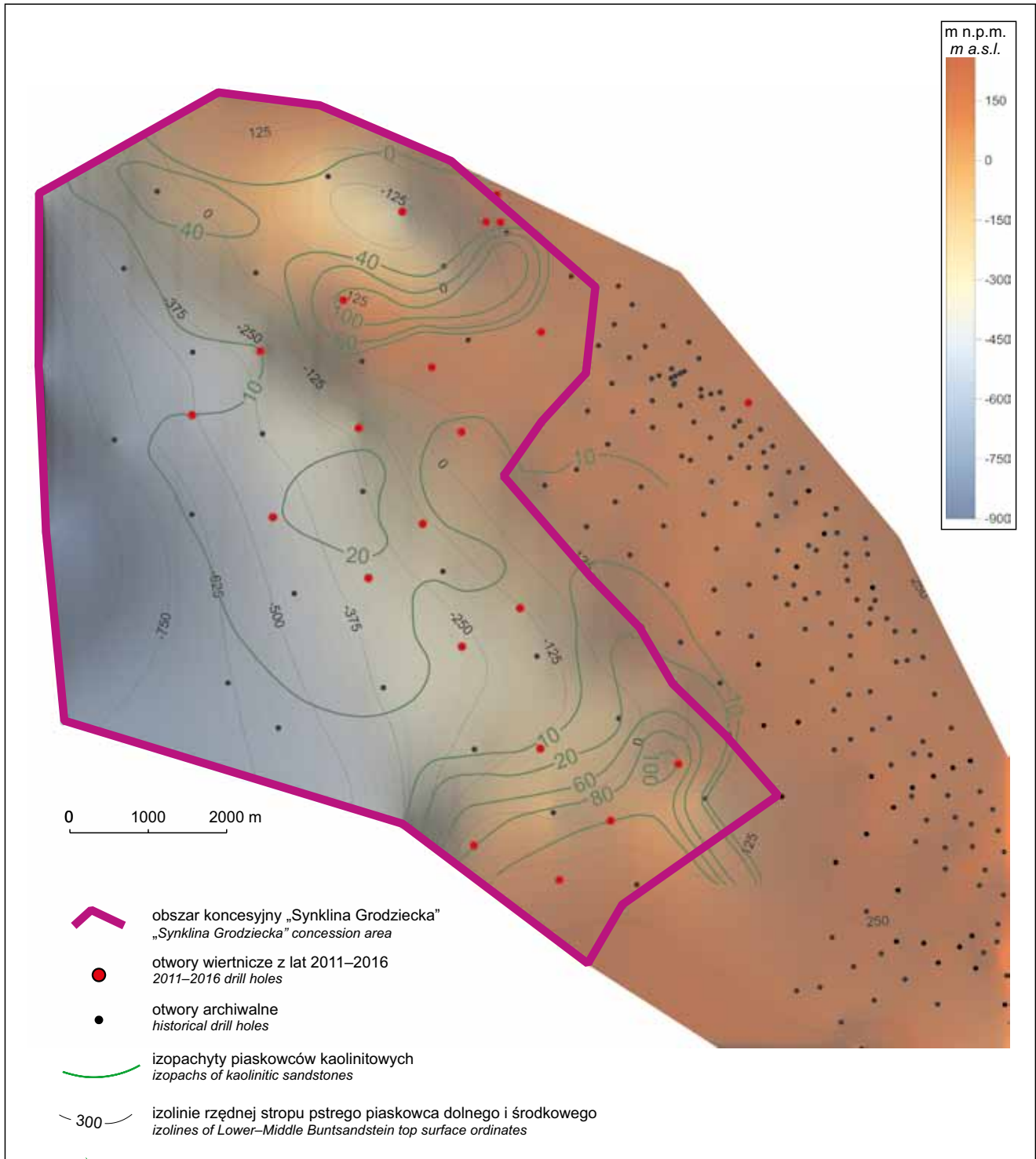


Fig. 7. Mapa rzędnych stropu pstręgo piaskowca dolnego i środkowego z naniesionymi izopachytami

Map of ordinates of the top of the Lower–Middle Buntsandstein including isopachs

wahającej się od kilku do ponad stu metrów (fig. 7). Osady te są bardzo podobne pod względem cech makroskopowych i składu mineralnego do piaskowców cenomańskich. Z tego też względu, w przeszłości mogły zdarzać się pomyłki w określaniu dolnej granicy kredy w profilach niektórych otworów czy odsłonięć. O niewłaściwym przyporządkowaniu piaskowców do odpowiednich poziomów litostraty-

graficznych i stratygraficznych wspominał Mroczkowski (1972). Wskazywał on na omyłkowe zakwalifikowanie przez Zimmermanna w 1937 r. czerwonych piaskowców kredowych z okolic Nielesta do pstrego piaskowca, co zostało sprostowane dopiero w 1967 r. w wyniku odnalezienia fauny kredowej w tych utworach (Gorczyca-Skała, 1967). Ten sam autor nie ustrzegł się jednak podobnego błędu, myl-

