

Wskaźniki tektonicznego odkłucia na granicy anhydrytu dolnego (A1d) i najstarszej soli kamiennej (Na1) cyklotemu Werra w okolicach Mioszyna, Pomorze Gdańskie

Karol Durkowski^{1,2}, Krzysztof Mastalerz³



K. Durkowski



K. Mastalerz

Indicators of detachment at the contact between the Lower Werra Anhydrite and Oldest Halite (Zechstein) near Mioszyno, north-eastern Pomerania, Poland. *Prz. Geol.*, 73: 577–588; doi: 10.7306/2025.63

Abstract. The standard core photographs, wireline logs, XRMI scanner images and limited core observations were used to describe the nature of the boundary between the Lower Anhydrite (A1d) and Oldest Halite (Na1) formations of the Werra cyclothem, Zechstein, near Mioszyno, north-eastern Pomerania, Poland. These two formations are the most important elements of the Zechstein succession in the study area; both of them vary considerably in thickness, attaining 160–180 metres each. The A1d/Na1 contact is commonly considered as a sedimentary boundary which separates two contrasting lithological formations (anhydrite below and rock salt above). Our observations indicate that the A1d/Na1 surface originally had

the character of a time-transgressive, lithostratigraphic boundary. However, the primary sedimentary contact has been later (post-lithification stage) modified and locally affected by deformations and detachment-style displacements. Propagation of deformations and displacements was likely enhanced by the contrasting rheology of anhydrite and rock salt at their primary contact. Detachments conformed partly to the varied geometry (sulphate ridges/platforms and basins) of the primary depositional A1d/Na1 boundary. It is inferred that some detachments followed (and inverted?) the pre-existing normal, extensional faults. The timing and scale of the displacements cannot be unequivocally determined at this stage. Authors conclude that they were related either to compression regime resulted from the late Alpine regional shortening due to the Africa–Europe continental plate convergence, and/or to the Pleistocene continental glaciation and initiation of incipient salt-pillow-style tectonics due to significantly increased overburden.

Keywords: Lower Anhydrite/Oldest Halite (A1d/Na1) boundary, detachment, formation scanner, wireline logs

W późnym permie obszar dzisiejszej przybałtyckiej części Pomorza Gdańskiego był usytuowany w północnej, przybrzeżnej części epikontynentalnego basenu sedimentacyjnego środkowej Europy (m.in. Peryt, Antonowicz, 1990; Peryt i in., 1992; Peryt, 1994). Cechsżyńska sukcesja osadowa tego basenu charakteryzuje się specyficzną strukturą cykliczną i jest powszechnie traktowana jako typowa sukcesja osadów salinarnych. Centralne części basenu (np. środkowe Niemcy, środkowa Polska) są znane ze stosunkowo pełnego wykształcenia sukcesji cechsztynu i jej klasycznej, cyklotemowej struktury, natomiast profile przybrzeżnych, płytszych części basenu cechsztyńskiego są najczęściej niekompletne (m.in. Śliwiński, 1988; Wagner, 1988; Tucker, 1991; Peryt, Skowroński, 2021).

Cechsżyńska sukcesja osadowa w okolicach Mioszyna na Pomorzu, rozpoznana głębokimi otworami, jest właśnie niekompletna i nietypowa (ryc. 1B). Jednak jej najniższy litostratygraficzny człon, cyklotem Werra, jest tam kompletny i zawiera wszystkie zasadnicze elementy litostratygraficzne niższej rangi: biały spągowiec/zlepianiec podstawowy (S1), łupek miedzionośny (T1), wapień cechsztyński (Ca1), dolny anhydryt (A1d), najstarszą sól kamienną (Na1) i anhydryt górny (A1g).

Powszechnie przyjmuje się, że sole kamienne wydzielenia Na1 (najstarsza sól kamienna) w basenie cechsztyńskim środkowej i zachodniej Europy są oddzielone od niżej-

ległych anhydrytów A1d (anhydryt dolny) cyklotemu Werra powierzchnią, która powstała w wyniku procesów sedimentacyjnych. Takiej interpretacji przeczą jednak dane otworowe uzyskane w trakcie geologicznego rozpoznania i dokumentacji złoża polihalitu *Mioszyno* niedaleko Pucka na Pomorzu Gdańskim (ryc. 1A). Granica A1d/Na1, obserwowana w rdzeniach wiertniczych wielu otworów w obszarze tego złoża, jest ostra, równa, ma płanną geometrię, a miejscami nosi cechy niezgodności. Powierzchnie uławicenia formacji skalnych po przeciwnych stronach powierzchni granicznej A1d/Na1 zwykle wykazują odmienne nachylenie. Powierzchnia kontaktu poziomów A1d i Na1 często jest inaczej nachylona niż uławicenie w kontaktujących utworach. W pobliżu kontaktu miejscami obserwuje się spękania, powierzchnie uskokowe, rysy ślizgowe oraz deformacje typu fałdowego.

OBSZAR BADAŃ

W okolicach Mioszyna seria skał osadowych cechsztynu zalega na drobnoziarnistych skałach silikoklastycznych wieku sylurskiego, które stanowią tutaj stropowy element stratygraficzny platformy wschodnioeuropejskiej, przykrywającej prekambryjskie skały krystaliczne tarczy skandynawskiej (m.in. Wagner, 1988; Wagner, Peryt, 1998; Peryt, Skowroński, 2021). Takie pionowe następstwo

¹KGHM Cuprum – Centrum Badawczo-Rozwojowe, ul. gen. W. Sikorskiego 2–8, 53–659 Wrocław; karol.durkowski@kghmcuprum.com; ORCID ID: 0009-0002-5133-0141

²AGH w Krakowie – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

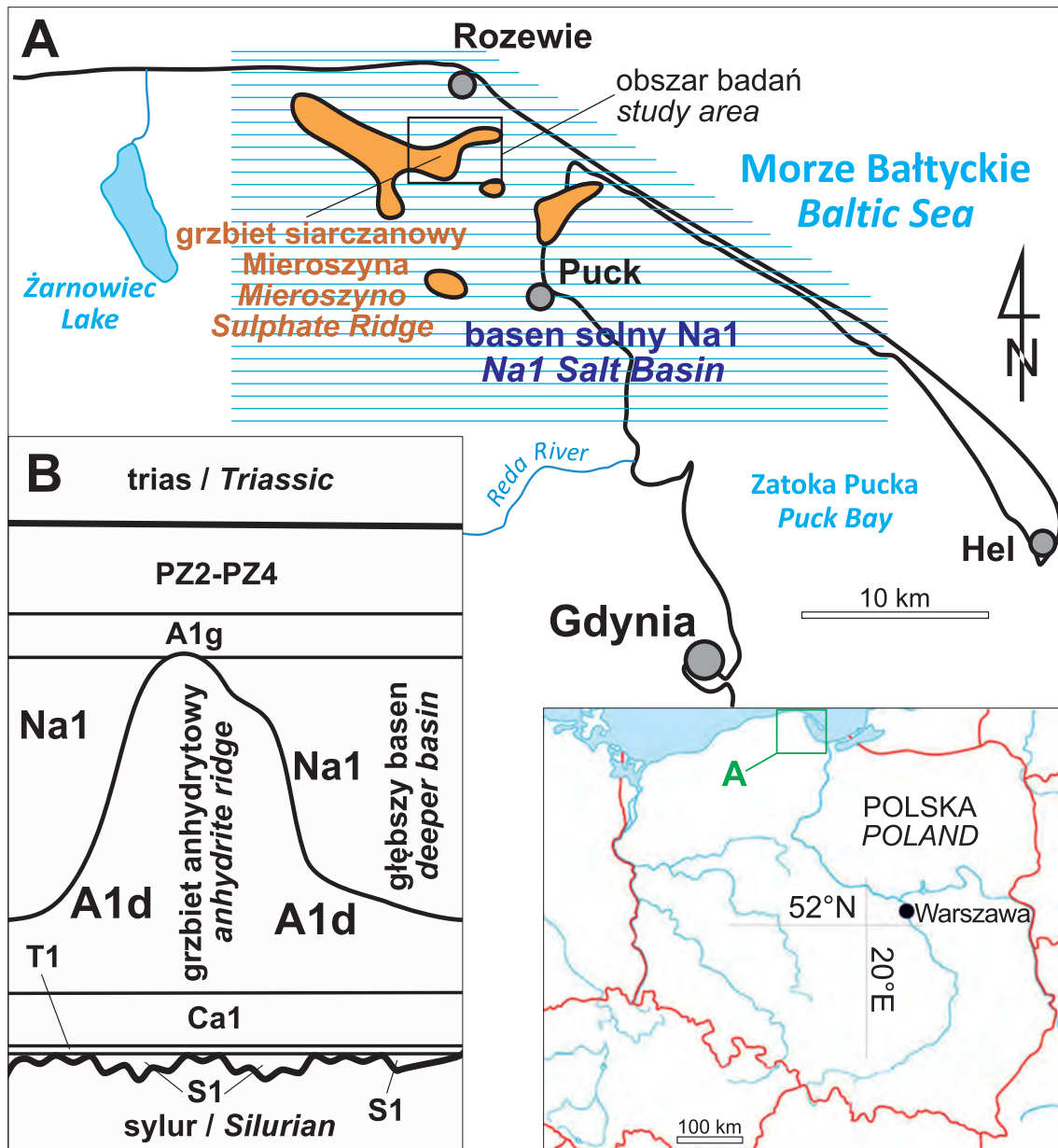
³Krzysztof Mastalerz Consulting Geologist, 2005 Bow Drive, Coquitlam, V3E 1X4, B.C., Canada; krzys_mastalerz@yahoo.com

