

Relikty tekstur okruchowych i struktur sedimentacyjnych najniższej części anhydrytu dolnego (A1d, cechsztyń) w okolicach Mieroszyna, Pomorze Gdańskie

Krzysztof Mastalerz¹, Karol Durkowski²



K. Mastalerz



K. Durkowski

Relics of detrital fabrics and stratifications in the lowermost Lower Werra Anhydrite (A1d, Zechstein) near Mieroszyno, north-eastern Pomerania, Poland. *Prz. Geol.*, 73: 1063–1073; doi: 10.7306/2025.114

Abstract. The Lower Werra Anhydrite (A1d) of the Pomerania region, northern Poland (Southern Permian Zechstein Basin of Europe), overlies directly the Zechstein Limestone (Ca1) and is 50–170 metres thick. The lowermost element of this lithostratigraphic member (Beds A1d-1) is only 8–11 metres thick and has been usually considered as an apparently uniform unit of indistinctly bedded-to-massive, coarsely crystalline, nodular anhydrite. However, the pervasive diagenetic fabrics of this unit significantly overprint the syn-sedimentary features of the pre-existing deposit. A careful examination of the A1d-1 core material and formation scanner images from Mieroszyno region, north-eastern Pomerania, reveals common relics of breccia-conglomerate textures, slump-like deformations, and steeply inclined stratifications. These relict features demonstrate effects of partial destruction, reworking, and some transportation of the primary sulphate-carbonate (?) sediments (e.g. gypsum palisade beds, carbonate-sulphate stromatolites) prior to their burial and diagenetic transformations (e.g. recrystallization, anhydrite nodule development). It is concluded that the processes of evaporitic crust cracking, rip-up clast formation, storm surges, and local slope failure were the principal forces that modified the surface of the initial evaporite accumulations. The inclined heterolithic stratification composed of repetitive sulphate-carbonate couplets displays effects of partial destruction (abrasion and dissolution) of the primary palisade gypsum and a short-distance redeposition of the resultant detrital crystalline material. This pattern of sedimentation is attributed to repetitive seasons of fair weather and storm conditions, which also implied water salinity changes. Relics of coarse breccia/conglomerate fabrics and slump-style deformations of the lower intervals of Beds A1d-1 document the processes of cannibalization of the initial fair-weather coastal seabka in the course of an evaporative drawdown followed by a marine ingressions. The elongate, ridge-like accumulation of the A1d-1 Beds coincides with the prominent Mieroszyno anhydrite ridge which, enclosing the complete profile of the Lower Werra Anhydrite deposits. Both sediment accumulations follow a zone of gentle basin floor slope breaks that are potentially related to a fault system.

Keywords: evaporites, relict fabrics, evaporite storm couplets, seasonal sedimentation, large-scale anhydrite ridges, Lower Werra Anhydrite, formation scanner

W późnym permie obszar Pomorza Gdańskiego był usytuowany w północnej, przybrzeżnej części epikontynentalnego basenu sedimentacyjnego centralnej Europy (m.in. Peryt, Antonowicz, 1990; Ziegler, 1990; Peryt i in., 1992; Peryt, 1994). Cechsztyńska sukcesja osadowa tego basenu charakteryzuje się wyraźną strukturą cykliczną, będąc jedną z najbardziej typowych dla osadów basenów salinarnych. Sukcesja ta rozpoznana głębokimi otworami w okolicach Mieroszyna (nieдалеко Pucka) nie jest wprawdzie kompletna, jednak jej najniższy człon, cyklotem (formacja) Werra (PZ1), występuje tu w kompletnej formie i zawiera wszystkie klasyczne elementy litostratygraficzne europejskiego cechsztyń niższej rangi (ryc. 1): biały spągowiec (S1), łupkę miedzionośną (T1), wapień cechsztyński (Ca1), anhydryt dolny (A1d), najstarszą sól kamienną (Na1) oraz anhydryt górny (A1g).

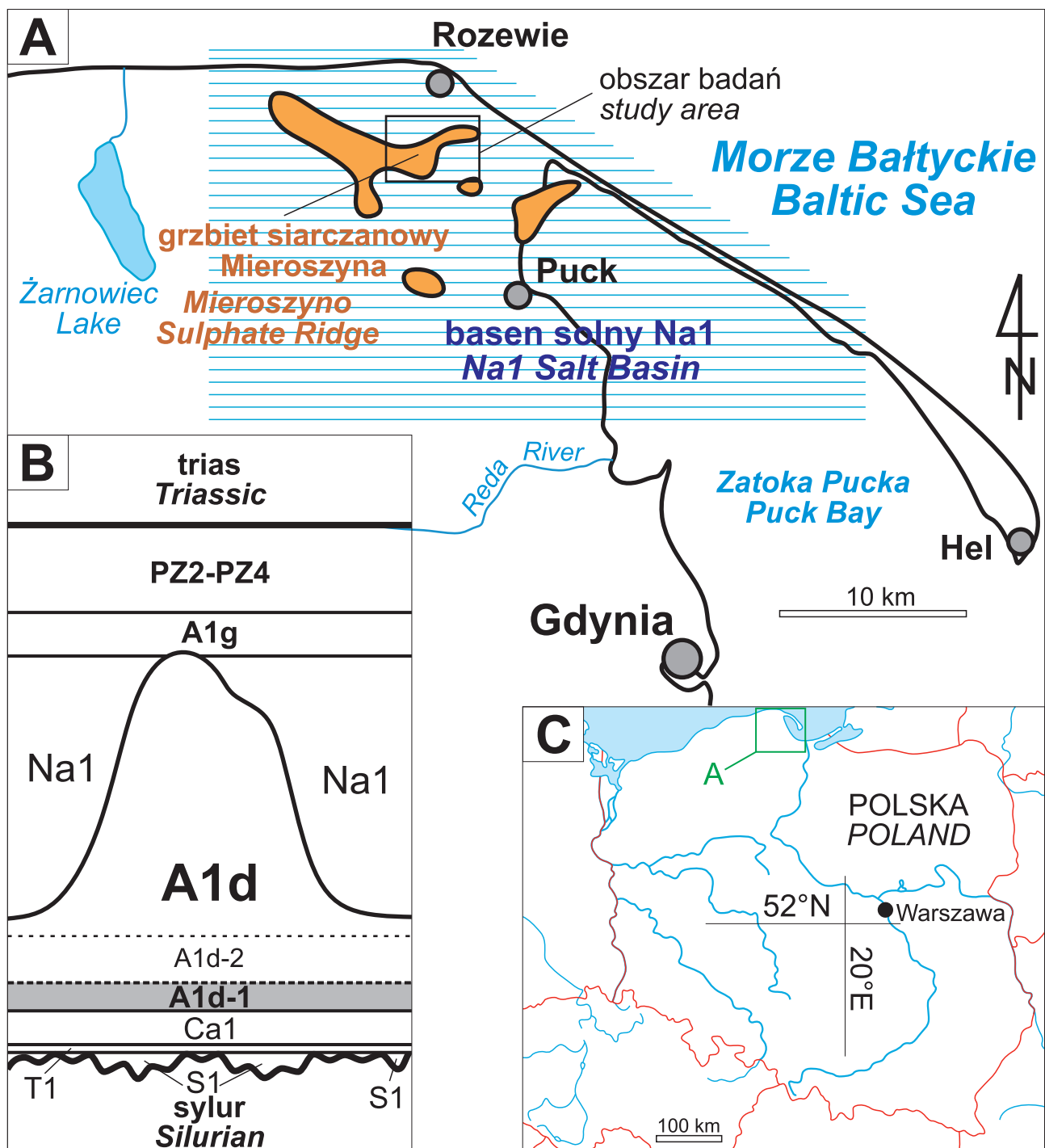
Osady cyklotemu PZ1 zalegają w okolicach Mieroszyna niezgodnie na drobnoziarnistych skałach silikoklastyczno-węglanowych wieku sylurskiego. Te ostatnie stanowią stropowy element wschodnioeuropejskiej platformy przykrywającej krystaliczny cokół tarczy skandynawskiej. Nie-

zgodność w spągu serii cechsztyń ma cechy słabo zróżnicowanej powierzchni nieznacznie nachylonej ku SSE (ryc. 2A). Powierzchnia ta jest miejscami wyścielona bardzo cienką pokrywą osadów silikoklastycznych o charakterze transgresywnym, które należy zaliczyć do białego spagowca/zlepieńca podstawowego – S1.