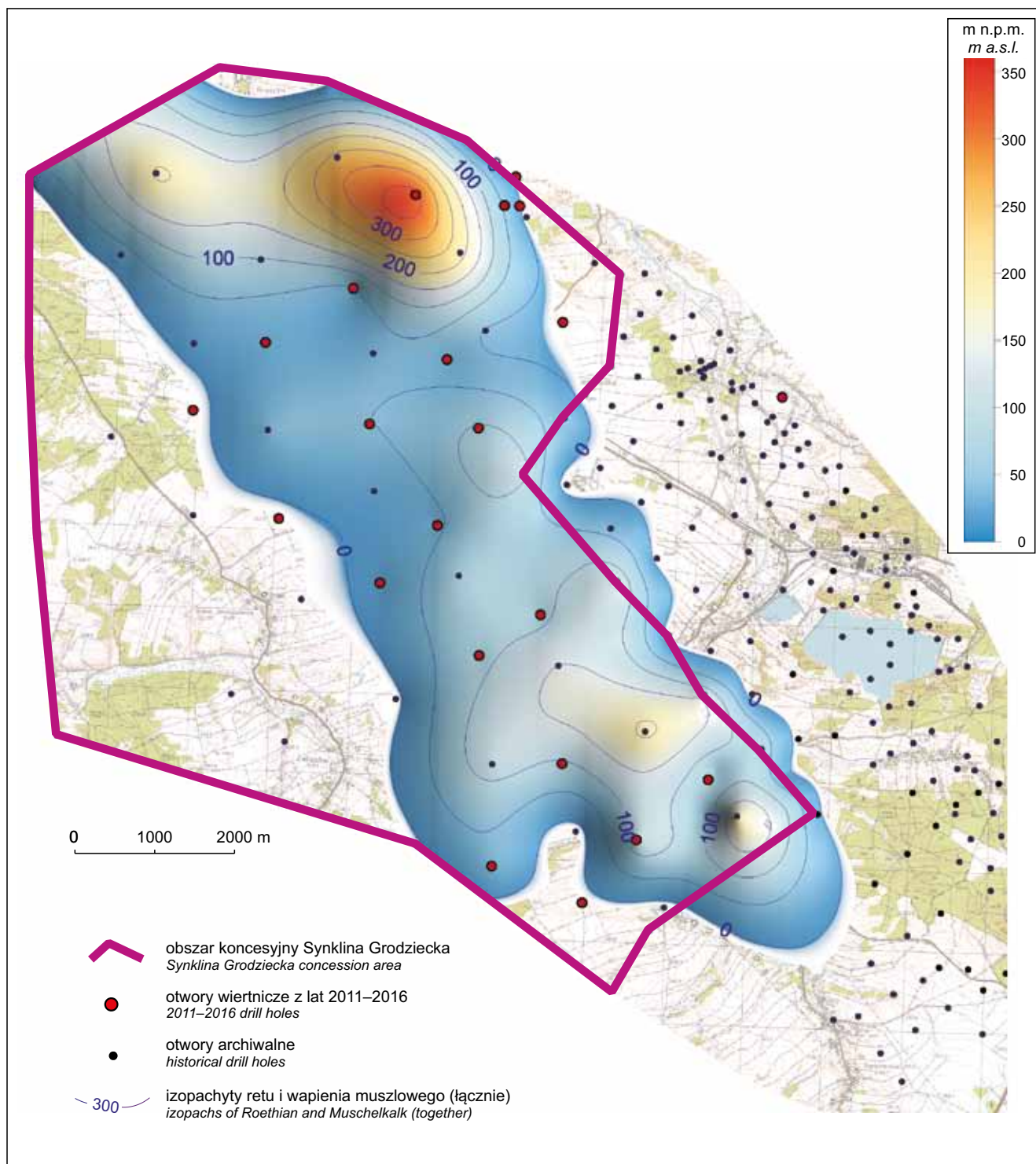


Fig. 8. Mapa miąższości triasu węglanowego (ret oraz wapień muszlowy) na tle mapy topograficznej obszaru badań
Thickness map of Traissic carbonate (Roethian and Muschelkalk) presented on a topographic background of the study area

nie przypisując do triasu kredowe piaskowce, występujące na północ od Twardocic (arkusz Pielgrzymka SMGS, Milewicz, Jerzmański, 1956–1957). Problematyka granicy triasu i kredy jest szerzej omówiona w pracach Milewicza (1962), Chorowskiej (1962), Górczy-Skały (1967) oraz Mroczkowskiego (1972). Ten ostatni autor, jako metodę polową odróżniania piaskowców pstrych od kredowych przyjął występowanie struktur sedymentacyjnych, głównie warstwowania skośnego. Z kolei Chorowska (1962) wykorzystwała analizy minerałów ciężkich do określenia przynależności stratygraficznej poszczególnych osadów. Autorka wykazała, że w osadach pstrego piaskowca występuje znaczna przewaga ilościowa turmalinu, rutylu oraz cyrkonu nad pozostałymi minerałami ciężkimi. W leżących wyżej piaskowcach cenomańskich, poza wymienionymi minerałami, równie licznie występuje cyjanit i staurolit, pojawia się także sylimanit. Metoda ta, choć bardzo przydatna, wymaga niestety wykonania czasochłonnych, laboratoryjnych analiz porównaw-

czych. W dwóch pracach (Biernacka, Józefiak, 2009; Biernacka, 2012) omówiono wyniki badań zespołów minerałów ciężkich w osadach kredy synklinorium północnosudeckiego. Omawiając pochodzenie minerałów ciężkich, przeprowadzono w nich również porównania między składem zespołów mineralnych w osadach triasu i kredy.

Sytuacja jest dużo prostsza w przypadku zalegania na osadach klastycznych pstrego piaskowca dolnego i środkowego faunistycznie udokumentowanych triasowych osadów węglanowych (pstry piaskowiec górny – ret i wapień muszlowy) lub kilkudziesięciocentymetrowej miąższości kredowego zlepieńca podstawowego (fig. 8). Taki stan rzeczy występuje na ograniczonym powierzchniowo terenie, jednak dysponując w takich miejscach niezaprzeczną przynależnością stratygraficzną piaskowców oraz ich makro- i mikroskopową charakterystyką, można wypracowane kryteria wykorzystać do określenia podobnych wydzielen na pozostałych obszarach.

WYNIKI PRZEPROWADZONYCH BADAŃ

W niniejszej pracy w pierwszej kolejności scharakteryzowano skład oraz struktury sedymentacyjne piaskowców przystropowej serii klastycznej pstrego piaskowca dolnego i środkowego, a następnie poddano je analizie porównawczej z piaskowcami leżącymi niżej. Następnie określono rozprzestrzenienie omawianej serii zarówno w profilu pionowym, jak i w płaszczyźnie obszaru badań. Charakterystykę osadów sporządzono na podstawie obserwacji makroskopowych oraz mikroskopowych. Ze strefy przejściowej piaskowców czerwonych do ich białych i kremowych odpowiedników, sporządzono 33 preparaty mikroskopowe, wykonano również 14 analiz rentgenowskich XRD (Kubiak, 2016; Nejbort, 2016; Biernacka, 2017). Obserwacje mikroskopowe oraz badania rentgenowskie wykonano na zlecenie KGHM Cuprum Sp. z o.o. – CB-R w ramach opracowania wymienionego w rozdziale wstępnym do niniejszego artykułu. Nie ulega wątpliwości, że niżej opisane obserwacje wymagają potwierdzenia w większej ilości preparatów mikroskopowych, analiz XRD i katodoluminescencyjnych.

Piaskowce białoszare do kremowych to arenity kwarcowe, rzadziej sublityczne, subarkozowe i arkozowe, średnio- do drobnoziarnistych. Sporadycznie spotyka się również drobno- i gruboziarniste waki arkozowe i lityczne (Biernacka, 2017). W składzie ziarnowym dominuje kwarc, obecny jest również biotyt i muskowitz, często w formie skaolinityzowanej, rzadziej występują składniki lityczne (łupki łyszczkowe). W zależności od lokalizacji analizowanego profilu wiertniczego, w płytkach cienkich są obserwowane również wystąpienia licznych ziaren skaleni alkalicznych, dochodzące do 20% objętości próbki. Czasami są to formy automorficzne. Skalenie są najczęściej nieobtoczone lub półobtoczone, zwiertzałe oraz zabarwione na brązowo. Matriks występuje lokalnie między ziarnami jako detrytyczne minerały ilaste oraz kaolinit (Biernacka, 2017). Spoiwo pia-

skowców najczęściej jest tworzone przez kwarc, kaolinit, illit, hematyt, rzadziej przez skałki. Hematyt tworzy najczęściej cienkie obwódki na ziarnach, występuje również w postaci pyłu między ziarnami a cementem. Na podstawie analiz petrograficznych hematyt genetycznie można wiązać z etapem wczesnej diagenety (Biernacka, 2017). W kierunku stropu obserwujemy stopniowe zmniejszenie jego udziału w przestrzeni porowej. Wraz ze spadkiem zawartości hematytu notowany jest duży udział kaolinitu, który makroskopowo często jest obserwowany w formie soczewek i gniazd barwy jasnozielonej do białoszarej z odcieniem zielonym (fig. 9). Najczęściej występuje on w przestrzeni porowej jako drobne kryształki i większe blaszki, jest również obecny w matriks, rzadziej jest obserwowany w formie pseudomorfoz skaleni i łyszczków. W analizowanych próbkach, obserwacje petrograficzne potwierdziły również występowanie minerałów ciężkich (Biernacka, 2017). Niezależnie od miejsca poboru próbki w profilu pionowym pstrego piaskowca, wyróżniane są nieliczne zawartości turmalinu, cyrkonu, anatazu, rutylu, rzadziej apatytu. W podobnych makroskopowo piaskowcach cenomańskich, oprócz wymienionych wyżej minerałów, w pojedynczych próbkach pojawia się również staurolit, rzadziej granat. Skład minerałów ciężkich w pozostałych preparatach piaskowców kredowych nie odbiega w znaczny sposób od składu omawianej strefy pstrych piaskowców. Jedyna różnica jaka pojawia się w składzie mineralnym jednych i drugich piaskowców to wystąpienie glaukonitu w szarych piaskowcach kredowych. Zwraca również uwagę dużo mniejszy udział kaolinitu, który jest obecny jedynie w części przestrzeni porowej osadów cenomańskich.