warstw wskazuje na niezgodność i znaczną lukę stratygraficzną. Powierzchnia niezgodności występująca w spągu serii cechsztynu jest nachylona pod niewielkim kątem ku SSE i nieznacznie zróżnicowana topograficznie – w niektórych strefach jest nieco bardziej stroma. Bardzo podobną topografię ma stropowa powierzchnia wapienia cechsztyńskiego, na której również można obserwować wiele wąskich, nieciągłych stref zestromienia, które przebiegają w kierunku WSW-ESE (ryc. 2).

Biały spągowiec (S1), najniższy element litostratygraficzny cechsztynu, tworzy w granicach obszaru badań bardzo cienką i nieciągłą pokrywę transgresywnych osadów

silikoklastycznych. Osady te przykrywają powierzchnię niezgodności w stropie skał sylurskich. Niejednoznaczne wzmianki o podobnych osadach można znaleźć u Szaniawskiego (1966a, b) oraz Orskiej i in. (1967), jednakże otwory, których one dotyczą, znajdują się poza obszarem badań.

Łupek miedzionośny (T1) na całym obszarze badań (ryc. 1A) tworzy stosunkowo jednorodną warstwę o niewielkiej miąższości (kilkadziesiąt cm). Są to prawdopodobnie osady dystalnej części stosunkowo płytkiego szelfu, których depozycja odbywała się poniżej podstawy fałowania (Oszczepalski, Rydzewski, 1987; Peryt, 1994).



Ryc. 1. Obszar badań: **A** – lokalizacja na tle zarysu granic platform siarczanowych A1d i basenu solnego Na1 według Czapowskiego i Peryta, 2019; **B** – uproszczona kolumna litostratygraficzna serii osadów cechsztynu w okolicy Mieroszyna – cyklotem Werra: 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 cechsztynu

Fig. 1. Study area: **A** – location on the background contours of A1d sulphate platforms and Na1 salt basin after Czapowski, Peryt, 2019; **B** – simplified lithostratigraphic column of the Late Permian succession near Mieroszyno – Werra cyclothem: S1 – Weissliegend/Basal Conglomerate, T1 – Kupferschiefer, Ca1 – Zechstein Limestone, A1d – Lower Anhydrite, Na1 – Oldest Halite, A1g – Upper Anhydrite, PZ2–PZ4 – upper Zechstein

pletny zestaw wyników karotażu geofizycznego). Do określenia przestrzennej orientacji uławicenia, warstwowania, spękań i uskoków, a także parametrów geometrycznych niektórych struktur deformacyjnych, np. fałdów i uskoków wykorzystano także obrazy elektrycznego skanera formacyjnego XRMI o znacznej rozdzielczości, wykonane w 12 otworach wiertniczych w rejonie badań. Okazały się one bardzo przydatne do określenia orientacji powierzchni kontaktu A1d/Na1.

Wykorzystane dane karotażowe zostały wygenerowane i wstępnie przetworzone przez *Geofizykę Toruń S.A.* Wykorzystano zarówno dane surowe, jak i przetworzone, dostępne w formie graficznej. Zidentyfikowano granice wydzieliń litostratygraficznych cyklotemu Werra w poszczególnych otworach wiertniczych. Dokładnie opisano granicę oddzielającą anhydryty poziomu A1d od soli kamiennych poziomu Na1. Na podstawie danych otworowych sporządzono niezależne mapy strukturalne: spągu łupku miedzionośnego (T1), granicy A1d/Na1 oraz spągu i stropu anhydrytu górnego (A1g).

Kompletne zestawy fotografii rdzenia oraz własne obserwacje makroskopowe poczynione w trakcie standardowego profilowania otworów posłużyły do przybliżonego opisanie odmian litofacjalnych anhydrytu oraz soli kamiennej w strefie bliskiej granicy A1d/Na1. Dokonano również podstawowych obserwacji geologiczno-strukturalnych dotyczących relacji przestrzennych powierzchni kontaktu, uławicenia, warstwowania, spękań, powierzchni uskokowych oraz innych deformacji tektonicznych.

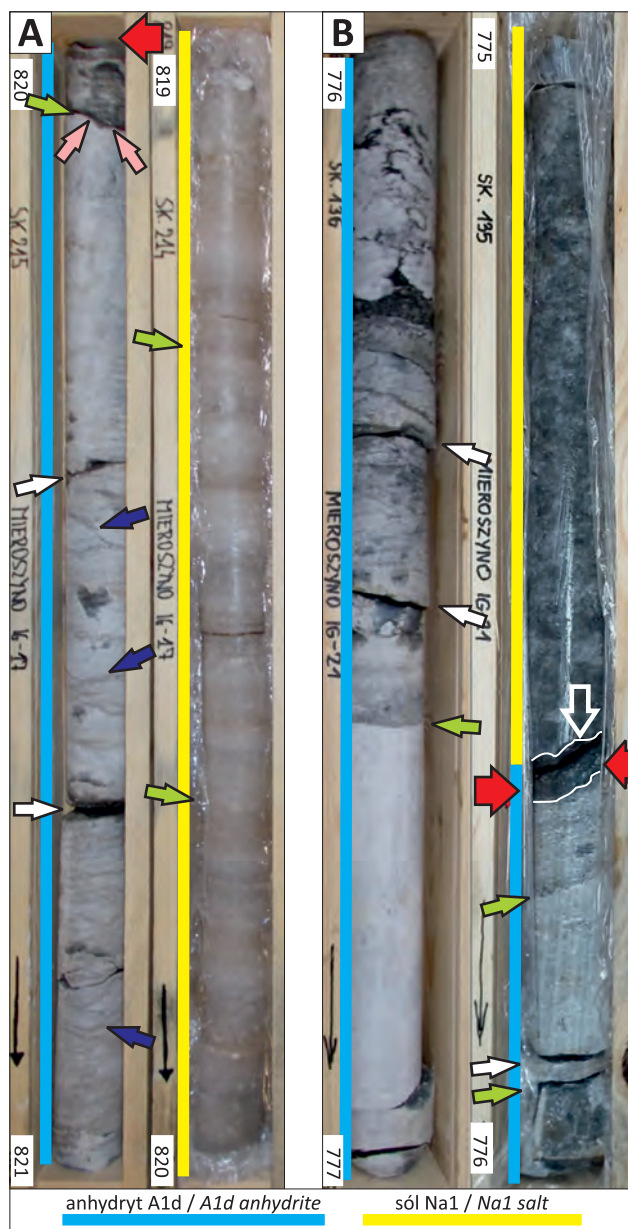
WYNIKI OBSERWACJI I POMIARÓW

Granice pomiędzy anhydrytem dolnym (A1d) i najstarszą solą kamienną (Na1) cyklotemu Werra w okolicach Mioszyna bardzo łatwo można zidentyfikować za sprawą kontrastu cech litologicznych tych skał. Zaskakuje jednak różnorodność litofacjalna obserwowana po obu stronach kontaktu.