Seria osadów anhydrytu dolnego (A1d) zalega w okolicach Mieroszyna na nieznacznie nachylonej ku SSE powierzchni stropowej wapienia cechsztyńskiego (Ca1). Ta stosunkowo monotonna litologicznie seria wykazuje bardzo istotne zróżnicowanie miąższości, która waha się od ok. 50 do 170 m. Występuje tu znacznych rozmiarów grzbiet siarczanowy (tzw. grzbiet Mieroszyna), w obrębie którego utwory A1d osiągają maksymalną miąższość (ryc. 2A). Grzbiet ten otaczają obszary tzw. głębszego basenu, gdzie miąższość osadów A1d wynosi 50–100 m. Utwory anhydrytu dolnego są przykryte solami kamiennymi ogniwa Na1. Pokrywa soli osiąga do ok. 140 m miąższości na obszarach głębszego basenu. Jest ona znacznie cieńsza (10–40 m) ponad grzbietem Mieroszyna, gdzie miejscami zanika ona kompletnie. Charakterystyczny roz-

¹ Krzysztof Mastalerz Consulting Geologist, 2005 Bow Drive, Coquitlam, V3E 1X4, B.C., Canada; krzys_mastalerz@yahoo.com

² KGHM Cuprum – Centrum Badawczo-Rozwojowe, ul. gen. W. Sikorskiego 2–8, 53–659 Wrocław; karol.durkowski@kghmcuprum.com; ORCID ID: 0009-0002-5133-0141



Ryc. 1. A – lokalizacja obszaru badań, B – uproszczona kolumna litostratygiczna serii osadów cechsztyńskich okolic Mioszyna. S1 – biały spągowiec/zlepieniec podstawowy, T1 – łupek miedzionośny, Ca1 – wapień cechsztyński, A1d – anhydryt dolny, Na1 – sól najstarsza, A1g – anhydryt górny, PZ2–PZ4 – utwory wyższej części cechsztyńskich, A1d-1 i A1d-2 – warstwy A1d-1 i A1d-2
Fig. 1. A – generalized location map, B – simplified lithostratigraphic column of the Late Permian succession near Mioszyna. S1 – Weissliegend/Basal Conglomerate, T1 – Kupferschiefer, Ca1 – Zechstein Limestone, A1d – Lower Werra Anhydrite, Na1 – Oldest Rock Salt, A1g – Upper Anhydrite, PZ2–PZ4 – upper Zechstein; A1d-1 and A1d-2 – A1d-1 and A1d-2 beds

kład miąższości wydzieliń A1d i Na1 w obszarze badań został zauważony znacznie wcześniej i opisany m.in. przez: Szaniawskiego (1966), Orską i in. (1967), Poborskiego (1975), Peryta i in. (1985), Czapowskiego (1987), Peryta (1994) oraz Czapowskiego i Tomaszczyka (2014). Koncepcja wyraźnego głębokościowego zróżnicowania dna basenu w okresie sedymentacji osadów anhydrytu dolnego oraz rozwoju płytkich platform siarczanowych i głębszych stref basenowych została zaproponowana przez Peryta i in.

(1985) i była ona później rozwijana przez Czapowskiego (1987) oraz Peryta (1994). Ze względu na geometryczne cechy platformy siarczanowej w okolicach Mioszyna autorzy niniejszej publikacji zdecydowali się używać zdecydowanie bardziej precyzyjnego określenia – grzbiet (por. też Głuszynski i in., 2025).

Powyżej anhydrytu dolnego (A1d) zalega ok. 20–25-metrowej miąższości seria osadów anhydrytu górnego (A1g) z poziomem brekcji (Bx1) u swej podstawy (ryc. 1).

W niniejszej publikacji autorzy ograniczyli się do prezentacji i interpretacji reliktywów synsedymencyjnych cech teksturalnych i strukturalnych pakietu osadów najniższej części anhydrytu dolnego. Pakiet ten jest jednoznacznie korelowalny litostratygraficznie, występując zarówno na obszarach głębszego basenu, jak i w strefie grzbietu Mieroszyna (Peryt, 1994; Mastalerz, 2023; Durkowski, Mastalerz, 2024).

METODYKA

Autorzy wykorzystali zestaw danych dotyczących grupy 21 nowych głębokich otworów (ryc. 2) obejmujący wyniki karotażu geofizycznego, obrazy elektrycznego skanera formacyjnego (XRMI) oraz fotografie rdzenia. Wykorzystano zarówno surowe, jak i przetworzone (w formie graficznej – *Geofizyka Toruń S.A.*) dane karotażowe oraz dostępne dane z kilku historycznych otworów wiertniczych. Na podstawie danych otworowych sporządzono mapy strukturalne oraz izopachytowe wytypowanych ogniw litostratygraficznych i powierzchni. Fotografie rdzenia oraz własne obserwacje wykonane w trakcie profilowania niektórych otworów posłużyły autorom dla dokonania opisu litofacjalnego osadów najniższej części anhydrytu dolnego. Obrazy skanera XRMI wykorzystano przede wszystkim w celu określenia orientacji przestrzennej powierzchni i struktur geologicznych. Wyniki polowego analizatora XRF *Niton* były pomocne w określeniu przybliżonego składu petrograficznego analizowanych formacji osadowych.

RELIKTY DETRYTYCZNYCH TEKSTUR ORAZ STRUKTUR SEDYMENTACYJNYCH W WARSTWACH A1d-1

Pakiet osadów najniższej części anhydrytu dolnego osiąga zaledwie ok. 8–11 m miąższości w granicach obszaru badań (ryc. 2B, 3). Przeważają w nim grubokrystaliczne anhydryty określane umownie jako gruzłowe (np. Peryt i in., 1985; Peryt, 1994), wykazujące bardzo grube, słabo zaznaczone uławicenie. Stosunkowo jednorodne litofacjalnie osady tego pakietu można traktować jako jednostkę litostratygraficzną niższej rangi – tutaj umownie zwaną warstwami A1d-1, której korelacja nie przedstawia zasadniczych problemów na analizowanym obszarze (Mastalerz, 2023). Osady warstw A1d-1 różnią się od sąsiadujących osadów wyraźnie podwyższonym i równomiernym poziomem oporności elektrycznej, co pozwala na ich łatwą identyfikację na obrazach skanera XRMI (ryc. 3). Dolna granica tego pakietu jest wyraźna i ostra; przebiega w stropie zestawu cienko przewarstwiałych się anhydrytów i dolomitów najwyższej części wapienia cechsztyńskiego Ca1 (ryc. 4A). Granica górna jest gradacyjna, przebiegając w strefie istotnej zmiany teksturalno-strukturalnej (ryc. 4B).

Zalegający powyżej pakiet osadów anhydrytowych (umownie warstwy A1d-2) cechuje się wyraźnym, stosunkowo cienkim warstwowaniem, powszechnymi przewarstwieniami (cienkie warstwy i laminy) utworów o mieszanym składzie (anhydryt, dolomit/węglany, mułowiec, substancja organogeniczna) oraz drobniejszą krystalicznością (por. Durkowski, Mastalerz, 2024). Pakiet ten osiąga miąższość 15–35 m i reprezentuje sobą odrębną asocjację facjalną (ryc. 4B). W obydwu pakietach można zidentyfikować liczne relikty tekstur pierwotnych, synsedymen-

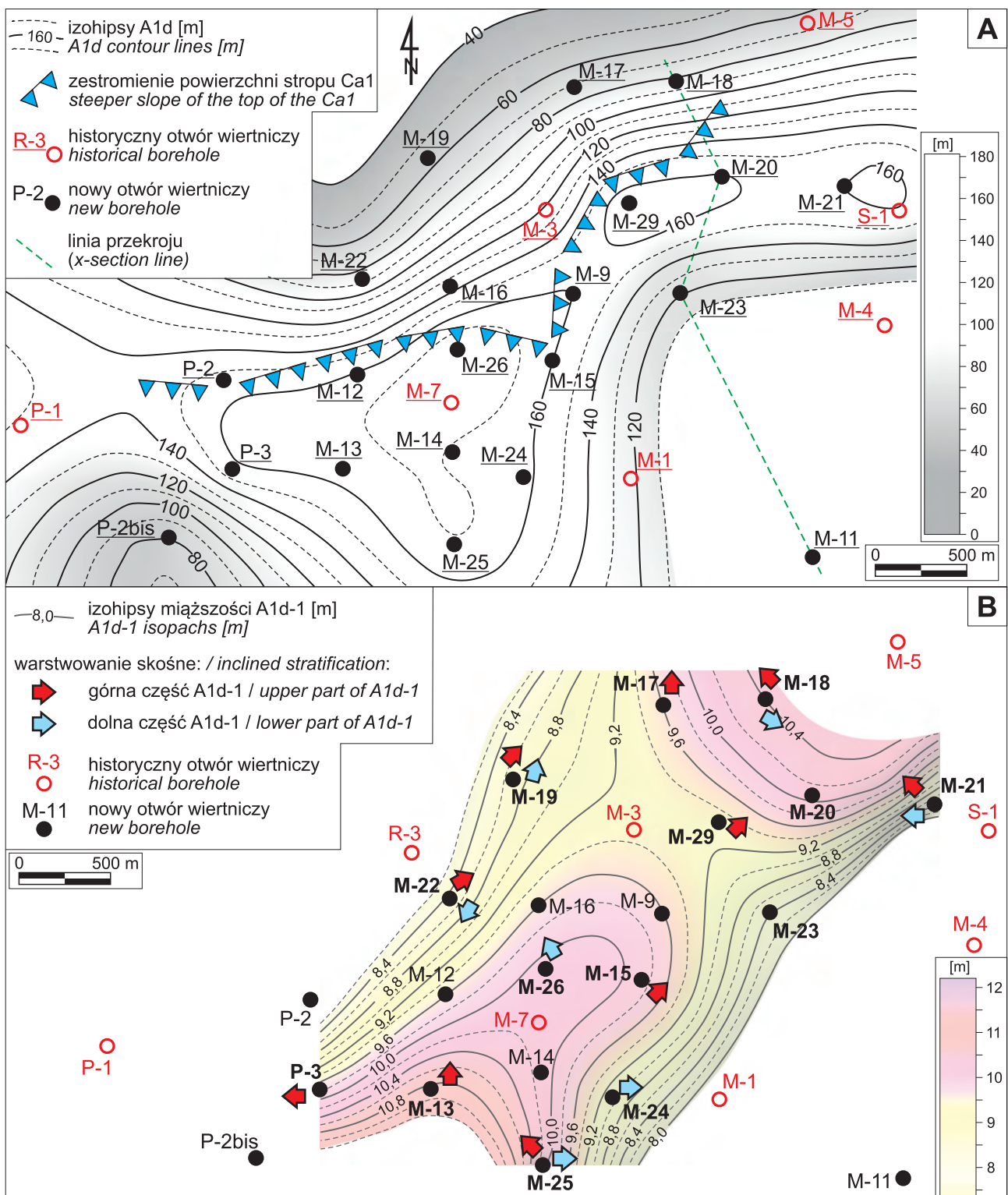
cyjnych tekstur okruchowych oraz związanych z nimi struktur (warstwowań) sedymentacyjnych.