Biorąc pod uwagę osady klastyczne pstrego piaskowca dolnego i środkowego, skład mineralny piaskowców białych i szarych występujących w stropie wydzielenia nie różni się w sposób znaczący od składu piaskowców leżących niżej,



Fig. 9. Nieregularne wystąpienia kaolinitu w rdzeniu wiertniczym

Irregular kaolinite occurrences in the drill core

jednak przy przejściu z osadów leżących niżej do osadów przystropowej serii klastycznej zaznaczają się następujące zmiany teksturalne:

- mniejszy udział hematytu przy jednocześnie zwiększonej ilości kaolinitu, rzadziej illitu;
- mniejsza ilość składników litycznych, reprezentowanych zwykle przez łupki łuszczkowe i wulkanity;
- zmniejszający się udział litoklastów iłowcowych (intra-klastów) do ich całkowitego zaniku;
- mniejszy udział otoczków w składzie ziarnowym piaskowców, aż do ich całkowitego zaniku w najwyższej części piaskowców;
- zmiana wysortowania osadu z dobrego i umiarkowanie dobrego w dolnej części do słabo i źle wysortowanego, rzadko średnio i dobrze wysortowanego w najwyższej części;
- zmiana obtoczenia składników ziarnowych, od dobrze i półobtoczonych do słabo obtoczonych, rzadziej ostrokrawędzistych.

Istotną kwestią, odróżniającą przystropową serię pstręgo piaskowca barwy szarokremowej od typowych pstrych piaskowców triasowych, jest wspomniany brak występowania otoczków oraz litoklastów. Sporadyczny ich udział w osadzie odnotowuje się jedynie w najniższej części przystropowej serii klastycznej i to tylko w obrazie mikroskopowym (Biernacka, 2017). Powyższe stwierdzenie potwierdzają obserwacje dokonane przez Mroczkowskiego (1972) w rejonie Lwówka, Mojesza i Płakowic. Brak litoklastów iłowcowych w piaskowcach kaolinitowych, przy jednoczesnym występo-



Fig. 10. Bioturbacje podkreślone zmianą barwy i składu ziarnowego osadu

Bioturbation emphasized with a colour change and grain contribution

waniu przewarstwień ilastych barwy oliwkowozielonej, sugeruje powstanie piaskowców kaolinitowych w innych warunkach sedymentacyjnych niż piaskowców znajdujących się w niższej części profilu (tabl. III: 1–6).

W dolnej części omawianej serii są obserwowane warstwowania skośne do płaskorównoległych, analogiczne do występujących w całym profilu pstręgo piaskowca (tabl. IV: 1–3). Oprócz tego w tej części profilu mamy do czynienia ze wzajemnie przewarstwiającymi się piaskowcami szarokremowymi z odcieniem różowym z piaskowcami barwy czerwono-brązowej (tabl. IV: 4–6). Idąc w kierunku stropu wydzielenia, obserwujemy powtarzający się, miejscowy zanik warstwowania płaskorównoległego oraz skośnego do jego całkowitego braku w najwyższej części piaskowców (tabl. III: 4–6; IV: 1–4). Podobnie omawiane piaskowce scharakteryzował Mroczkowski (1972), wydzielając od spągu:

- piaskowiec biały do białozółtego i różowego o doskonale widocznych warstwowaniach skośnych;
- piaskowiec kwarcowy ze znaczną ilością kaolinitu, biały i białoróżowy, niewarstwowany.

Nie są to jednak piaskowce całkowicie pozbawione struktur sedymentacyjnych. W obrazie makroskopowym odnotowuje się obecność przede wszystkim struktur deformacyjnych. Często są to zdeformowane nagromadzenia materiału ilastego, reprezentowane przez kaolinit oraz bioturbacje podkreślone zmianą barwy czy uziarnienia osadu (fig. 10; tabl. IV: 4–6; V: 1–3). Prawdopodobne wystąpienie bioturbacji stwierdzono również w analizach mikroskopowych, obok których opisano kongrecje krzemionkowe (Biernacka, 2017; tabl. VI: 1, 2). Wspomniane kongrecje przyjmują kształt owalny do nieregularnego. Ich długość dochodzi do 5 cm wzdłuż dłuższej osi. Jądro kongrecji jest zabarwione na czarno, natomiast zewnętrzna część zwykle jest różowa. Jądro jest zbudowane z mikrokwarcu i chalcedonu, a zewnętrzna część posiada skład mieszany: krzemionkowo-kalcytowy (kwarc, chalcedon) (tabl. V: 4–6; VI: 3). Granica między kongrecją a piaskowcowym tłem jest przejściowa. Wydłużona forma niektórych skupień może sugerować, że narastały one wokół szczątków organicznych – trudno ocenić, czy roślinnych, czy też zwierzęcych (Biernacka, 2017; fig. 11). W sąsiedztwie wyżej opisanych struktur, występują przebarwienia brązowe w formie nieregularnych plam oraz wąskich i wydłużonych nieregularnych linii o orientacji strop–spąg. Zawierają one, stwierdzoną w obrazie mikroskopowym, większą ilość utlenionych związków żelaza w postaci drobnego pyłu (Biernacka, 2017). Występujące podłużne formy są reprezentowane przez skupienia krzemionki – chalcedonu i mikrokwarcu o szerokości 0,1–1,0 mm, które uległy późniejszym deformacjom (tabl. V: 5; VI: 1–3). Nie jest wykluczone, że są to zsylikowane korzenie roślin lub krzemionkowe rizokrecje. Bioturbacje oraz kongrecje stwierdzono



Fig. 11. Kongrecja krzemionkowa (1 nikol)

Silica concretion (single nicol)

jedynie w czterech preparatach mikroskopowych pobranych z dwóch otworów wiertniczych. W celu potwierdzenia tych obserwacji należałoby rozszerzyć ilość pobranych próbek na inne otwory, a także zagęścić ich pobór w profilu pionowym. Opisane kongrecje są bardzo zbliżone do, opisanych m.in. przez Leśniaka (1978), piaskowców karneolowych, które zaliczono do pstrego piaskowca górnego (ret). Wymieniony autor określił je jako osady ilasto-piaszczyste z karneolami, stanowiące serię przejściową o miąższości dochodzącej do 9 m. Piaskowce o podobnych cechach z obecnością kongrecji chalcedonowych stwierdzono jedynie w dwóch otworach wiertniczych obszaru badań (tabl. V: 4–6; VI: 1–3).