Poniżej granicy A1d/Na1 występuje anhydryt, przeważnie białawy do jasnoszarego, średniokrystaliczny, który wykazuje nieregularne warstwowania soczewkowe, o średniej i małej skali (ryc. 3A). Jednak w kilku otworach w strefie kontaktu obserwowano także szare (do ciemnoszarych), wyraźnie warstwowane lub też laminowane, drobnoziarniste odmiany skał anhydrytowych o mieszanym składzie (ze znacznymi domieszkami minerałów ilastych, materii organicznej i węglanowej), które przewarstwiają się z jaśniejszymi anhydrytami nieregularnie warstwowanymi soczewkowo (ryc. 3B).

Powyżej granicy A1d/Na1 najpowszechniejszą odmianą facjalną soli kamiennej jest równoległe warstwowana, półprzezroczysta sól średniokrystaliczna barwy beżowej (ryc. 3A), w której miejscami występują cienkie laminy bardzo drobnokrystalicznego (detrytycznego?) anhydrytu lub i dolomitu. Jednak w profilach niektórych otworów na kontakcie z anhydrytem pojawiają się grubokrystaliczne sole barwy brunatnawoszarej lub prawie czarnej (ryc. 3B). Sole te są zwykle masywne, bez oznak regularnego warstwowania; miejscami ich tekstura jest grubookruchowa, brekcyjowa. Rzadziej ujawnia się grube, niewyraźne uławicenie.

Na podstawie obserwacji rdzeni wiertniczych z rejonu Mioszyna stwierdzono, że geometria powierzchni gra-



Ryc. 3. Odcinki rdzeni wiertniczych reprezentujące strefę kontaktu anhydrytu A1d z solą Na1 w rejonie Mioszyna: **A** – otwór M-17; **B** – otwór M-21. Objaśnienia: **czerwona strzałka** – granica A1d/Na1; **zielona strzałka** – uławicenie; **biała strzałka** – spękanie; **fioletowa strzałka** – warstwowania soczewkowe; **różowa strzałka** – nierówności powierzchni stropowej A1d; **pusta biała strzałka** – warstwa brekcji mułowcowej na granicy A1d/Na1

Fig. 3. Sections of drill cores representing the contact zone between the A1d anhydrite and Na1 salt in the Mioszyna region: **A** – borehole M-17; **B** – borehole M-21. Explanations: **red arrow** – A1d/Na1 boundary; **green arrow** – stratification; **white arrow** – fracture; **purple arrow** – lenticular bedding; **pink arrow** – uneven, rough top surface of A1d; **empty white arrow** – layer of mudstone breccia at the A1d/Na1 contact

nicznej A1d/Na1 jest zróżnicowana. W profilach niektórych otworów powierzchnia ta jest zupełnie wyrównana, ostra i planarna (ryc. 4A), w innych zaś charakteryzuje się wyraźną krzywizną (nie jest planarna), choć pozostaje równa i ostra. Jednak miejscami są na niej widoczne niewielkie nierówności i jest ona gruzłowata (ryc. 3A, 4B).

Przeważnie jest nachylona pod stosunkowo znacznym kątem (10–20°).

Uławicenie skał po obu stronach kontaktu A1d/Na1 przeważnie jest wyraźne inaczej zorientowane niż sama powierzchnia graniczna (tab. 1). Chociaż miejscami jest ono prawie równoległe do powierzchni tego kontaktu (ryc. 3A, B), co sprawia wrażenie, jakby granica ta była gdzieś tam zgodna (lub prawie zgodna). W niżejległym anhydrycie upad powierzchni uławicenia jest zazwyczaj tylko nieznacznie inny niż upad powierzchni kontaktu (ryc. 4A). W skale tej w strefie przykontaktowej są powszechne spękania. Natomiast uławicenie wyżejległej soli kamiennej Na1 często jest skośnie i bardziej stromo nachylone względem powierzchni kontaktu (ryc. 4B) i wyraźnie niezgodne z uławiceniem obserwowanym w anhydrycie. Tym samym granica A1d/Na1 miejscami sprawia wrażenie wyraźnej niezgodności kątowej, choć w pewnym sensie nietypowej (ryc. 4A, B).

Na obrazach skanera XRMI zapis powierzchni uławicenia i warstwowań anhydrytu A1d jest zazwyczaj wyraźny (ryc. 5, 6). Jednak w niektórych miejscach bywa on mało czytelny i bardzo trudny do interpretacji, pomimo równych ścian otworów (ryc. 5A). Niemniej obraz ścian 8 otworów (spośród 12) był na tyle wyraźny, że udało się rozpoznać nie tylko zasadnicze powierzchnie uławicenia, ale również szczegóły dotyczące stopniowych zmian uławicenia w profilu oraz orientację powierzchni niektórych struktur sedimentacyjnych (ryc. 5B).

W strefie sąsiadującej z granicą A1d/Na1 uławicenie anhydrytu A1d przeważnie zapada pod stosunkowo niewielkim kątem, rzędu kilku stopni (ryc. 5B, 6A, B), jednak lokalnie kąt ten bywa znacznie większy (ryc. 5B). Miejscami zapis XRMI ujawnia również sto-

sunkowo stromo zapadające powierzchnie spękań anhydrytu (ryc. 5A).

Zapis powierzchni uławicenia soli kamiennej, dobrze widoczny na zdjęciach rdzenia, na obrazach skanera XRMI często był, przynajmniej częściowo, zatarty (por. ryc. 3A, B oraz 5A, B). Taka sytuacja jest związana z powiększeniem średnicy otworu i nierównością jego ścian na skutek rozpuszczenia soli. Na podstawie obrazów XRMI orientację uławicenia soli kamiennej można było ustalić dopiero w pewnej odległości od kontaktu A1d/Na1 (ryc. 5B, 6A).

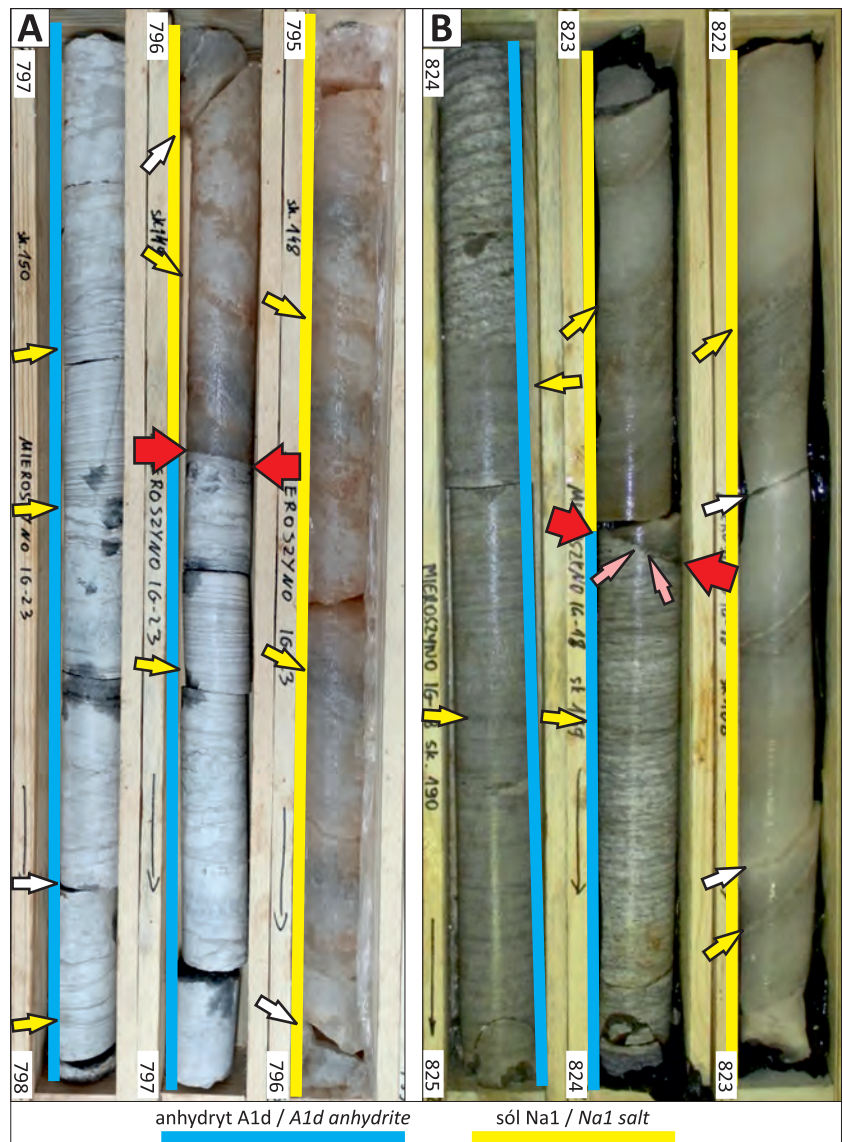
Orientacja i kąty upadu powierzchni uławicenia Na1 zdecydowanie różnią się od orientacji i kątów upadu powierzchni płaszczyzny kontaktu A1d/Na1 (ryc. 5B, 6B). Jedynie w profilach niektórych otworów azymuty tych powierzchni są podobne, jednak różnią się one kątem upadu (ryc. 6A). Orientacja uławicenia soli kamiennej w bezpośredniej strefie kontaktu z anhydrytem dolnym jest widoczna na obrazach XRMI jedynie w nielicznych otworach (ryc. 6B).