Warstwy A1d-1 były dotychczas opisywane jako tzw. anhydryty gruzłowe (Peryt i in., 1985, 1992; Peryt, 1994). Takie opisowe określenie jest niejednoznaczne i nieściśle, kojarzące się jedynie z wtórną, diagenetyczną genezą tekstury gruzłowej wynikającą z zaawansowanej rekryształizacji pierwotnego osadu (m.in. Kendall, 1979a, b; Spencer, Lowenstein, 1990). Eliminuje ono także, niemal automatycznie, próbę wiarygodnej interpretacji warunków sedymentacji pierwotnych osadów tego typu litofacji.

Próba systematycznego, choć jedynie makroskopowego, opisu osadów warstw A1d-1 pozwoliła na identyfikację w ich obrębie szeregu odmian litofacjalnych. Część tych skał należy niewątpliwie wciąż pozostawić w obrębie ogólnej kategorii anhydrytów gruzłowych (*nodular anhydrite*). Obejmuje ona również odmiany opisywane jako trzewiowe (*enterolithic*), mozaikowe (*mosaic*) oraz pokrewne heterokrystaliczne cementacje anhydrytowe (*displacement cementation*). Miejscami zachowane są tu jednak również tekstury i struktury pierwotne, np. warstwowania palisadowe, pseudomorfozy po wachlarzowych skupieniach kryształów gipsu lub po zbliżniaczeniach typu *jaskółczych ogonów*. W skład warstw A1d-1 wchodzi także anhydryty wykazujące obecność reliktywów przeddiagenetycznych tekstur okruchowych i związanych z nimi struktur sedymentacyjnych. Tym samym warstwy A1d-1 tworzą specyficzną sukcesję stratygraficzno-facjalną. Niższy segment tych warstw budują zwykle w znacznej części płyty deformacyjne facji Anh-df (ryc. 5). Powyżej pojawiają się chaotyczne brekce/zlepiénce facji Anh-bx (ryc. 6), które zaczynają się przewarstwiać z odmianami warstwowanymi skośnie – facja Anh-bd (ryc. 7). W wyższych częściach profilu można coraz łatwiej zidentyfikować autochtoniczne warstwy i laminy siarczanowe (palisadowy gips). Przeplatają się one z wyklonowymi laminami o mieszanym składzie, złożonymi z detrytusu siarczanowo-węglanowego oraz węglanowego(?) mikrytu. Materiał detrytyczny wykazuje tu niekiedy normalne frakcjonowanie ziarna, a mikrytowe wypełnienia – delikatne, inicjalne laminacje typu mikrobialnego/stromatolitowego, podobne do opisanych wcześniej z tych osadów przez Peryta (1994, Figs. 13, 14). W najwyższej części wydzielenia A1d-1 warstwowanie skośnie zapada coraz bardziej poło.

Osady płytów deformacyjnych (litofacja Anh-df) cechują się obecnością znacznych rozmiarów fragmentów, często spłaszczonych i/lub o nieregularnych kształtach, złożonych z różnych odmian litologicznych. Znaczna część tych fragmentów wykazuje obecność deformacji (ryc. 5A, B) przypominających geometrię płyty deformacyjne znane z osadów osuwiskowych oraz kohezyjnych spływów. Miejscami można zidentyfikować przeguby nieregularnych, zanurzających się lub leżących fałdów, których skrzydła wykazują oznaki ścinania i rozcierania (ryc. 5A). Orientacja nieostrej stratyfikacji ulega zwykle częstym zmianom nawet na niewielkich odcinkach rdzenia. Nieznacznej miąższości pakietu wykazujące wyraźniejsze oznaki skośnej stratyfikacji są przeplatane grubszymi interwałami o chaotycznej teksturze lub zawierającymi deformacje fałdowe (ryc. 5B).

Masa wypełniająca o ciemnoszarym zabarwieniu jest złożona z drobnych okruchów anhydrytowych, mieszaniny substancji węglanowej, mułowcowo-ilastej oraz organicz-

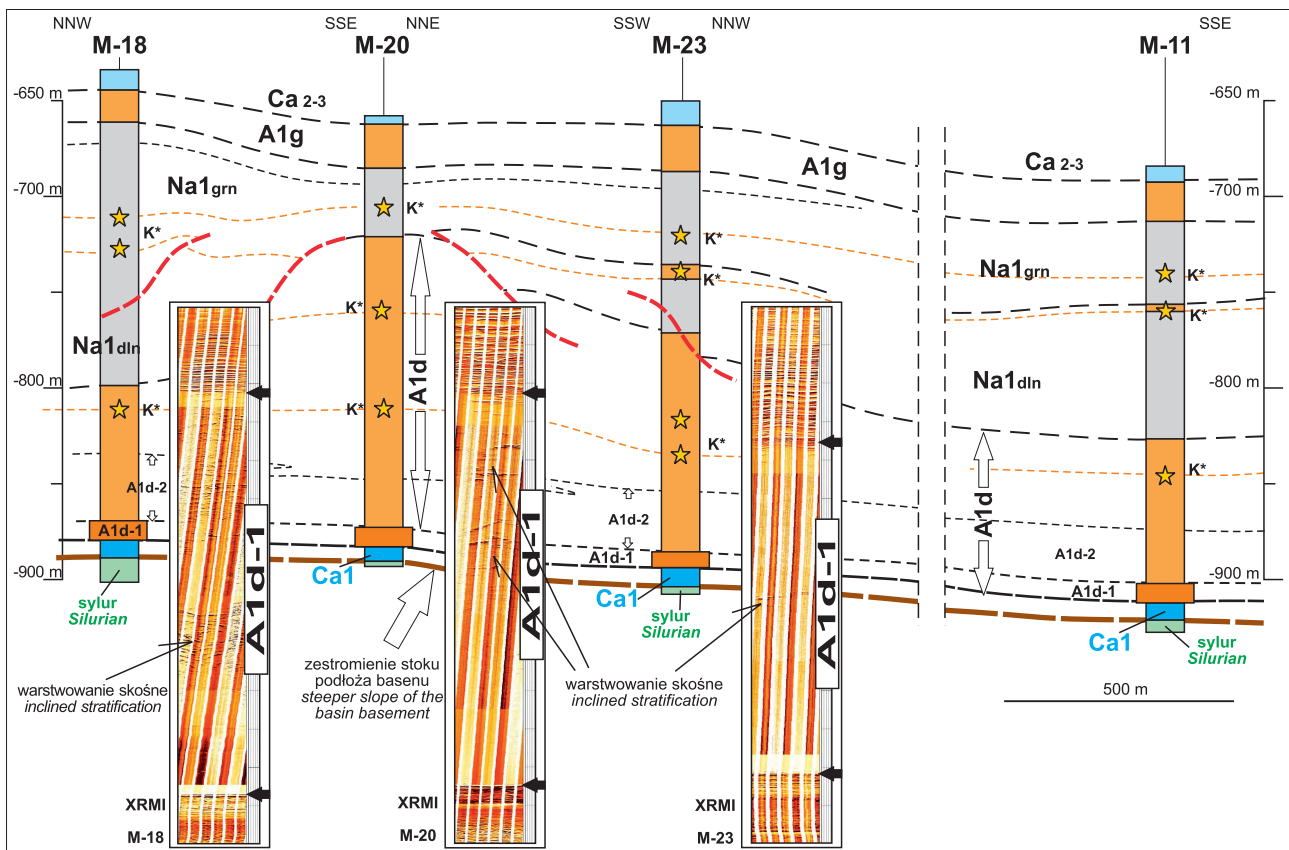


Ryc. 2. A – mapa miąższości anhydrytu dolnego (A1d) w okolicach Mieroszyna (głębokości w metrach), B – mapa miąższości warstw A1d-1 oraz kierunki nachylenia warstwowań skośnych