INTERPRETACJA I DYSKUSJA WYNIKÓW BADAŃ

W literaturze powszechnie jest przyjmowany pogląd o powstaniu piaskowców pstrych w szeroko pojętym środowisku lądowym, w warunkach wód płynących klimatu suchego lub półsuchego z okresami wilgotnymi. Z kolei omawiane piaskowce mogą stanowić ciągłe i łagodne przejście z warunków lądowych do morskich, o czym mogą świadczyć zebrane poniżej cechy:

- opisana wyżej zmiana charakteru osadów (spadek dojrzałości teksturalnej);
- powolny zanik, typowych dla niższej części profilu, warstwowań skośnych;
- zgodne zaleganie morskich osadów pstrego piaskowca górnego (ret) i wapienia muszlowego na piaskowcach pstrego piaskowca.

Ponadto, występowanie dużej ilości kaolinitu może świadczyć o wzrastającej wówczas wilgotności klimatu i/lub postsedymentacyjnej autigenezie. Dzięki występującym objawom przeobrażenia skaleni oraz lyszczyków można stwierdzić, że część kaolinitu powstała *in situ*. Z kolei Mroczkowski (1972) na podstawie własnych obserwacji stwierdził, że ponieważ pseudomorfozy kaolinitu po innych

ziarnach są rzadko spotykane, to minerał ten został prawdopodobnie przetransportowany z innego obszaru i w takiej formie zdeponowany. Autor ten wspomina o znacznej ilości kaolinitu, który czasami stanowi $\frac{1}{4}$ objętości skały. Sytuację taką można potwierdzić na podstawie aktualnie przeprowadzonych mikro- i makroskopowych obserwacji (fig. 9; tabl. II: 1–6). Autorzy zgadzają się z Mroczkowskim (1972) i skłaniają się za nazwaniem piaskowców występujących w przystropowej serii klastycznej pstrego piaskowca dolnego i środkowego – piaskowcami kaolinitowymi.

Dodatkowo na podstawie obserwacji minerałów ciężkich, poczynionych na potrzeby niniejszej pracy oraz opisanych w poprzednim rozdziale, można stwierdzić, że przy niewielkiej ilości analizowanych próbek, wyróżniane zespoły minerałów ciężkich nie mogą stanowić kryterium rozróżniania podobnych makroskopowo piaskowców przystropowej serii klastycznej pstrego piaskowca dolnego i środkowego od piaskowców cenomanu.

Na podstawie opisów przystropowej serii klastycznej pstrego piaskowca dolnego i środkowego, wykonanych przez innych autorów w południowej i południowo-wschod-

niej części synklinorium północnosudeckiego oraz uwzględniając dane zebrane w trakcie realizacji niniejszej pracy, można stwierdzić, że piaskowce kaolinitowe mogły powstać w warunkach postępującej transgresji morskiej, w środowisku lagunowym o dużym udziale rzek o niskim reżimie przepływu, jednak ze względu na bardzo duże miąższości, znaczną przestrzenną zmienność wykształcenia piaskowców kaolinitowych, oraz nieregularność występowania struktur sedymentacyjnych, obserwowanych w profilach wiertniczych, wydaje się niemożliwym określenie dokładnej granicy między pstrym piaskowcem, powstającym w warunkach lądowych jako osad wód płynących, a powstającym w środowisku przejściowym lub morskim. Opis taki wydaje się być logicznym następstwem przejścia od środowisk sedymentacji lądowej do morskiej. Morskie warunki środowiskowe są bardzo dobrze udokumentowane w górnym pstrym piaskowcu (ret) i wapieniu muszlowym. Analogię dla poruszanej tematyki może stanowić transgresja cechsztyńska, gdzie w dolnej części piaskowców białego spągowca są spotykane wielkoskalowe warstwowania przekątne, a powyżej zalegają piaskowce bezteksturalne lub ze stwierdzonymi strukturami deformacyjnymi, charakterystycznymi dla płytkiego środowiska morskiego. Porównanie to nawiązuje jedynie do procesu wkraczania morza na osady lądowe. Podstawowa różnica odnosi się przede wszystkim do odmiennego charakteru permskich i triasowych osadów lądowych. Ponadto, wykonane badania palinologiczne próbek skał ilastych najwyższej części pstręgo piaskowca wskazują na środowisko sebhya (Mader, 2016). Niestety na podstawie wyników badań dwóch, kontrolnie pobranych próbek, nie udało się określić palinostratygrafii. Dlatego też, ze względu na niewielką ilość materiału, zrezygnowano z dalszej analizy palinologicznej osadów pstręgo piaskowca.

Powyższe przypuszczenia mogą być potwierdzone przez opisy archiwalnych otworów wiertniczych ze środkowej i zachodniej części synklinorium północnosudeckiego. Opi-

sywane tam piaskowce szarozielone oraz szare z okruchami i soczewkami dolomitu, przewarstwiane przez dolomity silnie piaszczyste, są zaliczane do pstręgo piaskowca górnego (ret). Wśród wspomnianych piaskowców, często opisywany jest glaukonit. Występują również różowe czy białe smugi, a także przebarwienia czerwono-brązowe. Podobna sytuacja została odnotowana przez Tokarskiego (1965a) na monoklinie przedsudeckiej oraz Czarnockiego (1939, *vide* Tokarski 1965b) na przedgórzcu Karpat, gdzie w pstrych pelitach, zbliżonych litologicznie do pstręgo piaskowca dolnego i środkowego, odnaleźli oni przewodnią skamieniałość, małżę *Myophoria costata* Zenk., wskazującą na wiek retowy. Jak się uważa, *Myophoria costata* rozpoczyna wędrówkę alpejskiej fauny triasowej przez Bramę Morawską dalej na północ obszaru Polski (Senkowiczowa, 1962). Niezależnie od przynależności stratygraficznej, osady te tworzą, wspomnianą wcześniej, strefę przejściową między środowiskiem lądowym a morskim (Leśniak, 1978).

Zdaniem autorów, opisane w zachodniej części basenu przewarstwienia osadów węglanowych i szarych piaskowców można korelować z wystąpieniami piaskowców szarych, białoszarych we wschodniej i północno-wschodniej części synklinorium. Oba wymienione poziomy, oprócz podobieństw litologicznych, wyróżniają się również zbliżoną pozycją litostratygraficzną. Brak występowania osadów węglanowych wśród piaskowców kaolinitowych obszaru badań może wskazywać na większe urozmaicenie morfologii stropu pstręgo piaskowca, czyli ówczesnego dna basenu sedymentacyjnego i tym samym na nieco większe względne wyniesienie wschodniej części synklinorium w stosunku do jego zachodniej części. Mogło prowadzić to do sytuacji, w której w głębszej części basenu, występującej na zachodzie oraz w pobliżu osiowej partii zbiornika, powstawały osady węglanowe zasypywane częściowo przez osady piaszczyste dominujące we wschodniej i brzegowej części synklinorium północnosudeckiego.