W czterech otworach zlokalizowanych na północnym skłonie grzbietu Mieroszyna azymuty upadów powierzchni uławicenia w najwyższej części A1d przyjmują kierunek północny (ryc. 7). Jednak orientacja powierzchni kontaktu A1d/Na1 znacznie się różni od orientacji powierzchni



Ryc. 4. Fragmenty rdzeni wiertniczych z rejonu Mieroszyna z widoczną strefą kontaktu anhydrytu A1d z solą Na1: **A** – otwór M-23; **B** – otwór M-18. Objasnienia: **czerwona strzałka** – granica A1d/Na1; **zielona strzałka** – uławicenie; **biała strzałka** – spękania; **fioletowa strzałka** – warstwowania soczewkowe; **różowa strzałka** – nierówności powierzchni stropowej A1d; **pusta biała strzałka** – warstwa brekcji mułowcowej na granicy A1d/Na1

Fig. 4. Fragments of drill cores from the Mieroszyno region with a visible contact zone of anhydrite A1d with salt Na1: **A** – borehole M-23, **B** – borehole M-18. Explanations: **red arrow** – A1d/Na1 boundary; **green arrow** – stratification; **white arrow** – fractures; **purple arrow** – lenticular bedding; **pink arrow** – uneven, rough top surface of A1d; **empty white arrow** – layer of mudstone breccia at the A1d/Na1 contact



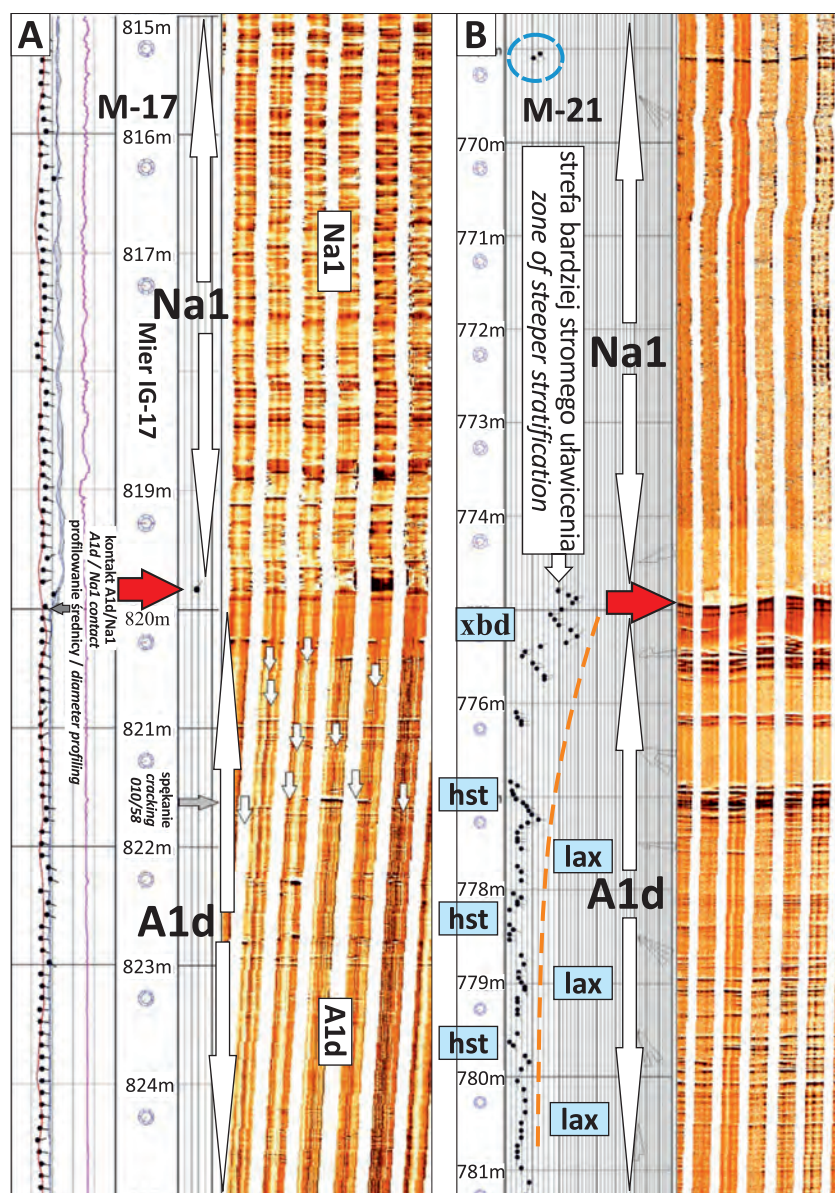
Tab. 1. Orientacja płaszczyzny kontaktu anhydrytu A1d i soli kamiennej Na1 oraz cech strukturalnych tych skał w rejonie Mioszyna (na podstawie obrazów XRMI)**Table 1.** Orientation of the A1d/Na1 boundary and the selected structural features of these rocks in the Mioszyno region (from XRMI)

Otwór wiertniczy <i>Borehole</i>	Kierunek upadu powierzchni A1d/Na1 <i>Dip direction of dipping of the A1d/Na1 surface</i>	Kierunek upadu uławiczenia <i>Dip direction of dipping of the stratification</i>		Orientacja spękań <i>Fractures orientation</i>	Uwagi (na podstawie fotografii rdzenia) <i>Remarks (based on core photographs)</i>
		A1d	Na1		
Północny skłon anhydrytowej elewacji Mioszyna <i>Northern slopes of the Mioszyno A1d anhydrite elevation</i>					
M IG-22	N	N-NW	W	–	
M IG-19	WNW	N-NW	SW-SSE	150/45	Nachylenie płaszczyzny kontaktu 2,5°; 3,5 m poniżej kontaktu spękania i fałdy; 5–7 m powyżej granicy deformacje <i>Contact inclined at 2.5°; fractures 3.5 m below and folds 5–7 m above the contact</i>
M IG-17	NNE	N	WNW(?)	010/65	Granica prawie równoległa do uławiczenia; spękania w A1d <i>Contact sub-parallel to stratification; fractures in A1d</i>
M IG-18	NW	NNE	WNW	?	
Wschodnia część anhydrytowej elewacji Mioszyna <i>Eastern part of the Mioszyno A1d anhydrite elevation</i>					
M IG-20	pozioma <i>horizontal</i>	S	?	025/35	Powierzchnia granicy nieregularna, nieplanarna, zdeformowana; fałdy i powierzchnie ślizgowe w pobliżu <i>Contact irregular; non-planar and strongly deformed; folds and slickensides? nearby</i>
M IG-21	ENE	E	SE	065/30	Wzrost kąta uławiczenia A1d przy kontakcie z Na1, odspojenie w małej skali, prawie równoległe do powierzchni kontaktu A1d/Na1 <i>Drag-related steepening of stratification in A1d near Na1 contact; small scale detachments subparallel to contact surface A1d/Na1</i>
Południowy skłon anhydrytowej elewacji Mioszyna <i>Southern slopes of the Mioszyno A1d anhydrite ridge</i>					
M IG-23	NW	NNW-ESE	W(?)	–	Granica zgodna z uławiczeniem A1d; uławiczenie Na1 stromo nachylone <i>Contact concordant to stratification in A1d; Na1 stratification steeply sloping</i>
M IG-15	SSE	SSE	?	100/24	Grubokrystaliczna, masywna sól Na1; spękania i dyslokacje(?) w A1d <i>Coarse crystalline, massive salt Na1; fractures and dislocations(?) in A1d</i>
P IG-3	–	SSW	–	–	Strop A1d bezpośrednio poniżej A1g <i>Top A1d covered directly by A1g</i>
M IG-13	–	SW	–	–	
M IG-25	–	N	–	–	
M IG-24	–	E	–	–	