Fig. 2. A – isopach map of the Lower Werra Anhydrite near Mieroszyno (in metres), B – isopach map of the A1d-1 sub-member with directions (arrows) of the inclined stratification

nej. Na przeciętych powierzchniach rdzenia widać, że granice pomiędzy szkieletem ziarnowym a masą wypełniającą są często zatarte, nieostre i niewyraźne (ryc. 5). Jest to wynikiem nie tylko późniejszej rekrytalizacji, ale również braku wysortowania oraz złożonego składu osadów facji Anh-df. Duże, pierwotnie spłaszczone fragmenty (intraklasty) złożone z siarczanowo-dolomitowego mikrytu oraz

kalkarenitu (?) wykazują miejscami deformacje typowe dla nieskonsolidowanego osadu (ryc. 5C). Niektóre heterolityczne fragmenty o siarczanowo-węglanowym składzie i widocznym warstwowaniu są znajdowane w odwróconej pozycji, co dokumentują pseudomorfozy po pierwotnym, palisadowym gipsie (ryc. 5D).



Ryc. 3. Przekrój geologiczny ukazujący zarys interpretacji litostratygraficzno-tektonicznej serii osadów cyklotemu Werra w przekroju przez grzbiet anhydrytowy Mioszyna (lokalizacja przekroju – ryc. 2A); K* – prowizoryczne poziomy korelacyjne
Fig. 3. Outline of lithostratigraphic and structural interpretation of the Werra Cyclothem succession across the Mioszyno anhydrite ridge (for cross-section location see Fig. 2A); K* – provisional correlation horizons

Granice litofacji Anh-df są zwykle trudne do jednoznacznego zdefiniowania, nieostre i w wielu przypadkach prawdopodobnie nieplanarne. Materiał dokumentacyjny nie pozwala na jednoznaczne określenie geometrycznych form nagromadzeń osadów tej facji. Występują one w dolnej części kompleksu A1d-1 niemal we wszystkich analizowanych otworach okolic Mioszyna, osiągając 1,5–2,5 m miąższości. Struktury deformacyjne typowe dla nieskonsolidowanych osadów można również dostrzec w wyższych częściach kompleksu A1d-1. Są to jednak jedynie niewielkie zestawy lamin i cienkich warstw o różnych cechach teksturalnych, wykazujące konwolutive deformacje oraz oznaki rozciągania i rozcierania (ryc. 5E).

Anhydryty wykazujące relikty tekstur grubookruchowych są tu określane mianem brekcji/zlepieńców anhydrytowych – litofacja Anh-bx (ryc. 6). Fragmenty szkieletu ziarnowego facji Anh-bx osiągają rozmiary w zakresie od grubo- do drobnookruchowych, są najczęściej stosunkowo gęsto upakowane i cechują się słabym wysortowaniem. Wyjątkowo można stwierdzić odmiany lepiej wysortowane. Brekcje anhydrytowe cechują się zwykle brakiem wyraźnej organizacji fragmentów szkieletu ziarnowego, a ich strukturę wewnętrzną należałoby opisać jako chaotyczną lub masywną. Niekiedy jednak są tu dostrzegalne oznaki frakcjonowania ziarna (ryc. 6A) lub niewyraźnego warstwowania (ryc. 6B). Brekcje/zlepieńce Anh-bx wyróżniają się obecnością punktowych kontaktów fragmentów szkieletu ziarnowego.

Na podstawie obserwacji na nieprzeciętych powierzchniach rdzenia może się wydawać, że brekcje/zlepieńce facji

Anh-bx mają przeważnie monomiktyczny, anhydrytowy skład szkieletu ziarnowego. Miejscami można rozpoznać tu zarysy czystych, nieznacznie zaokrąglonych na narożach, podłużnych pseudomorfoz pogipsowych lub ich zbliżniczeń (ryc. 6C). Spotykane są również znacznych rozmiarów fragmenty anhydrytu, zwykle zaokrąglone, zbudowane z wewnątrznie niejednorodnego, silnie zrekrystalizowanego materiału (ryc. 6D). Zwykle jednak brekcje/zlepieńce Anh-bx zawierają również inne składniki. Obserwacje na powierzchniach przeciętego rdzenia ujawniają, że występują tu licznie okruchy skał węglanowych (ryc. 6E) oraz mniejsze, zaokrąglone fragmenty ciemniejszych agregatów (peloidów?) o mieszanym siarczanowo-dolomitczno-mułowcowym składzie (ryc. 6F).

Anhydryty litofacji Anh-bx cechują się zwykle ograniczoną ilością masy wypełniającej podobnej jak w litofacji Anh-df. Zazwyczaj kontury drobniejszych ziarn masy wypełniającej są niewyraźne, zatarte wskutek rekrystalizacji i mineralnych zmian metasomatycznych (ryc. 6C–F). Układ drobniejszych ziarn pomiędzy większymi fragmentami szkieletu ziarnowego wskazuje miejscami na wczesne, kompacyjne deformacje osadu.

Wystąpienia brekcji/zlepieńców Anh-bx w najniższej części anhydrytu dolnego (warstwy A1d-1) zazwyczaj nie ujawniają wyraźnych, ostrych granic, przechodząc w stopie i spągu w inne odmiany anhydrytu (ryc. 6A, B). Zdarzają się jednak wystąpienia podkreślone wyraźniejszymi granicami. Na podstawie rdzenia wiertniczego trudno jest jednoznacznie określić, czy osady facji Anh-bx występują jako warstwy, czy też tworzą inne formy. Typowe tekstury



←

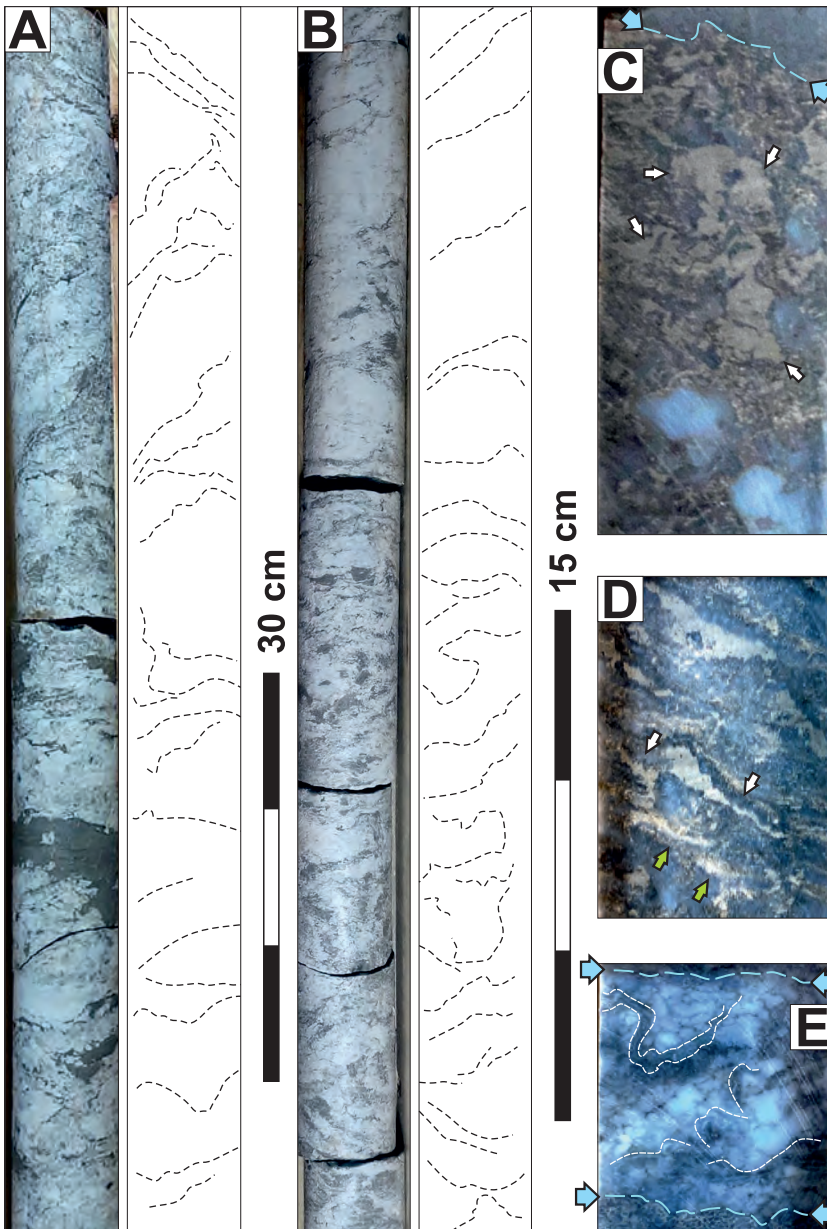
Ryc. 4. Granice warstw A1d-1: **A** – granica spagowa (białe strzałki) w otworze M-15 (903–906 m): osady facji płytów deformacyjnych dolnej części warstw A1d-1 przykrywające węglanowe osady wapienia cechsztyńskiego (Ca1); **B** – granica stropowa (białe strzałki) w otworze M-19 (890–893 m): przejście od anhydritów gruzłowych najwyższej części warstw A1d-1 do cienko warstwowanych niskokątowo anhydritów wyższej części anhydrytu dolnego (A1d-2)