WNIOSKI

Przystropowa seria klastyczna dolnego i środkowego pstręgo piaskowca w synklinie grodzieckiej synklinorium północnosudeckiego wykazuje cechy wskazujące na ciągłość sedymentacji w warunkach transgresji i łagodne przejście od warunków lądowych do morskich. Przemawia za tym zgodne zaleganie morskich osadów pstręgo piaskowca górnego (ret) i wapienia muszlowego na leżących niżej osadach pstręgo piaskowca dolnego i środkowego oraz powolny zanik, w kierunku stropu wydzielenia, warstwowań skośnych, otoczków i intraklastów ilastych, a także ogólny spadek dojrzałości teksturalnej osadów. Pod tym względem, wkraczanie zalewu morskiego w pstrym piaskowcu przypomina transgresję cechsztyńską.

Występowanie dużej ilości kaolinitu w części przystropowej może świadczyć o wzroście wilgotności klimatu. Pia-

skowce kaolinitowe mogły powstawać podczas transgresji, w środowisku lagunowym, do którego rzeki o niskim reżimie przepływu dostarczały znaczne ilości materiału okruchowego. Tym niemniej, obfitość kaolinitu w osadach o znacznej porowatości może być również spowodowana (przynajmniej częściowo) przez postsedymentacyjne procesy autigenezy w wyniku migracji wód meteorycznych.

Z powodu dużej miąższości i znacznej horyzontalnej zmienności badanych piaskowców oraz nieregularnego występowania struktur sedymentacyjnych, nie jest możliwe precyzyjne wyznaczenie granicy między niższą częścią dolnego i środkowego pstręgo piaskowca a przystropową serią klastyczną.

Przystropowa seria klastyczna dolnego i środkowego pstręgo piaskowca z obszaru synkliny grodzieckiej synkli-

norium północnosudeckiego charakteryzuje się dużym makroskopowym podobieństwem do klastycznych utworów cenomanu, co mogło skutkować błędnym wyznaczeniem granicy między utworami triasu i kredy w otworach archiwalnych.

Podziękowania. Składamy serdeczne podziękowania dr. Pawłowi Raczyńskiemu, dr. Wojciechowi Śliwińskiemu oraz dr. hab. Jurandowi Wojewodzie za poświęcony czas, dużą przychylność oraz cenne wskazówki w stosunku do poruszanej problematyki.

LITERATURA

- BIERNACKA J., 2012 — Provenance of Upper Cretaceous quartz-rich sandstones from the North Sudetic Synclinorium, SW Poland: Constraints from detrital tourmaline. *Geol. Quart.*, **56**, 2: 315–332.
- BIERNACKA J., 2017 — Wstępne badania petrograficzne kredy, triasu i permu z nowych wierceń w synklinorium N-sudeckim. Sprawozdanie z analizy wykonanej dla Zakładu Geologii (NAG). Opr. arch., KGHM Cuprum Sp. z o.o. – Centrum Badawczo-Rozwojowe, Wrocław.
- BIERNACKA J., JÓZEFIAK M., 2009 — The eastern sudetic island in the early-to-middle turonian: Evidence from heavy minerals in the Jerzmanice sandstones, SW Poland. *Acta Geol. Pol.*, **59**, 4: 545–565.
- CHOROWSKA M., 1962 — Uwagi o minerałach ciężkich utworów górnej kredy i triasu w niecce północnosudeckiej. *Kwart. Geol.*, **6**, 4: 652–661.
- CHRZĄSTEK A., WOJEWODA J., 2011 — Mezozoik południowo-zachodniej Polski (synklinorium północnosudeckie). Mezozoik i Kenozoik Dolnego Śląska LXXXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Wydaw. Wind, Wrocław, 1–10.
- CZARNOCKI J., 1939 — Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. W: Sprawozdania z prac Grup – Świętokrzyskiej oraz Wołynia, Podola i Polesia w r. 1938. Państw. Inst. Geol.
- DURKOWSKI K., 2016 — Opracowanie litostratygraficzne serii skalnych niecki grodzieckiej jako podstawy dla dokumentowania oraz udostępnienia złoża rud miedzi pod przyszłą eksploatację. Zakład Geologii (NAG). Opr. arch., KGHM Cuprum Sp. z o.o. – Centrum Badawczo-Rozwojowe, Wrocław
- DURKOWSKI K., SOKALSKI D., 2016 — Stratygrafia cechsztynu i pstrego piaskowca synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych wiertniczych. Wyzwania polskiej geologii, Tom kongresowy 3. Polski Kongres Geologiczny (red. J. Wojewoda), wydaw. Polskie Towarzystwo Geologiczne, s. 70–73, Wrocław 2016.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1967 — Kreda wschodniej części rowu Wlenia. *Prz. Geol.*, **15**, 6.
- KUBERSKA M., KOZŁOWSKA A., 2011 — Nowe dane o petrografii skał czerwonego spągowca z zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **444**: 135–148.
- KUBIAK M., 2016 — Zestawienie porównawcze analizowanych próbek metodą rentgenostrukturalną. Sprawozdanie z analizy wykonanej dla Zakładu Geologii (NAG) – Opr. arch., KGHM Cuprum Sp. z o.o. – Centrum Badawczo-Rozwojowe, Wrocław.
- LEŚNIAK T., 1978 — Profil litostratygraficzny utworów retu i wapienia muszlowego w depresji północnosudeckiej. *Geologia Zesz. Nauk. AGH*, **4**, 1: 6–26.
- MADER A., 2016 — Sprawozdanie z wykonanej ekspertyzy palinologicznej preparatów wraz z opracowaniem tekstowym. Sprawozdanie z analizy wykonanej dla Zakładu Geologii (NAG) – Opr. arch., KGHM Cuprum Sp. z o.o. – Centrum Badawczo-Rozwojowe, Wrocław.
- MAZIŁ W., MROCZKOWSKI J., 1971 — Występowanie kaolinitu w utworach piaskowca pstrego niecki północnosudeckiej i perspektywy jego wykorzystania. Zesz. Nauk. Politechn. Wrocław, Wrocław.
- MILEWICZ J., 1962 — Próba opracowania tektofacji Sudetów na przykładzie Sudetów Zachodnich. *Prz. Geol.*, **4/5**: 179–182.
- MILEWICZ J., 1968 — O piaskowcu pstrym rowu Lwówka na tle regionów przyległych. *Kwart. Geol.*, **12**: 547–560.
- MILEWICZ J., JERZMAŃSKI J., 1956–1957 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów. M33–32Da Pielgrzymka. Inst. Geol.
- MROCZKOWSKI J., 1962 — Paleocurrents in the Lower Triassic deposits of the southern part of the Northsudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol. Geogr.*, **17**, 3/4.
- MROCZKOWSKI J., 1972 — Sedymentacja pstrego piaskowca w niecce północnosudeckiej. *Acta Geol. Polon.*, **22**, 2: 351–377.
- NEJBERT K., 2016 — Identyfikacja minerałów skałotwórczych w próbkach skał osadowych przy użyciu metody dyfrakcji promieniowania rentgenowskiego (XRD) w próbkach sproszkowanych. Sprawozdanie z analizy wykonanej dla Zakładu Geologii (NAG) – Opr. arch., KGHM Cuprum Sp. z o.o. – Centrum Badawczo-Rozwojowe, Wrocław.
- SCUPIN H., 1933 — Zur Stratigraphie und Tektonik der Nordsudetischen Kreide. Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Gorlitz (Naturforschende Gesellschaft) Gorlitz, **32**, 1: 73–111.
- SENKOWICZOWA H., 1962 — Wpływ fauny alpejskiej w osadach retu i wapienia muszlowego na obszarze Polski. Ks. Pam. J. Samsonowicza. Polska Akademia Nauk, 239–257.
- SENKOWICZOWA H., ŚLĄCZKA A., 1962 — Pstry piaskowiec na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **32**: 313–337.
- SOKOŁOWSKI J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, **3**: 297–357.
- SZYPERKO-TELLER A., MORYC A., 1988 — Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 53–72.
- ŚLIWIŃSKI W., 2000 — Rozwój mineralizacji miedziowej w utworach permu monokliny przedsudeckiej – uwarunkowania sedymentacyjno-diagenetyczne. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **2197**, 68: 7–36.
- TOKARSKI A., 1965a — O stratygrafii salinarnej retu monokliny przedsudeckiej. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 2: 105–130.
- TOKARSKI A., 1965b — Udział wapienia muszlowego w budowie Przedgórze Karpat. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 2: 131–156.
- TOMASZEWSKI J., 1985 — Złoże rud miedziowo-polimetalicznych monokliny przedsudeckiej i jego związku z osadami cechsztynu. *Prz. Geol.*, **7**: 375–385.
- WILLIAMS H., TURNER F., GILBERT C.M., 1955 — Petrography. W.H. Freeman Co., San Francisco.
- ZIMMERMANN E., 1937 — Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Preussen. Blatt Hirschberg, Berlin.