uławiczenia soli Na1 i uławiczenia anhydrytu A1d. Z kolei w otworach zlokalizowanych na południowym skłonie grzbietu Mioszyna (M-15 i M-23) uławiczenie anhydrytu A1d zapada przeważnie na południe. Wyjątek stanowi przystopowa część profilu anhydrytu A1d w otworze M-23, gdzie oprócz interwałów anhydrytu o uławiczeniu zapadającym na południe, występują także interwały o uławiczeniu zapadającym na północny zachód (ryc. 7). W czterech innych otworach zlokalizowanych w południowej części grzbietu Mioszyna kierunki upadu uławiczenia w najwyższej części anhydrytu dolnego są zmienne, południowo-zachodnie w otworach M-13 i P-2b, wschodnie w otworze

M-24 oraz północne (co zaskakuje) w otworze M-25 (ryc. 7). Przy tym w profilach otworów M-13, M-24 i M-25 nie ma soli kamiennej Na1 – anhydryt A1d przykrywa bezpośrednio brekcje anhydrytowo-mułowcowe (BrA1).

Na obrazach ścian otworów M-15 i M-23 (wykonanych skanerem XRMI) powierzchnia graniczna A1d/Na1 ma niewielkie kąty upadu ku SSE oraz NW (ryc. 7). W profilach tych otworów w pobliżu granicy A1d/Na1 na obrazach ze skanera XRMI nie widać uławiczenia soli kamiennej Na1 (przyczyną może być grubokrystaliczna tekstura soli lub zła jakość ścian otworu). Jednak makroskopowe obserwacje rdzeni soli kamiennej ze wspomnianych



←

Ryc. 5. Strefa kontaktu anhydrytu A1d i soli kamiennej Na1 w rejonie Mioszyna (obrazy ze skanera XRMI wraz z wykresami strzałkowymi upadomierza): **A** – otwór M-17; **B** – otwór M-21. Objasnienia: **czerwona strzałka** – granica A1d/Na1; **białe strzałki** – powierzchnie spękań; **xbd** – umiarkowanie strome warstwowanie skośne; **lax** – warstwowanie niskokątowe; **hst** – warstwowanie płaskorównoległe

Fig. 5. The contact zone between the A1d anhydrite and Na1 salt in the Mioszyno region (images of XRMI scanner coupled with the dipmeter tadpole diagrams): **A** – borehole M-17; **B** – borehole M-21. Explanations: **red arrow** – A1d/Na1 boundary; **white arrows** – fractures; **xbd** – moderate-angle cross stratification; **lax** – low-angle cross stratification; **hst** – horizontal stratification; other explanations in text

otworów jednoznacznie wskazują, że sól ta jest uławicona, a uławicenie to pod znacznym kątem (20–35°) dochodzi do powierzchni granicznej A1d/Na1 (ryc. 4A, 4B). Na obrazie skanera otworu M-23, uławicenie soli jest widoczne dopiero ok. 30 m powyżej kontaktu A1d/Na1 i zapada ono pod umiarkowanym kątem (10–20°) w kierunku zachodnim (ryc. 7).

INTERPRETACJA WYNIKÓW I DYSKUSJA

Orientacja geometryczna oraz zróżnicowanie facjalne skał po obu stronach kontaktu A1d/Na1 w rejonie Mioszyna prowadzą do wniosku, że granica ta nie jest powierzchnią izochroniczną (choć obserwacje prowadzone w głębszej części basenu sedymentacyjnego mogą prowadzić do odmiennego wniosku).

Należy zwrócić uwagę na to, że w profilach wielu otworów w okolicy Mioszyna najstarsza sól kamienna w niższej części profilu jest beżowa, półprzezroczysta i wyraźnie uławicona (Czapowski, 1987, 1990; Czapowski, Tomaszczyk, 2014; Mastalerz, 2023). Tak wykształcona najstarsza sól kamienna pojawia się w profilach otworów

podziału tych osadów na mniejsze jednostki litostratygraficzne (Poborski, 1975; por. też Czapowski i in., 1993; Peryt i in., 2005; Mastalerz, 2023). W dokładniejszym rozpoznowaniu najstarszej soli kamiennej mogą okazać się pomocne wyniki geofizyki otworowej (np. spektralnego profilowania gamma), które przypuszczalnie dostarczą dodatkowych informacji o parametrach geochemicznych (i litologicznych). Niewątpliwie jednak granica A1d/Na1 jest diachroniczną powierzchnią litostratygraficzną o złożonej geometrii, która obejmuje liczne, oboczne zazębienia facjalne anhydrytu i soli kamiennej (ryc. 10; por. Mastalerz, 2023). O istnieniu takich zazębieni świadczy występowanie w soli kamiennej Na1 wkładek anhydrytowych i polihalitowych różnej miąższości, które można obserwować w rdzeniach kilku otworów w okolicy Mioszyna. Także Czapowski i in. (1993) oraz Peryt i in. (2005) jednoznacznie stwierdzili, że ta powierzchnia litostratygraficzna w okolicach Pucka jest diachroniczną.

Niezależnie od urozmaicenia litofacjalnego obserwowanego po obu stronach granicy A1d/Na1, jej powierzchnia nawiercona w okolicach Mioszyna jest zawsze bardzo wyraźna, a nawet ostra, i najczęściej wychylona

(tab. 1; ryc. 7). Kąt i azymut upadu powierzchni kontaktu są zróżnicowane, zazwyczaj różne nawet w sąsiednich otworach (ryc. 7). W kilku otworach zlokalizowanych na obszarze północnego skłonu grzbietu Mieroszyna na obrazach skanera XRMI można obserwować generalnie północne nachylenie powierzchni kontaktu A1d/Na1. Jednak kierunek ten zmienia się z północno-zachodniego na północno-wschodni (tab. 1; ryc. 7). Północne nachylenie powierzchni nawierconej otworami przeważnie zgadza się w przybliżeniu z północnym kierunkiem nachylenia skłonu tej części grzbietu Mieroszyna. Podobnie niekonsekwentny kierunek nachylenia powierzchni granicznej A1d/Na1 stwierdzono również w południowej części grzbietu Mieroszyna (ryc. 7). Obrazy skanera formacyjnego XRMI wydają się zdecydowanie przeczyć obecności identyfikowalnych powierzchni erozyjnych, które mogłyby zostać uznane za przyczynę tego typu niekonsekwencji. Nie dostarczają one również żadnych dowodów na obecność warstwowań formujących zestawy typu oblekającego w soli kamiennej tuż powyżej kontaktu. Geometria uławicenia soli Na1 tuż powyżej kontaktu A1d/Na1 świadczy także o tym, że nie jest to granica o charakterze przekraczającym (*onlap*), co można by było zakładać na podstawie tak silnie zróżnicowanej morfologii tej powierzchni. Również kierunki nachylenia uławicenia w obydwu jednostkach litostratygraficznych, określone na podstawie obrazów skanera XRMI w pewnym oddaleniu od powierzchni granicznej, zazwyczaj różnią się zdecydowanie od orientacji samej powierzchni kontaktu (tab. 1).

Materiał dokumentacyjny jednoznacznie wskazuje, że pierwotna granica sedymentacyjna A1d/Na1, oddzielająca produkty akumulacji (anhydryt i sól kamienna) dwóch odrębnych paleośrodowisk (asocjacji facjalnych) basenu ewaporatowego, została w późniejszym okresie, tzn. po lityfikacji, w istotny sposób zmodyfikowana. Modyfikacja ta przejawia się w formie ciągłych i nieciągłych deformacji oraz reorientacji wcześniejszych powierzchni depozycyjnych lub i erozyjnych. Ze względu na znaczny kontrast reologiczny skał kontaktujących z sobą wzdłuż granicy A1d/Na1 deformacje te nasiliły się właśnie w strefie kontaktu.