Fig. 4. Stratigraphic boundaries of the A1d-1 Beds: **A** – lower boundary (white arrows), borehole M-15 (903–906 m): slump-related package of the lower A1d-1 Beds above the contact with carbonates of the Zechstein Limestone (Ca1); **B** – top boundary (white arrows), borehole M-19 (890–893 m): gradational contact between nodular anhydrite of the A1d-1 Beds and a distinctly low-angle stratified anhydrite of the upper parts of Lower Werra Anhydrite (A1d-2)

brekcjowe ujawniają się zdecydowanie jedynie wzdłuż ograniczonych przelotów rdzenia oraz w formie nieregularnych nagromadzeń o niewielkich rozmiarach.

Osady warstw A1d-1 wykazujące obecność reliktyw warstwowań skośnych są tutaj określane anhydrytami warstwowanymi skośnie (litofacja Anh-bd). Są to skały wykazujące obecność drobnych tekstur okrucowych, ale niekiedy również silniej przekryształizowane anhydryty gruzłowe. Mają one złożony, heterogeniczny charakter zawierając warstwy związane z krystalizacją z roztworu, jak również składniki detrytyczne (ryc. 7A) Skały te wykazują miejscami wyraźną obecność warstwowań skośnych na obrazach skanera XRMI (ryc. 3).

Obserwacje na przeciętych powierzchniach rdzenia ujawniają liczne relikty tekstur detrytycznych w osadach litofacji Anh-bd w niższych częściach warstw A1d-1. Wysortowanie materiału jest tu jednak zwykle słabe, skład polimiktyczny, kontury fragmentów zatarte wskutek rekryształizacji, a warstwowania skośne stosunkowo stromo nachylone i słabo widoczne (ryc. 7A, B). W wyższych częściach warstw A1d-1 osady tej facji wykazują wyraźniejsze warstwowania, mniejsze upady warstw oraz zdecydowanie heterolityczny, siarczanowo-węglanowo/ilasty skład. Wyróżnić tu można nieco grubsze warstwy ciemnego, krystalicznego anhydrytu, którym towarzyszą cieńsze soczewki lub nawet jedynie niewielkie „kieszenie” jaśniejsze



Ryc. 5. Osady facji Anh-df (płaty deformacyjne/osady osuwiskowe): **A** – silnie zdeformowane osady anhydrytowe z udziałem materiału węglanowego oraz terygenicznego, otwór M-21 (934,0–934,9 m); **B** – strefa płatów deformacyjnych przechodząca ku górze w niewyraźnie, stromo warstwowany zlepieniec/brekcję anhydrytową, otwór M-23 (915,0–915,9 m); **C** – intensywne deformacje dolomityczno-anhydrytowych fragmentów (białe strzałki) w osadach facji Anh-df; wyraźna powierzchnia z rozpuszczania (niebieskie strzałki), otwór M-16 (898,5 m); **D** – silnie przełamane warstwy osadów facji Anh-df, odwrócona pozycja części pakietu wskazana przez odwrotną pozycję pogipsowej struktury palisadowej (białe strzałki), zielone strzałki wskazują struktury palisadowe w normalnej pozycji na innym skrzydle płatu deformacyjnego, otwór M-29 (908,1 m); **E** – konwolutive deformacje niewielkiego zestawu (niebieskie strzałki) cienkich lamin anhydrytowych w środkowej części warstw A1d-1, otwór M-29 (903,1 m)

Fig. 5. Facies Anh-df (slump-like deposits): **A** – strongly deformed package composed of anhydrite, carbonate and subordinate terrigenous material, borehole M-21 (934.0–934.9 m); **B** – zone of strong convolutions passing upwards into a crudely stratified breccia/conglomerate, borehole M-23 (915.0–915.9 m); **C** – convolute-style deformations of large composite dolomite-anhydrite fragments (white arrows); note a distinct dissolution surface (blue arrows), borehole M-16 (898.5 m); **D** – strongly deformed and folded deposits of Anh-df facies; overturned package/limb is indicated by upside-down pseudomorphs of palisade gypsum (white arrows), green arrows indicate an upright position of the palisade crystals on the corresponding slab, borehole M-29 (908.1 m); **E** – small-scale (blue arrows) convolutions and stretching of thinly laminated anhydrite, middle part of the A1d-1 sub-member, well M-29 (903.1 m)

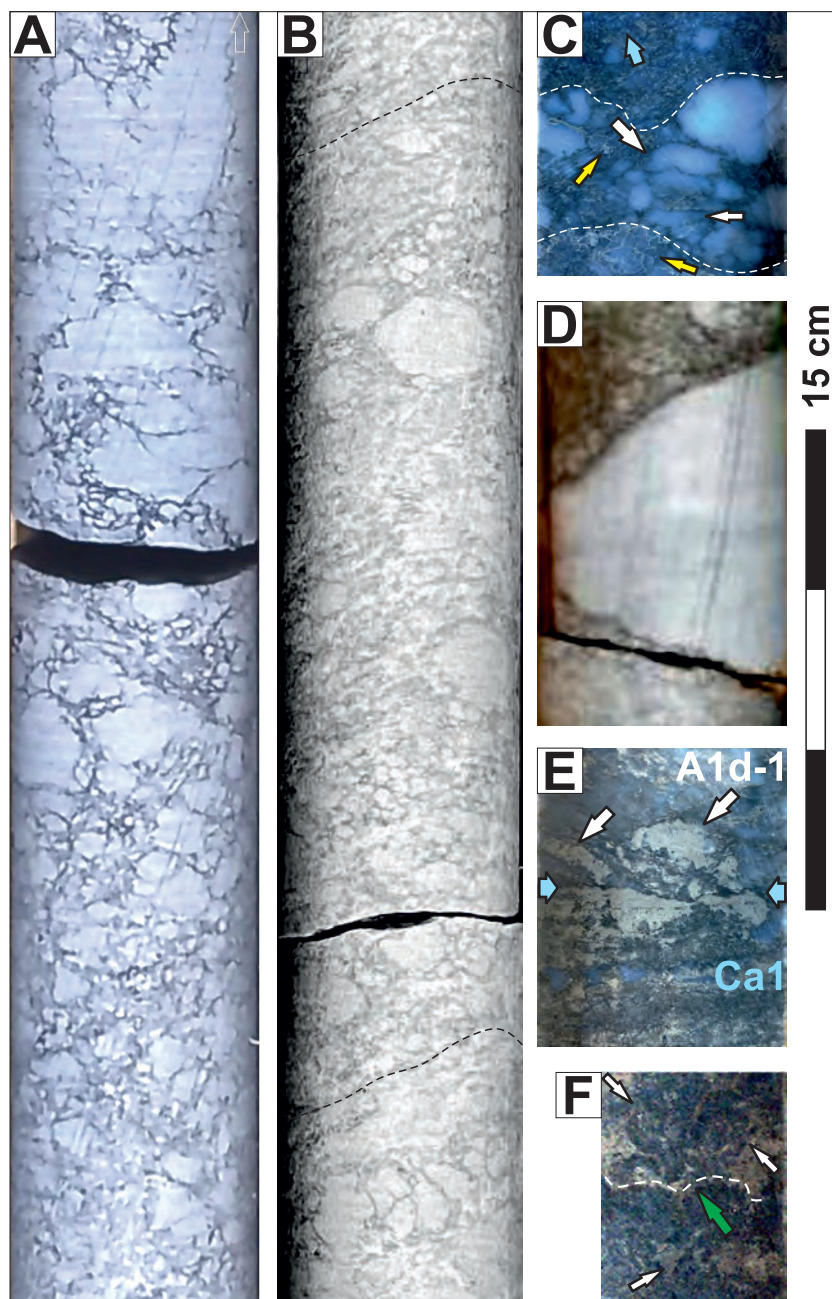
szego dolomitu zawierającego ostrokrawędziste fragmenty anhydrytu i dolomitu (ryc. 7C). Warstwy anhydrytowe wykazują często struktury palisadowe, których szczytowe części uległy miejscami zniszczeniu i pokruszeniu. Szczytowe części pogipsowych struktur wachlarzowych są zwykle zniszczone, a ostrokrawędzisty okruczowy materiał siarczanowy jest rozproszony w jaśniejszym, mikrytowym i/lub cienko laminowanym dolomicie powyżej (ryc. 7D). Miejscami są widoczne przekroje spękań typu synerezyjnego, gdzie węglanowe laminy są wyraźnie przerwane i elewowane (ryc. 7E).