SUMMARY

The clastic succession of the Lower–Middle Buntsandstein in the Grodziec Syncline lies beneath the Cenozoic or Muschelkalk in the northern part, and the Cretaceous in the southern part of the study area. The stratigraphic position of the Lower–Middle Buntsandstein in the North Sudetic Synclinorium is defined primarily by its location between overlying Upper Buntsandstein (Roethian/Röt) and/or Muschelkalk, and underlying Zechstein sediments, which are well dated by faunal evidence. In the study area the Lower–Middle Buntsandstein is represented by relatively homogeneous rocks consisting of sandstones interlayered with conglomeratic sandstones and intercalated with mudstones and claystones. Sandstones are red, brownish-red or pink in the lower part of the Lower–Middle Buntsandstein section, however, they change their colour to greyish-pink and greyish-creamy in the uppermost part.

Unlike the underlying typical Buntsandstein red sandstone, the uppermost clastic succession looks slightly different. It consists of fine to medium, rather than coarse-grained sandstones that are grey, grey-creamy, and pinkish in colour. Olive-green intercalations of mudstones and claystones occur within the sandstones. Besides the recolouration, there are also changes in mineral composition of the sandstones. Grey, creamy, and rare white sandstones with scarce greenish intercalations form a continuous profile with a thickness from a few up more than a hundred metres. In macroscopic overview, these sediments are very similar to Cenomanian sandstones, when considering their textural features and mineral composition.

The authors identified mainly the composition and sedimentary structures within the clastic succession and compared them with the underlying red sandstones. Then, the vertical and lateral distribution of the clastic succession was described. These characterizations were carried out upon macro- and microscopic observations. Thirty-three samples were taken from drill cores for microscopic analyses. Additional 14 samples were examined in XRD.

The following changes in textural composition were observed (going from the bottom of the profile):

- decreasing content of hematite with increasing content of kaolinite (illite infrequently);

- decreasing amount of lithoclasts usually represented by mica schists and volcanic rocks, decline of argillaceous intraclasts;
- decreasing contribution of pebbles to the grain framework and decline of pebbles in the uppermost part;
- a change from well and moderate sorting in the lower part to poor and very poor sorting in the uppermost part;
- a change in roundness of grains from well-rounded and rounded to sub-rounded and occasional sub-angular.

Besides the above-mentioned textural composition changes, the uppermost clastic succession shows other features that may indicate continuous sedimentation in a transitional terrestrial to marine environment:

- large amounts of kaolinite that indicates more humid climate conditions;
- gradual decline of cross-stratification;
- conformity between Upper Buntsandstein (Roethian/Röt) and Muschelkalk marine sediments and Lower–Middle Buntsandstein sandstones.

Description of the Lower–Middle Buntsandstein uppermost clastic succession from the south and south-east of the North Sudetic Synclinorium area provided by other authors, and data collected during this study might prove that kaolinitic sandstones were deposited during a marine transgression, in a lagoonal environment with a significant influence of low-flow regime rivers.

Due to the very large thickness, significant lateral variability in kaolinitic sandstones and irregular occurrence of sedimentary structures observed in the cores, it might be impossible to determine the precise boundary between the lower part of Lower–Middle Buntsandstein and its uppermost clastic succession.

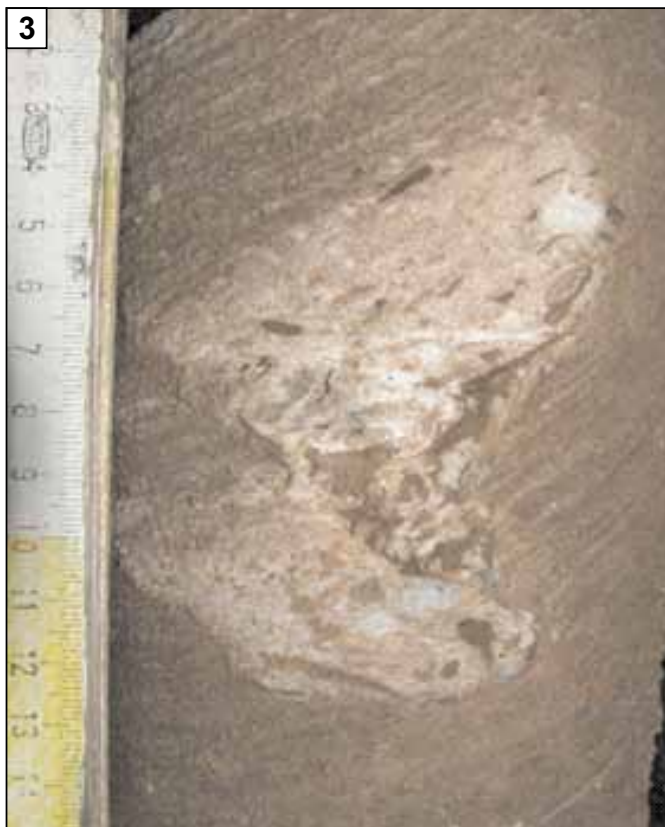
The Early Buntsandstein marine transgression can be compared to the Zechstein event. The lowest part of Weisliiegend sandstones with large-scale cross-stratification are overlain with structureless sandstones typical for a shallow-marine environment. However, comparison to the Buntsandstein should refer only to the process of marine transgression onto terrestrial sediments. The main discrepancy refers primarily to different characteristics of Permian and Triassic sediments.