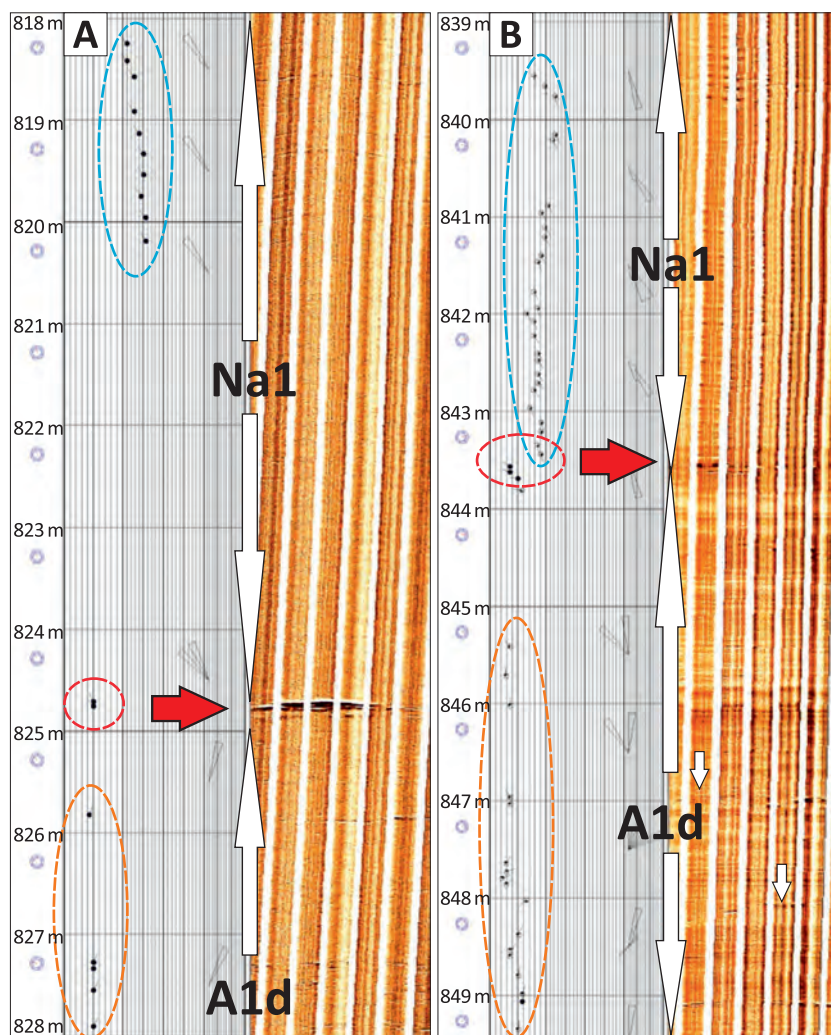
→

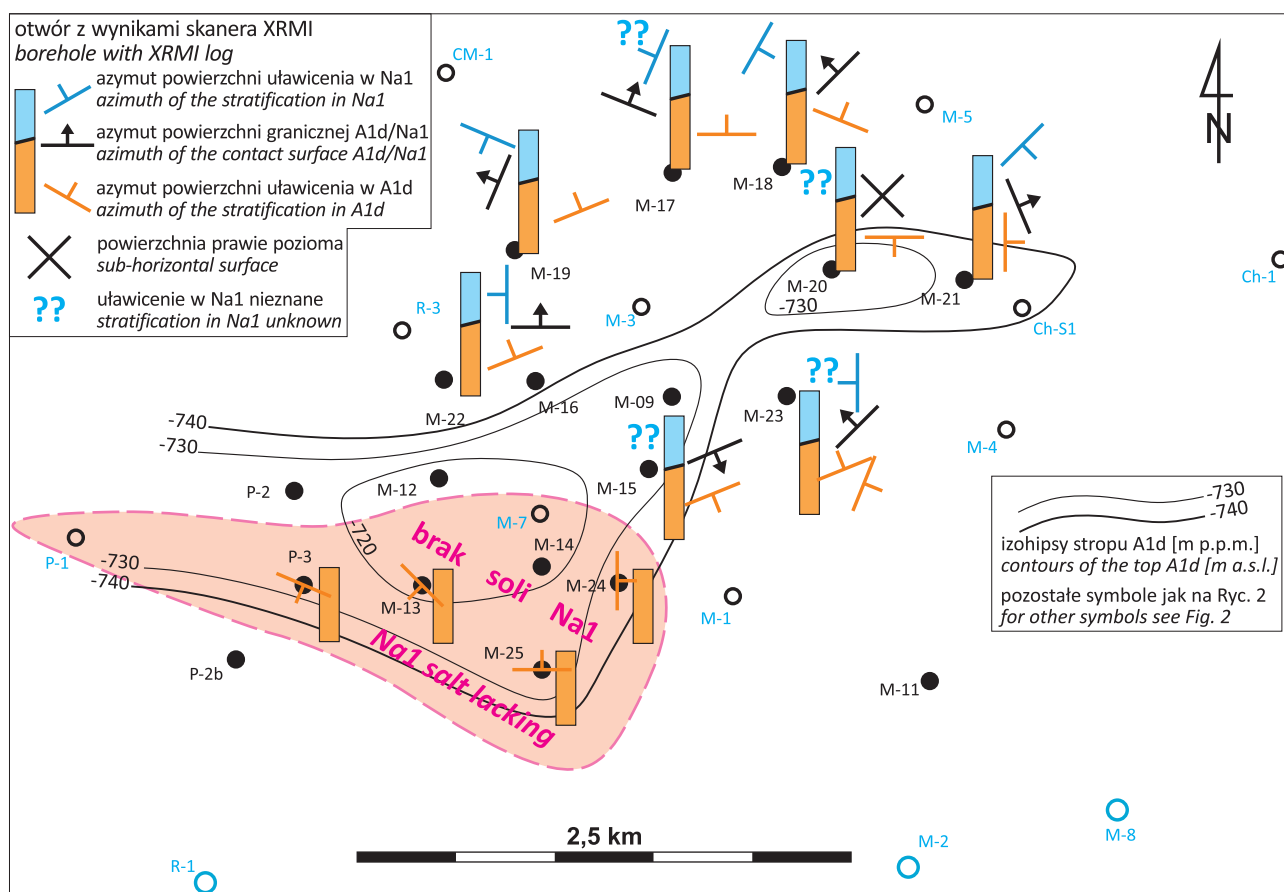
Ryc. 6. Strefa kontaktu anhydrytu A1d i soli kamiennej Na1 w rejonie Mieroszyna (obrazy ze skanera XRMI wraz z wykresami strzałkowymi upadomierza): **A** – otwór M-18; **B** – otwór M-19. Pozostałe objaśnienia na ryc. 5

Fig. 6. The contact zone between the A1d anhydrite and Na1 salt in the Mieroszyno region (images of XRMI scanner coupled with the the dipmeter tadpole diagrams): **A** – borehole M-18; **B** – borehole M-19. Other explanations: see Fig. 5

W anhydrycie w strefie przykontaktowej występują miejscami stromo nachylone spękania (ryc. 4A). Zazwyczaj jednak obserwacje rdzenia wykazują, że rozwijają się one wzdłuż pierwotnych powierzchni uławicenia. W takich przypadkach są one nachylone pod niewielkim kątem, a ich powierzchnie są nierówne (ryc. 3, 4), co powoduje trudności w ich jednoznacznej identyfikacji oraz odróżnieniu na obrazach skanera XRMI od struktur pochodzenia sedymentacyjnego. Również w soli kamiennej miejscami występują spękania (ryc. 3, 4), a nawet gęsto rozmieszczone, komplementarne powierzchnie inicjalnego kliważu spękaniaowego (ryc. 8A). Tego typu struktur nie można odwzorować za pomocą skanera elektrycznego XRMI. Jego zastosowanie umożliwia jednak ujawnienie deformacji uławicenia typowych dla podatnych ośrodków skalnych (ryc. 6B). W niektórych otworach, w strefach oddalonych od granicy A1d/Na1 o kilkadziesiąt metrów, w soli Na1 można obserwować efekty deformacji typu fałdowego (Mastalerz, 2023). Sporadycznie deformacje fałdowe soli Na1 są widoczne w strefie bezpośredniego kontaktu z niż-ejleżym anhydrytem (ryc. 8B).