INTERPRETACJA – PROCESY RESEDYMENTACJI

Trzy wyszczególnione odmiany litofacjalne poziomu A1d-1 dokumentują wydarzenia związane z mechaniczną dezintegracją i redepozycją pierwotnego materiału ewaporatowego, które miały miejsce przed jego ostatecznym pogrzebaniem i diagenetą. W obecnym stadium rozpoznania trudno byłoby te trzy odmiany jednoznacznie zakwalifikować do rozłącznych kategorii litofacjalnych. Wydaje się, że istnieje pomiędzy nimi wyraźne pokrewieństwo genetyczne.

Osady wykazujące obecność mniej lub bardziej wyraźnych płatów deformacyjnych oraz innych deformacji typu plastycznego są efektem masowego, kohezyjnego osuwania się pakietów nieskonsolidowanego osadu po nachylnych powierzchniach dna basenu. Obecność licznych fragmentów, w znacznej części zdeformowanych wskazuje, że procesom osuwiskowym podlegał przeważnie materiał wcześniej spękany, rozluźniony i częściowo rozdrobniony lecz wciąż nieskonsolidowany. Obecne miejscami nieregularne relikty bardzo stromych warstwowań sugerują, że procesy redepozycji masowej były zapoczątkowane i kontynuowały się częściowo na stromo nachylnych powierzchniach. Nie można wykluczyć kolapsyjnej genyzy części tych osadów.

Brekcje/zlepienie anhydrytowe (Anh-bx) są efektem niszczenia pierwotnych osadów siarczanowo-węglanowych oraz redepozycji bardzo nieznacznie przemieszczanego i niewysortowanego materiału okruczowego ze znacznym udziałem dużych fragmentów. Miejscami rozwój niewyraźnego, stromego warstwowania skośnego może wskazywać na inicjalne fazy transportu trakcyjnego. Nie doszło tu jednak do istotnej eliminacji materiału



Ryc. 6. Osady facji Anh-bx (brekcje/zlepieniece anhydrytowe): **A** – chaotyczna brekcja przechodząca ku górze w anhydryt gruzłowy, otwór M-15 (895,4–895,8 m); **B** – nieostro, stromo warstwowany zlepieniec anhydrytowy, otwór M-15 (898,2–898,6 m); **C** – przewarstwienia odmian osadów detrytycznych o różnych cechach teksturalnych; w środkowej części anhydrytowe pseudomorfozy po wydłużonych fragmentach kryształów gipsu (białe strzałki); zatarte i słabo widoczne drobniejsze anhydrytowe ziarna masy wypełniającej (żółte strzałki) otwór M-29 (901,2 m); **D** – znacznych rozmiarów otoczak anhydrytowy, otwór M-13 (882,3 m); **E** – zimbrykowane(?) ostrokrawędziste fragmenty skorupy węglanowo-siarczanowej (białe strzałki) tuż powyżej kontaktu (niebieskie strzałki) z wapieniem cechsztyńskim (Ca1), otwór M-29 (908,8 m); **F** – ciemne okruchy peloidalne w skale bogatej w węglanowe matriks (białe strzałki); zielona strzałka wskazuje pogipsową formę wachlarzową, otwór M-12 (880,4 m)

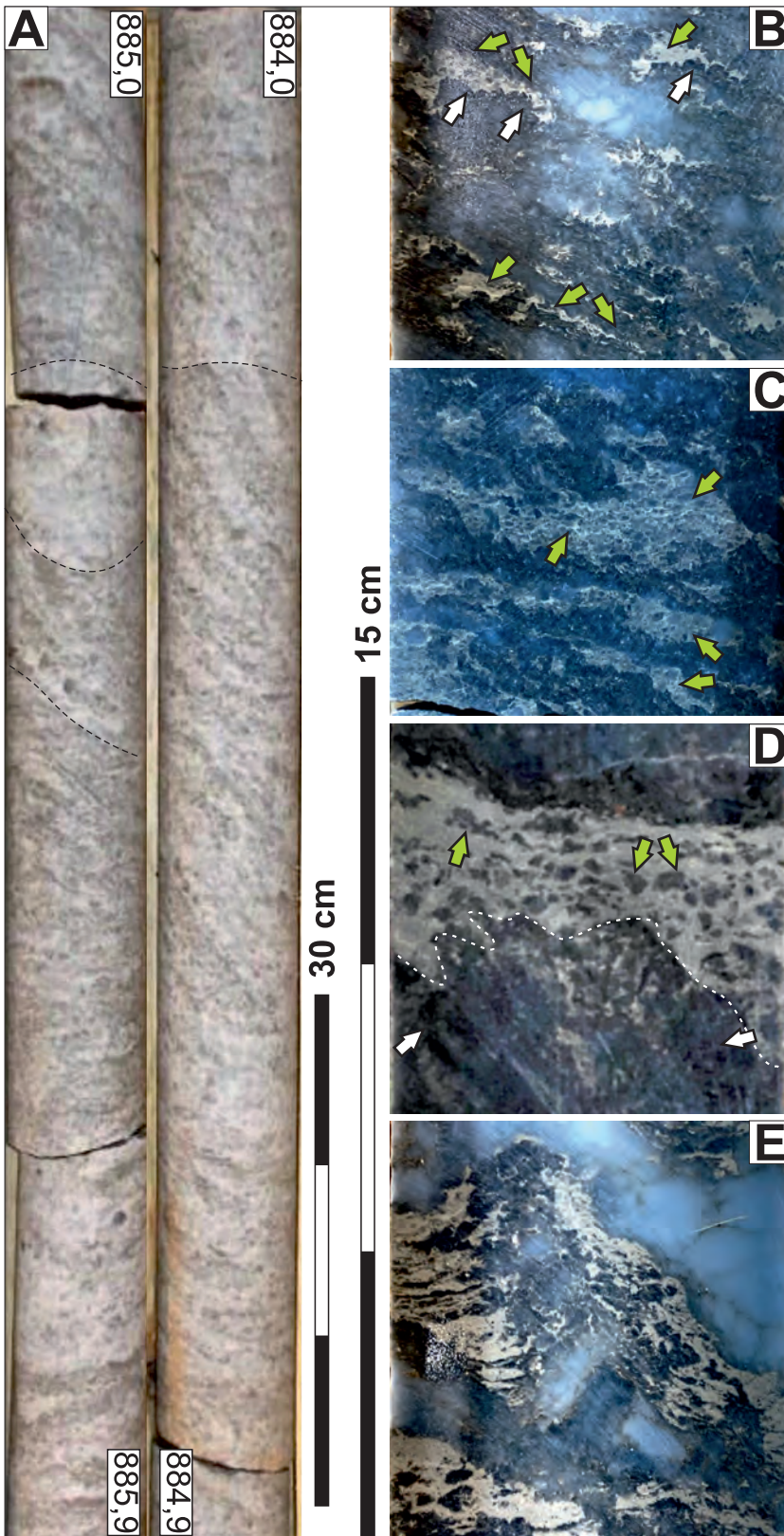
Fig. 6. Facies Anh-bx (breccia/conglomerate anhydrite): **A** – chaotic breccia turning gradually upwards into a nodular anhydrite, borehole M-15 (895.4–895.8 m); **B** – crudely steeply stratified anhydrite conglomerate, borehole M-15 (898.2–898.6 m); **C** – interbedded textural varieties of detrital anhydrite; large anhydrite pseudomorphs after elongated fragments of gypsum crystals indicated by white arrows; blurred and barely visible finer anhydrite grains of the filling mass (yellow arrows) borehole M-29 (901.2 m); **D** – moderately rounded anhydrite cobble (white arrows), borehole M-13 (882.3 m); **E** – imbricated(?) angular fragments of evaporitic crust just above the contact (blue arrows) with the Zechstein Limestone (Ca1), borehole M-29 (908.8 m); **F** – dark peloidal fragments surrounded by carbonate-rich matrix (white arrows); green arrow indicates an upright fan-like form after the gypsum crystals, borehole M-12 (880.4 m)

drobniejszych frakcji co świadczy o bardzo krótkim transporcie. Fragmenty szkieletu ziarnowego są zwykle nieobtoczone zachowując miejscami krystaliczny, pogipsowy pokrój. Nieco lepiej obtoczone okruchy zdarzają się rzadko, co również świadczy o bardzo krótkim transporcie i szybkiej redepozycji – być może są to jedynie efekty w części grawitacyjnego osypywania się rozdrobnionego materiału po stromym stoku. Część tych osadów ma prawdopodobnie charakter brekcji kolapsyjnych.