TABLICA I

Przebarwienia osadu w pstryym piaskowcu dolnym i środkowym – obserwacje w skali rdzenia

Sediment recolouration in the Lower–Middle Buntsandstein – core-scale observations

- Fig. 1. Przebarwienia osadu związane ze strefą mikrouskoku; obserwacja w skali rdzenia
Sediment recolouration related to a microfault zone; core-scale observation
- Fig. 2. Przebarwienia osadu związane ze strefą mikrouskoków; obserwacja w skali rdzenia
Sediment recolouration related to a microfault zone; core-scale observation
- Fig. 3. Nieregularne przebarwienia w obrębie piaskowca
Irregular recolouration within sandstone
- Fig. 4. Zmiana barwy osadu w obrębie zlepieńca śródformacyjnego
Change of sediment colour in intraformational conglomerate



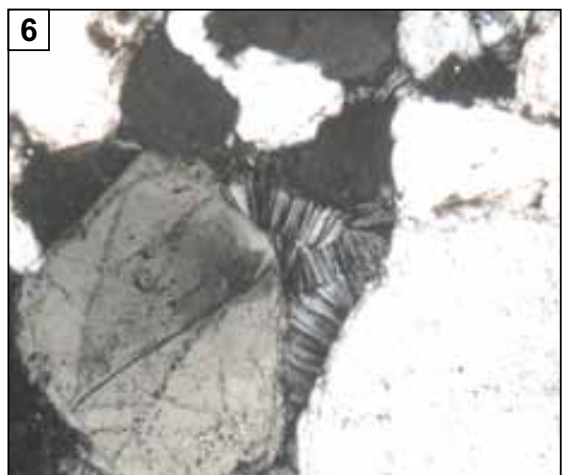
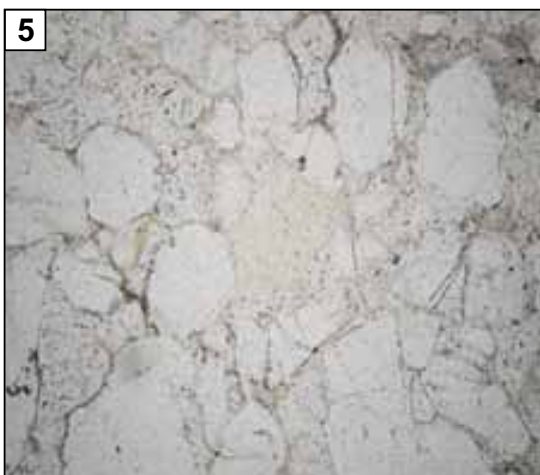
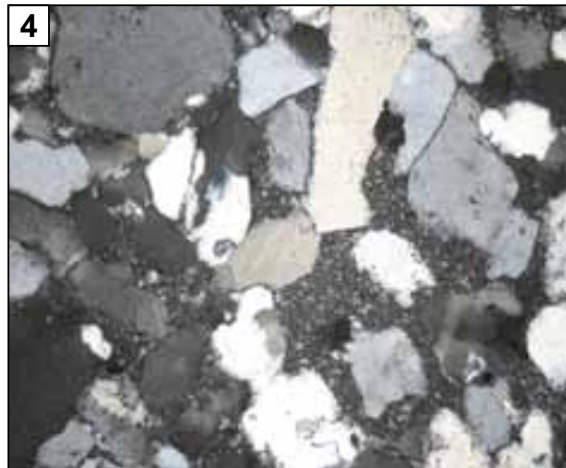
Karol Durkowski i in. — Przystropowa seria klastyczna pstrego piaskowca dolnego i środkowego jako zapis transgresji morskiej z zachowaniem ciągłości sedimentacji we wczesnym triasie synkliny grodzieckiej

TABLICA II

Przystropowa klastyczna seria pstrego piaskowca dolnego i środkowego – piaskowce kaolinowe – obserwacje w skali rdzenia (fig. 1–3) i obrazy mikroskopowe (fig. 4–6)

The uppermost clastic succession of the Lower–Middle Buntsandstein – kaolinitic sandstones –
core-scale observations (Figs. 1–3) and microscopic images (Figs. 4–6)

- Fig. 1. Kremowozielone wystąpienia kaolinitu w formie ciągłych i nieciągłych lamin
Creamy-green appearances of kaolinite in the form of continuous, and disrupted laminae
- Fig. 2. Gniazdowe wystąpienia kaolinitu (barwa biała z odcieniem zielonym)
Oval concentrations of kaolinite (white with a shade of green)
- Fig. 3. Kaolinit w postaci nieregularnych lamin barwy szarzielonej
Kaolinite in the form of irregular grey-green laminae
- Fig. 4. Liczne ziarna kaolinitu między ziarnami kwarcu
Numerous kaolinite grains among quartz grains
- Fig. 5. Skaolinityzowane ziarno (w środkowej części zdjęcia)
Kaolinitized grain (in the centre)
- Fig. 6. Kaolinit grubokrystaliczny (centrum zdjęcia)
Coarse grained kaolinite (in the centre)



Karol Durkowski i in. — Przystropowa seria klastyczna pstrego piaskowca dolnego i środkowego jako zapis transgresji morskiej z zachowaniem ciągłości sedimentacji we wczesnym triasie synkliny grodzieckiej

TABLICA III

Przystropowa klastyczna seria pstręgo piaskowca dolnego i środkowego – piaskowce kaolinowe – obserwacje w skali rdzenia

The uppermost clastic succession of the Lower–Middle Buntsandstein – kaolinitic sandstones – core-scale observations

- Fig. 1. Przewarstwienia zielonego materiału ilastego wśród piaskowców kaolinowych (góra zdjęcia)
Argillaceous intercalations within kaolinitic sandstone (top of figure)
- Fig. 2. Nieregularne wystąpienie brązowoczerwonego materiału ilastego w piaskowcach kaolinowych
Irregular brown-red argillaceous intercalations in kaolinitic sandstone
- Fig. 3. Ławica ilasta (brązowozielona) w piaskowcach kaolinowych
Argillaceous layer (brown-green) in kaolinitic sandstone
- Fig. 4. Piaskowce kaolinowe z ławicą ilastą barwy brązowoczerwonej
Brown-red argillaceous intercalation within kaolinitic sandstone
- Fig. 5. Piaskowce kaolinowe z ławicą ilastą barwy zielonkawej
Greenish argillaceous intercalation within kaolinitic sandstone
- Fig. 6. Piaskowce kaolinowe z ławicą ilastą barwy brązowoczerwonej
Brown-red argillaceous intercalation within kaolinitic sandstone



Karol Durkowski i in. — Przystropowa seria klastyczna pstrego piaskowca dolnego i środkowego jako zapis transgresji morskiej z zachowaniem ciągłości sedymentacji we wczesnym triasie synkliny grodzieckiej

TABLICA IV

Przystropowa klastyczna seria pstręgo piaskowca dolnego i środkowego – piaskowce kaolinowe – obserwacje w skali rdzenia

The uppermost clastic succession of the Lower–Middle Buntsandstein – kaolinitic sandstones – core-scale observations