Spękania i fałdowe deformacje skał na kontakcie A1d/Na1 wskazują, że w strefie tej można oczekiwać obecności bezpośrednich wskaźników mechanicznego przemieszczania, na przykład rys ślizgowych. Autorzy nie mieli do tej pory dostępu do wystarczającej ilości materiału rdzenia, aby zweryfikować tę tezę. Wyniki dotychczasowych obserwacji, przeprowadzonych w nielicznych, udo-





Ryc. 7. Orientacja uławicenia najstarszej soli kamiennej i anhydrytu dolnego w strefie kontaktu A1d/Na1 oraz orientacja powierzchni granicznej A1d/Na1 w rejonie Mioszyna w odniesieniu do ukształtowania powierzchni stropu A1d

Fig. 7. Relationship between attitude of the contact surface A1d/Na1, stratification in Na1 and A1d near the contact, and subsurface topography of the Mioszyna anhydrite A1d platform

stępnionych otworach, dowodzą jednak lokalnej obecności wyraźnych rys ślizgowych w przystropowej części anhydrytu dolnego na analizowanym obszarze (ryc. 9 A i B).

Cechy strukturalne obserwowane w strefie kontaktu A1d/Na1, przynajmniej częściowo niezgodnego, wyraźnie wskazują na tektoniczną modyfikację pierwotnie sedymentacyjnej powierzchni.

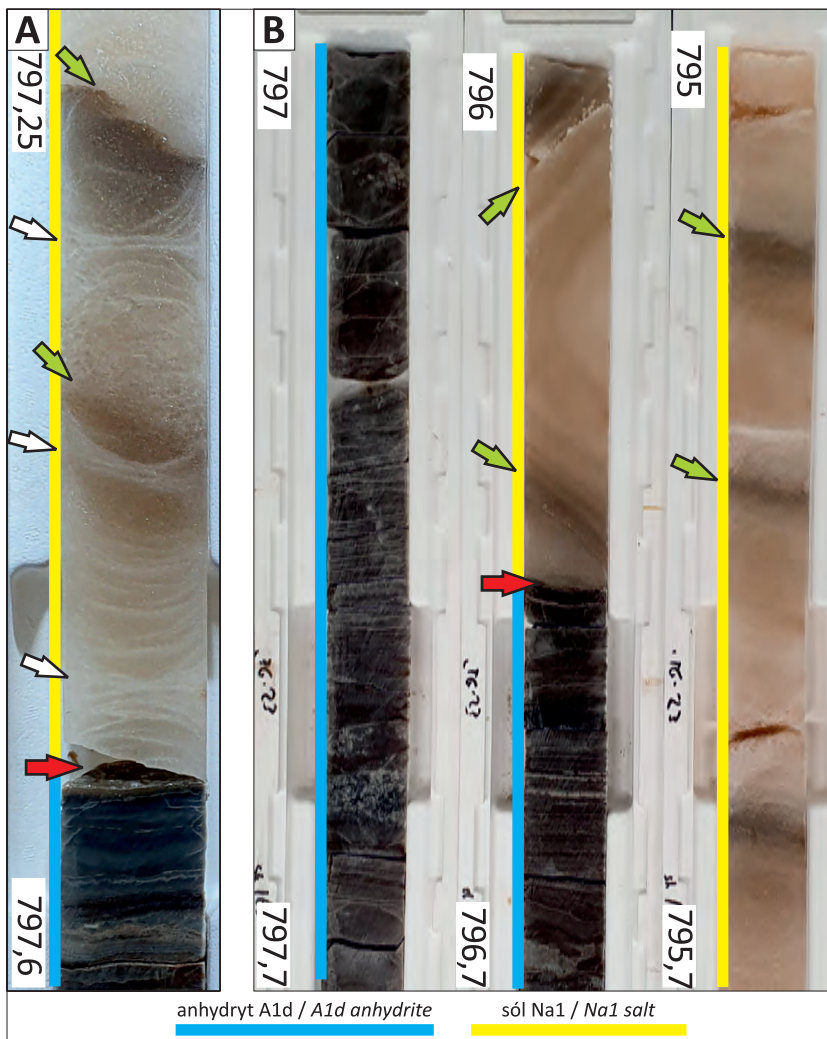
Ostatnio są publikowane sugestie dotyczące efektów późnoalpejskiej tektoniki związanej z kolizją płyt kontynentalnych Afryki i Europy, coraz częściej rozpoznawanych w różnych częściach Europy kontynentalnej. Przejawami deformacji tektonicznej tego etapu są stosunkowo powszechne struktury związane z inwersją starszych stref uskoku, a nawet z lokalnym nasuwaniem serii skał osadowych na ich metamorficzne podłoże (m.in. Krzywiec, 2006; Krzywiec i in., 2022; Stachowska, Krzywiec, 2023).

Zakładając tektoniczną genezę granicy A1d/Na1 warto spojrzeć na przestrzenne rozmieszczenie efektów różnego typu deformacji (ryc. 7). Szczególnie interesująca wydaje się zmienna orientacja uławicenia soli kamiennej Na1 na analizowanym obszarze i lokalnie zmienna orientacja powierzchni kontaktu A1d/Na1. Powierzchnie te nie dostosowują się dokładnie do morfologii powierzchni grzbietu Mioszyna.

Znaczna zmienność orientacji powierzchni uławicenia soli kamiennej Na1 i powierzchni kontaktu A1d/Na1 sugeruje, że charakterystyka pola naprężeń, z którym są

związane deformacje obserwowane w okolicach Mioszyna, była złożona. Warto w tym kontekście rozważyć koncepcję nt. tektonicznego oddziaływania plejstoceniowego lądolodu na osady przedczwartorzędowe, w tym na sól kamienną pogrzebaną na głębokości ok. 600–700 m. Miąższość pokrywy lodu na analizowanym obszarze była zmienna, ale osiągała 2,5 km (http://geoportal.pgi.gov.pl/zrozumiec_ziemie). Tak duże obciążenie prawdopodobnie istotnie wpływało na uwydatnienie niejednorodności pola naprężeń, wynikającej z wyraźnie zróżnicowanej morfologicznie powierzchni kontaktu A1d/Na1 (ryc. 2). O możliwym udziale lądolodu w powstawaniu dyskusowanych deformacji mogą świadczyć wybrzuszenia stropowej powierzchni soli kamiennej Na1, obserwowane po obu stronach grzbietu Mioszyna, przypominające inicjalne struktury poduszek solnych (ryc. 10; por. też: Orska i in., 1967). Należy podkreślić, że deformacje halokinetyczne na analizowanym obszarze nie są nową koncepcją, ponieważ już Szaniawski (1966) i Poborski (1975) wyraźnie zaznaczyli obecność tektoniki solnej na przekrojach geologicznych wyniesienia Łeby.

Wydaje się, że istotnym czynnikiem opisywanych deformacji była także morfologia stropu A1d i silne zróżnicowanie właściwości reologicznych anhydrytów A1d i soli kamiennej Na1. Skłony platformy siarczanowych były zapewne powierzchniami uprzywilejowanymi do zainicjowania przemieszczania się soli kamiennej – niezależnie od