Cechą osadów warstwowanych skośnie (Anh-bd) jest ich heterolityczny charakter. Zawierają one występujące na przemian warstwy związane z krystalizacją materiału siarczanowego *in situ* na dnie oraz węglanowo-detrytyczne warstwy materiału częściowo redeponowanego. Materiał detrytyczny tych drugich, zwykle cieńszych, nieregularnych i nieciągłych warstw, stanowią ostrokrawędziste fragmenty siarczanowe, mniejsze ilości okruchów węglanowych, ilastych i/lub o mieszanym składzie. Ich spoiwem jest mikryt węglanowo-ilasty, często bardzo cienko laminowany (maty mikrobialne?). Niezniszczone szczytowe części krystalicznych struktur palisadowych wskazują kierunek stropu serii. Zniszczone, zdegradowane powierzchnie tych struktur wynikają z abrazji i częściowego rozpuszczania powierzchni dna. Najprostsza interpretacja opisanych tutaj warstwowanych heterolitów siarczanowo-węglanowych implikuje naprzemienne fazy spokojnego, chemicznego wytrącania siarczanów na dnie zbiornika oraz, sztorowego najprawdopodobniej, niszczenia siarczanowego dna i węglanowej cementacji gromadzącego się miejscami materiału okruchowego.

DYSKUSJA I WNIOSKI

Osady warstw A1d-1 mają heterogeniczny charakter i wielofazową genezę. Odmiany okruchowe osadów warstw A1d-1 są w zasadzie przynajmniej dwuskładnikowe, a nawet polimiktyczne. Brekcje/zlepieniece oraz osady osuwiskowe zawierają przede wszystkim fragmenty anhydrytu (pierwotnie gipsu) oraz skał węglanowych. Występują tu jednak również fragmenty skał o mieszanym węglanowo-siarczanowo-mułowcowym składzie, których część zachowała relikty pierwotnych laminacji. Odmiany warstwowane mają przeważnie heterolityczny, siarczanowo-węglanowy charakter. Udział materiału węglanowego jest znacznie mniejszy niż siarczanowego, jednak pierwotne proporcje tych skład-



←

Ryc. 7. Osady facji Anh-bd (anhydryty skośnie warstwowane): **A** – anhydryt o stromym, skośnym warstwowaniu wraz z udziałem struktur deformacyjnych o ograniczonym zasięgu, otwór M-13 (884,0–885,9 m); **B** – zestaw heterolitycznych warstw skośnych z licznymi pogipsowymi strukturami palisadowymi (białe strzałki) oraz nieciągłymi laminami i kieszeniami (zielone strzałki) wypełnionymi dolomitycznym mikrytem oraz fragmentami siarczanowych kryształów; w środkowej części rozległe, nieregularne przepojenie wtórnym anhydrytem, otwór M-29 (904,7 m); **C** – detrytyczne pseudomorfozy pogipsowe (zielone strzałki) w jasnych soczewkach i laminach dolomityczno-anhydrytowych, otwór M-29 (900,5 m); **D** – częściowo zabradowana pogipsowa forma wachlarzowa (białe strzałki) oraz nagromadzenie fragmentów pokruszonych kryształów (zielone strzałki) w dolomitycznej masie wypełniającej powyżej, otwór M-16 (894,4m); **E** – interpretowana strefa spękania (z wysychania?) i deformacji węglanowo-siarczanowej skorupy ewaporatywnej, przestrzeń otwartego pęknięcia wypełniona obecnie wtórnym anhydrytem, otwór M-29 (906,2 m)

Fig. 7. Facies Anh-bd (cross-bedded anhydrite): **A** – package of steeply stratified anhydrite with some small-scale deformations, borehole M-13 (884.0–885.9 m); **B** – heterolithic set of cross bedded darker layers of post-gypsum palisade strata and lighter (white arrows), discontinuous laminae and pockets (green arrows) of dolomite micrite with angular fragments of sulphate crystals (tempestites); large irregular replacement by late diagenetic anhydrite in the middle, borehole M-29 (904.7 m); **C** – accumulations of detrital, angular fragments of after-gypsum pseudomorphs (green arrows) in lighter dolomite-anhydrite laminae and lenses, borehole M-29 (900.5 m); **D** – partly abraded top of an upright fan-shape cluster of gypsum crystals (white arrows), and accumulation of fragments of crushed crystals (green arrows) in a dolomitic matrix above, borehole M-16 (894.4 m); **E** – interpreted cross-section of a desiccation crack of the evaporitic crust, open fissure filled with a secondary anhydrite, borehole M-29 (906.3 m)

ników nie mogą zostać dokładniej oszacowane ze względu na silne efekty późniejszej cementacji i rekrystalizacji siarczanowej. Uwagę zwraca bardzo wysoki udział redepozycji w genezie osadów warstw A1d-1.

Wydaje się, że pierwotny charakter osadów warstw A1d-1 był podobny i znaczna ich część była deponowana oryginalnie w formie heterolitów siarczanowo-węglanowych (z domieszkami terygenicznego materiału mułowco-

wego oraz substancji organogenicznej). Heterolityczność górnej części tych warstw jest niewątpliwa; bimodalny skład redeponowanego materiału okruszowego wydaje się świadczyć o podobnym pierwotnym charakterze również i dolnej części warstw A1d-1. Siarczanowo-węglanowa heterogeniczność składników pierwotnego osadu wskazuje najprawdopodobniej na często zmieniające się warunki zasolenia i poziomu energii środowiska w analizowanej

części basenu cechsztyńskiego. Warstwowanie w górnej części warstw A1d-1 ma nie tylko heterolityowy charakter, lecz jego cechy wskazują, że jest ono wynikiem akumulacji rytmicznej. Palisadowe warstwy siarczanowe rejestrują okresy spokojnego, chemicznego wytrącania gipsu na powierzchni dna przy silnym zasoleniu. Powierzchnie stropowe tych warstw zachowały miejscami krystaliczne pogipsowe formy, jednak w innych miejscach szczytowe części palisad pogipsowych uległy abrazji. Takie zrównane powierzchnie są efektem lokalnej erozji dna związanej z wyraźnym wzrostem „energii środowiska”. Występujące powyżej tych powierzchni warstwy o mieszanym składzie zawierające ostrokrawędzisty materiał siarczanowy i drobniejszy węglanowo-ilasty, są efektem lokalnej redepozycji. Zdaniem autorów mamy tu do czynienia ze swoistą odmianą osadów sztormowych (*tempestites*). Wyższe części warstw o mieszanym składzie tworzą węglanowe mikryty, wykazujące delikatną laminację typu mikrobialnego, powstawały w warunkach spokojnego środowiska wodnego, lecz o wyraźnie mniejszym zasoleniu. Częste zmiany zasolenia wydają się być naturalnym następstwem okresowych warunków sztormowych i związanego z nimi mieszania się wód basenowych pochodzących z różnych jego części oraz wód opadowych. Sugerować tu można nawet sezonalny charakter znacznej części pierwotnych osadów warstw A1d-1 ich związek z klimatem typu monsunowego.

O ile interpretacja genezy heterolitycznych osadów chemogeniczno-sztormowych górnej części warstw A1d-1 wydaje się nie budzić wątpliwości, to jednak ciekawe jest, dlaczego pierwotne osady dolnej części A1d-1 ulegały kanibalizacji i niemal kompletnej redepozycji? Zastanawiające są znaczne kąty nachylenia warstw skośnych, które osiągają miejscami do 40°. Tak strome nachylenia warstwowań skośnych są spotykane jedynie wyjątkowo w osadach okrucowych. Stabilność tak stromych stoków depozycyjnych może być tłumaczona ostrokrawędzistym charakterem i płaskim, nieregularnym kształtem redeponowanych fragmentów. Niewątpliwie jednak redepozycja materiału dolnej części warstw A1d-1 odbywała się w warunkach wysokiej energii środowiska. Najniższe części tej sukcesji w wielu miejscach są zbudowane z osadów osuwiskowych.

Cechy lokalnych osadów białego spągowca, łupka miedzionośnego i dolnego wapienia cechsztyńskiego dokumentują stopniowy postęp transgresji cechsztyńskiej. Oolity, onkolity, stromatolity i cementy meniskowe stwierdzone w najwyższej części tego wapienia wskazują jednak na wyraźne spłylenie w końcowej fazie sedimentacji osadów tego ogniwa (por. Peryt, Piątkowski, 1977; Peryt i in., 1992; Raczyński i in., 2024). Wyższa część profilu warstw A1d-1 również sugeruje niewątpliwie płytkomorskie (powyżej sztormowej podstawy falowania) i fotyczne (maty mikrobialne?), choć bardziej zasolone środowisko. Trudno jest w takie płytkowodne ramy „wpasować” redeponowane w warunkach wysokiej energii osady niższych części warstw A1d-1. Wydaje się, że pierwotnie przynajmniej ich część tworzyła się w spokojnym, ponadpływowym środowisku nabrzeżnej sebhry, lecz następnie uległy one zupełnemu zniszczeniu i kanibalizacji (por. Vai, Ricci-Lucchi, 1977), najprawdopodobniej w trakcie postępującej transgresji. Wyższa część profilu warstw A1d-1 reprezentuje już jednak niewątpliwie spokojniejsze środowisko (międzypływowe

lub nawet poniżejplywowe) pozwalające na lepsze zachowanie chemogenicznych warstw palisadowych (por. Hardie, Eugster, 1971). Zmianę tę należy wiązać z pogłębieniem i oddaleniem od strefy przyboju lub, mniej prawdopodobnie, ze stopniowym spadkiem energii środowiska wywołanym innymi czynnikami (np. klimatycznymi).