- Fig. 1. Warstwowanie poziome i skośne w spągu serii piaskowców kaolinowych
Horizontal and cross-bedding in the lower part of the kaolinitic sandstone succession
- Fig. 2. Warstwowanie poziome i skośne w spągu serii piaskowców kaolinowych
Horizontal and cross-bedding in the lower part of the kaolinitic sandstone succession
- Fig. 3. Warstwowanie poziome i skośne w spągu serii piaskowców kaolinowych podkreślonych zmianą barwy
Horizontal and cross-bedding in the lower part of the kaolinitic sandstone succession emphasized by colour change
- Fig. 4. Przebarwienia osadu w spągowej części piaskowców kaolinowych
Sediment recolouration within the bottom part of the kaolinitic sandstone succession
- Fig. 5. Przebarwienia osadów spągowej części piaskowców kaolinowych
Sediment recolouration within the bottom part of the kaolinitic sandstone succession
- Fig. 6. Przebarwienia spągowej części piaskowców kaolinowych
Sediment recolouration within the bottom part of the kaolinitic sandstone succession



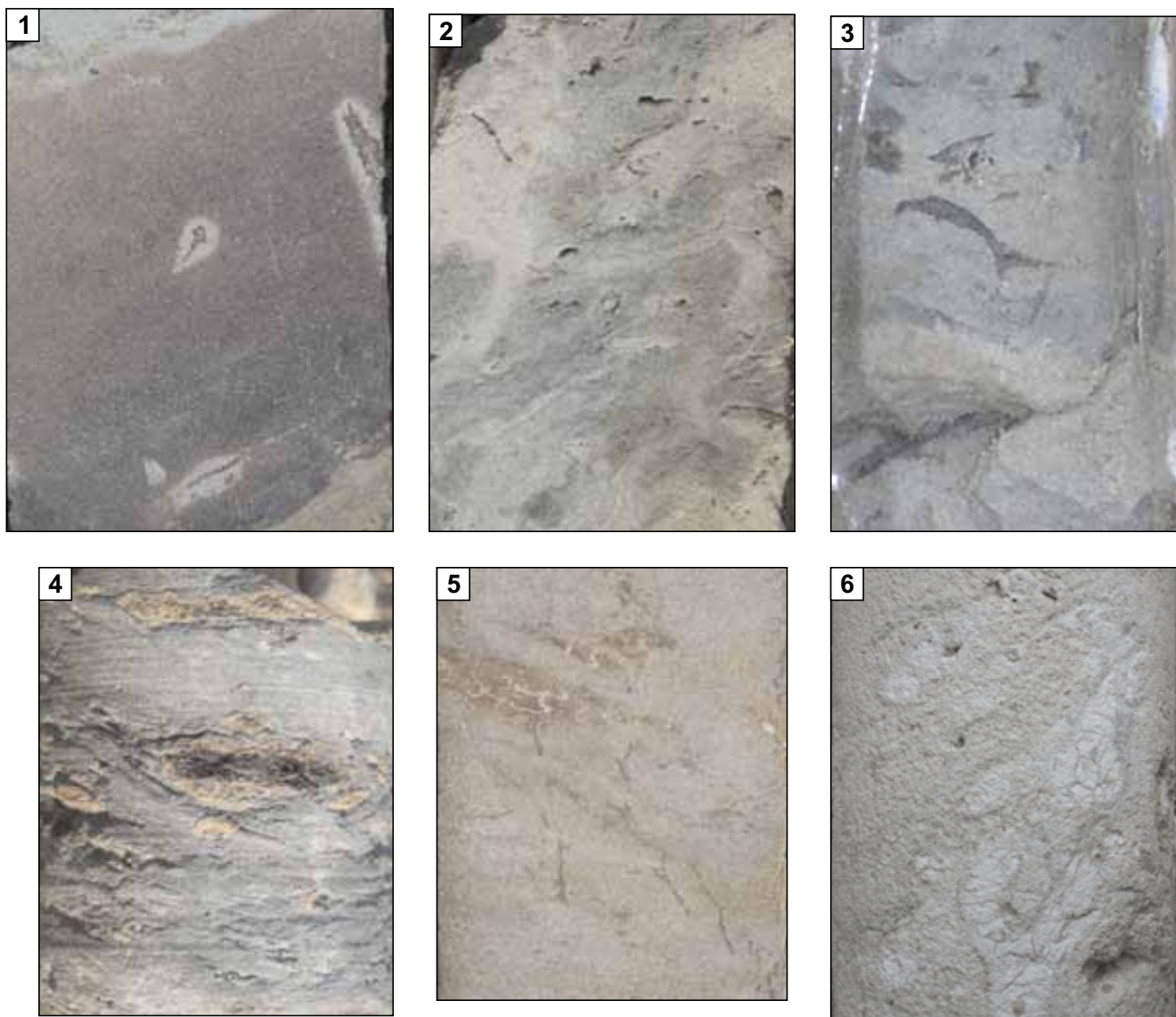
Karol Durkowski i in. — Przystropowa seria klastyczna pstrego piaskowca dolnego i środkowego jako zapis transgresji morskiej z zachowaniem ciągłości sedimentacji we wczesnym triasie synkliny grodzieckiej

TABLICA V

Przystropowa klastyczna seria pstręgo piaskowca dolnego i środkowego – piaskowce kaolinowe – obserwacje w skali rdzenia

The uppermost clastic succession of the Lower–Middle Buntsandstein – kaolinitic sandstones – core-scale observations

- Fig. 1. Zmiana barwy osadu w otoczeniu struktur o charakterze konkrecji krzemionkowych (ślady fauny, bioturbacje)
Sediment recolouration in the surroundings of concretion-like silica structures (fauna, bioturbation)
- Fig. 2. Bioturbacje podkreślone zmianą barwy osadu
Bioturbation emphasized by the change of sediment colour
- Fig. 3. Bioturbacje podkreślone zmianą barwy i składników osadu
Bioturbation emphasized by the change of sediment colour and composition
- Fig. 4. Konkrecje krzemionkowe
Silica concretions
- Fig. 5. Wydłużone skupienia krzemionki – zsylikowane korzenie roślin lub krzemionkowe rizokrecje
Elongated silica concentrations – silicified plant roots or rhizocretions
- Fig. 6. Konkrecje krzemionkowe
Silica concretions



Karol Durkowski i in. — Przystropowa seria klastyczna pstrego piaskowca dolnego i środkowego jako zapis transgresji morskiej z zachowaniem ciągłości sedimentacji we wczesnym triasie synkliny grodzieckiej

TABLICA VI

Przystropowa klastyczna pstręgo piaskowca seria dolnego i środkowego – piaskowce kaolinowe – obrazy mikroskopowe

The uppermost clastic succession of the Lower–Middle Buntsandstein – kaolinitic sandstones – microscopic observations

- Fig. 1. Nierozpoznane struktury organiczne
Unidentified organic structures
- Fig. 2. Zsilyfikowane i połamane fragmenty organiczne
Silicified and broken organic grains
- Fig. 3. Konkrecje zbudowane z chalcedonu i mikrokwarcu
Concretions composed of chalcedony and microquartz



Karol Durkowski i in. — Przystropowa seria klastyczna pstrego piaskowca dolnego i środkowego jako zapis transgresji morskiej z zachowaniem ciągłości sedimentacji we wczesnym triasie synkliny grodzieckiej