Problemem pozostaje również relief powierzchni dna, na którym odbywała się chemogeniczna sedimentacja oryginalnych warstw zbudowanych z palisadowego gipsu. W najwyższej części warstw A1d-1 nachylenie tych warstw jest znikome, jednak w środkowej i dolnej części tych warstw jest ono miejscami stosunkowo strome (20–40°). A więc czy to pierwotna powierzchnia depozycyjna cechowała się tak silnie zróżnicowaną morfologią co jest sugerowane jako typowa cecha nabrzeżnej, ponadpływowej sebhry (m.in. Kendall, 1979b)? Być może jednak tak strome nachylenie warstw związane było z procesami synsedymencyjnych deformacji?

Porównanie map izopachytowych warstw A1d-1 oraz całego ogniwa A1d pokazuje, że przebieg anhydrytowego grzbietu Mieroszyna jest podobny do przebiegu strefy największych miąższości warstw A1d-1 (ryc. 2). Można więc sugrować, że wał osadów warstw A1d-1 był prekursorem znacznie większej formy akumulacyjnej – grzbietu Mieroszyna (por. Peryt i in., 1985). Dodatkowo przebieg obydwu form (A1d-1 i A1d) pokrywa się ze strefą zestromienia oraz załamania stoku w bezpośrednim podłożu sukcesji cechsztynu (ryc. 2), która być może jest związana z uskokami i spękaniami w skałach podłoża basenu (Durkowski, Mastalerz, 2025; por. Peryt 1994, ryc. 25). Intensywną redepozycję dolnych warstw A1d-1 można więc prawdopodobnie wiązać z reaktywacją głębszych stref tektonicznych i synsedymencyjną tektoniką. Byłoby to więc w opozycji do proponowanej ostatnio hipotezy o roli gipsowego diapiryzmu i/lub ogromnych komórek konwekcyjnych w powstawaniu wielkoskalowych grzbietów anhydrytowych (Głuszynski i in., 2025). Hipoteza ta zakłada, że powstawanie tego typu grzbietów nie zależy od ukształtowania powierzchni dna basenu ani też od czynników tektonicznych.

Pomiary orientacji powierzchni warstwowań skośnych uzyskane na podstawie obrazów skanera XRMI dowodzą, że miejscami warstwy te zapadają na zewnątrz od strefy największej miąższości warstw A1d-1 (ryc. 2B). Natomiast warstwowania skośne w wyższej części warstw A1d-1 są często nachylone ku N–NE, mniej więcej wzdłuż strefy maksymalnych miąższości warstw A1d-1. Nie jest jednak jednoznaczne czy nachylenie warstw skośnych odzwierciedla jedynie kierunek transportu materiału okrucowego (redepozycja i progradacja), czy może związane jest z formami powierzchni dna typu nieregularnych wzniesień (*mounds*) powstałymi uprzednio w wyniku powtarzających się naprzemian procesów rozpuszczania, krystalizacji, pęknięcia i nasuwania się skorupy ewaporatywnej nabrzeżnej sebhry (por. Kendall, 1979a). Wciąż nie można tu kompletnie wykluczyć pewnej roli późniejszych procesów o tektonicznym charakterze (Durkowski, Mastalerz, 2025).

Autorzy dziękują za wszelkie uwagi i recenzję artykułu prof. Tadeuszowi Perytowi i anonimowemu Recenzentowi

LITERATURA

- CZAPOWSKI G. 1987 – Sedimentary facies in the Oldest Rock Salt (Na1) of the Łeba elevation (northern Poland). *Lecture Notes in Earth Sciences*, 10: 207–224.
- CZAPOWSKI G., TOMASZCZYK M. 2014 – Baseny ewaporatowe cykli PZ1, PZ2 i PZ3 cechsztynu (górnym perm) w Polsce – studium miąższościowe. *Przegląd Solny*, 10: 49–64
- DURKOWSKI K., MASTALERZ K. 2024 – Inicjalne fazy akumulacji osadów „platformy siarczanowej” anhydrytu dolnego (A1d, cechsztynu) w okolicach Mioszyna-Pucka, Pomorze Gdańskie. IV Polski Kongres Geologiczny Poznań, Streszczenia Posterów, 207.
- DURKOWSKI K., MASTALERZ K. 2025 – Wskaźniki tektonicznego odkłucia na granicy anhydrytu dolnego (A1d) i najstarszej soli kamiennej (Na1) cyklotemu Werra w okolicach Mioszyna, Pomorze Gdańskie. *Przegląd Geologiczny*, 73 (6): 577–588
- GŁUSZYŃSKI A., JAROSIŃSKI M., DĄBROWSKI M., PERYT T.M. 2025 – Giant polygonal anhydrite ridges in the Southern Permian Basin. *Geology*, 53 (2): 109–113.
- HARDIE L.A., EUGSTER H.P. 1971 – The depositional environment of marine evaporates: a case for shallow clastic accumulation. *Sedimentology*, 16: 187–220.
- KENDALL A.C. 1979a – Continental and Supratidal (Sabkha) Evaporites. [W:] Walker R.G. (red.), *Facies Models*, Geosciences. Canada Reprint Series, 1: 145–157.
- KENDALL A.C. 1979b – Subaqueous Evaporites. [W:] Walker R.G. (red.), *Facies Models*, Geosciences. Canada Reprint Series, 1: 159–174.
- MASTALERZ K. 2023 – Interpretacja wybranych odcinków profili cechsztynu wynikających z wykorzystania zespołu danych geofizycznego karotażu wiertniczego z uwzględnieniem skanera formacyjnego XRMI oraz korelacji wyników obszaru Mioszyna. *Archiwum KGHM Cuprum Sp. z o.o. CB-R*, Wrocław: 1–88.
- ORSKA J., KOTOWSKI A., WROTNOWSKA B., WERNER Z., JAKUBICZ B., MARZEC M. 1967 – Dokumentacja geologiczna złoża polihality i soli kamiennej Chłapowo–Mioszyna. *Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego*, Warszawa, nr inw. 6071/2024.
- PERYT T.M. 1994 – The anatomy of a sulphate platform and adjacent basin system in the Łeba sub-basin of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), northern Poland. *Sedimentology*, 41 (1): 83–113.
- PERYT T.M., ANTONOWICZ L. 1990 – Facje i paleogeografia cechsztyńskiego anhydrytu dolnego (A1d) w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 38: 173–180.
- PERYT T.M., CZAPOWSKI G., DĘBSKI J., PIZON A. 1985 – Model sedimentacji ewaporatów cechsztyńskich na wyniesieniu Łeby. *Przegląd Geologiczny*, 33 (4): 204–211.
- PERYT T.M., CZAPOWSKI G., GAŚIEWICZ A. 1992 – Facje i paleogeografia cechsztynu zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Przegląd Geologiczny*, 40: 223–233.
- PERYT T.M., PIATKOWSKI T.S. 1977 – Stromatolites from the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Poland. [W:] Flügel E. (red.), *Fossil Algae*. Springer, 124–135.
- POBORSKI J. 1975 – O halogenicznych zjawiskach krasowych w permie górnym na wyniesieniu Łeby. *Przegląd Geologiczny*, 23: 325–328.
- RACZYŃSKI P., PERYT T.M., CHŁODEK K. 2024 – Controls on development of Late Permian Wuchiapingian reefs in the northern basinward part of the Brońsko Reef, western Poland. IV Polski Kongres Geologiczny Poznań, Streszczenia Posterów, 280.
- SPENCER R.G., LOWENSTEIN T.K. 1990 – Evaporites. [W:] McIlreath I.A., Morrow D.W. (red.), *Diagenesis*. Geoscience Canada, 4: 141–163.
- SZANIAWSKI H. 1966 – Facial development and paleogeography of the Zechstein within the Elevation of Łeba (in Polish with English summary). *Acta Geologica Polonica*, 16: 229–247.
- VAI G.B., RICCI-LUCCHI F. 1977 – Algal crust autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of the Northern Apennines. *Sedimentology*, 24: 211–244.
- ZIEGLER P.A. 1990 – Geological Atlas of Western and Central Europe (2nd ed.). Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.

Praca wpłynęła do redakcji 17.07.2025 r.

Akceptowano do druku 25.09.2025 r.