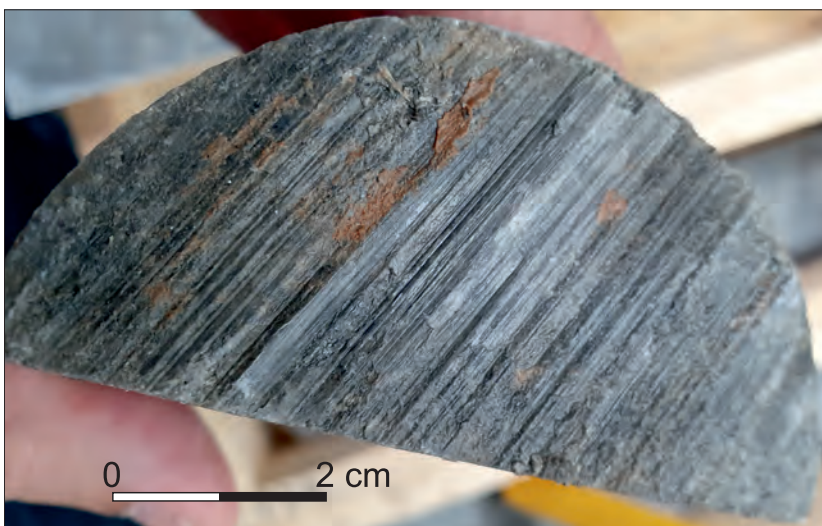


Ryc. 8. Strefa kontaktu A1d/Na1 (czerwone strzałki) widoczna w rdzeniach wiertniczych z rejonu Mioszyna: **A** – w otworze M-22 widoczne kątowe dochodzenie uławiczenia soli do powierzchni kontaktu z anhydrytem (zielone strzałki) i system komplementarnego klinażu spękania soli (białe strzałki); **B** – w otworze M-23 widoczny fragment fałdu i kątowe dochodzenie uławiczenia soli (zielone strzałki) do powierzchni kontaktu z anhydrytem
Fig. 8. A1d/Na1 boundary (red arrows) visible in drill cores from the Mioszyna region: **A** – in borehole M-22, note the stratification in Na1 salt inclined to the contact surface with the A1d anhydrite (green arrows), and development of the complementary system of the fracture cleavage (white arrows) in the salt Na1; **B** – borehole M-23, note the portion of a fold and the stratification in Na1 salt (green arrows) inclined to the contact surface with the A1d anhydrite

Jackson i Hudec (2017). Hipotezę o post-sedymentacyjnym pełzaniu soli potwierdzają: występowanie poduszek solnych w obszarach basenowych stropu anhydrytu A1d i brak soli Na1 lub jej niewielka miąższość w obszarach platformowych.

Znaczny kąt nachylenia powierzchni kontaktu A1d/Na1 wymaga dodatkowego komentarza. Obrazy uzyskane za pomocą skanera XRMI świadczą o tym, że nachylenie tej powierzchni jest zwykle wyraźnie większe niż nachylenie powierzchni granicznej interpretowane na podstawie danych głębokościowych, nawet wtedy, gdy kierunki nachylenia są podobne (tab. 1, ryc. 7). Wskazuje to dość jednoznacznie, że na analizowanym obszarze mamy najprawdopodobniej do czynienia z wieloma ograniczonymi przestrzennie powierzchniami tektonicznego odkłucia w strefie granicy A1d/Na1. Wydaje się, że przyczyna może wynikać z tego, iż proces odspajania przebiegał w znacznej części wzdłuż wcześniejszych powierzchni syn-sedymentacyjnych uskoków normalnych o listrycznej geometrii, których obecność została ujawniona na analizowanym obszarze na podstawie danych skanera XRMI (Mastalerz, 2023).

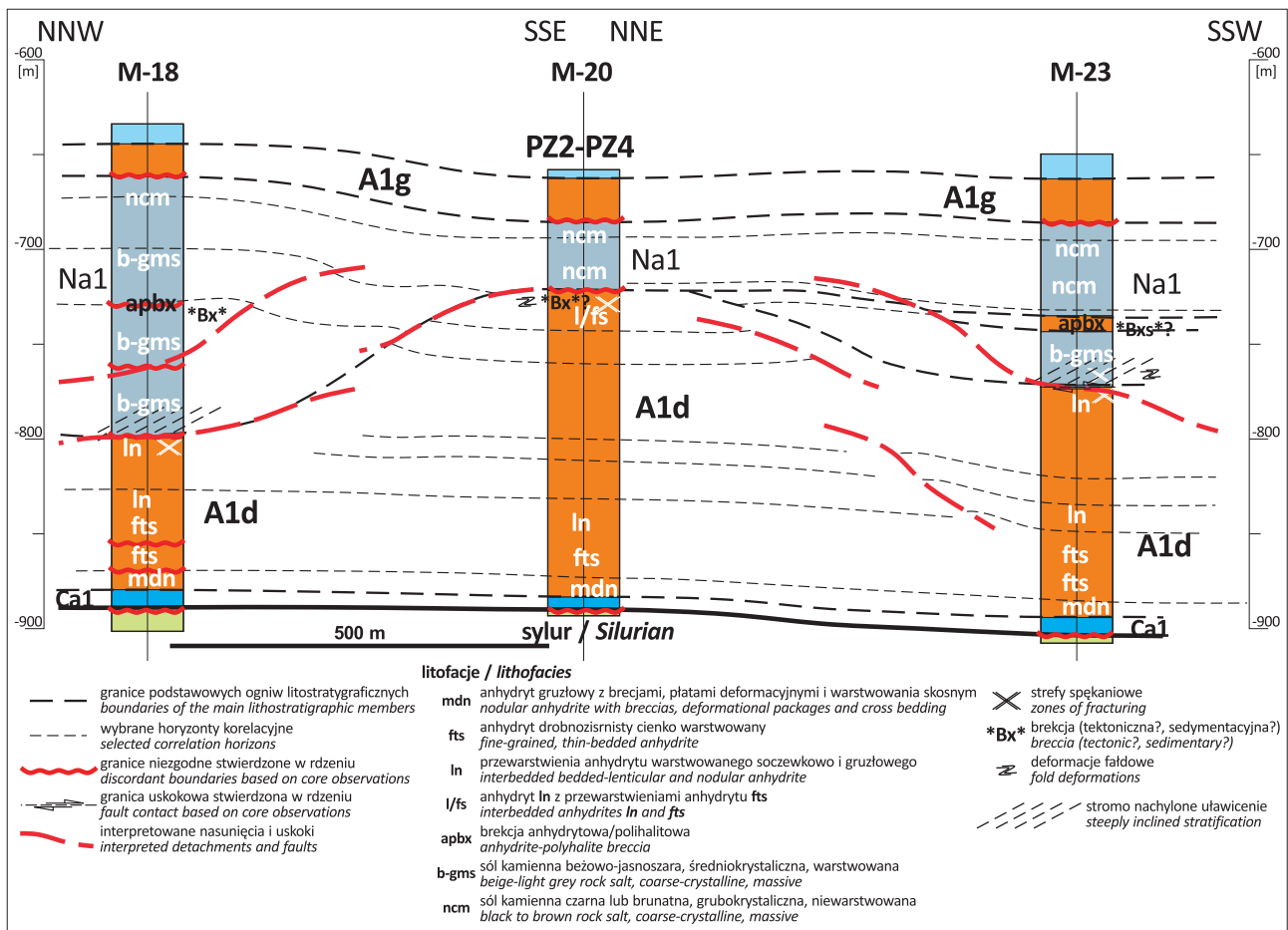
Jest oczywiste, że każdy materiał dokumentacyjny powinien być traktowany z odpowiednią dozą ostrożności, a obserwacje niejednoznacznej natury powinny być poddane baczniejszej weryfikacji. W przypadku obserwacji rdzenia wiertniczego z okolic Mioszyna należy zwrócić uwagę na to, że autorzy



Ryc. 9. Wyraźny systemem rys ślizgowych na powierzchni anhydrytu A1d z przystropowej części profilu, otwór wiertniczy P-3, głębokość 735,7 m
Fig. 9. Surface of tectonic displacement with a distinct system of slickensides at the topmost part of the Lower Anhydrite A1d, borehole P-3, depth 735.7 m

tęgo, czy przyczyną przemieszczenia był wyłącznie nacisk litostatyczny skał nadkładu soli Na1, czy też został on spotęgowany ciężarem pokrywy lodowej. Tęgo typu zjawiska opisali m.in. Van Der Pluijm i Marshak (2004) czy

z odpowiednią dozą ostrożności, a obserwacje niejednoznacznej natury powinny być poddane baczniejszej weryfikacji. W przypadku obserwacji rdzenia wiertniczego z okolic Mioszyna należy zwrócić uwagę na to, że autorzy



Ryc. 10. Przekrój geologiczny ukazujący zarys interpretacji litostratygraficzno-tektonicznej serii osadów cyklotemu Werra i grzbiету siarczanowego Mioszyna (lokalizacja przekroju na ryc. 2)

Fig. 10. Outline of lithostratigraphic and structural interpretation of the Werra cyclothem succession across the Mioszyna A1d Ridge (for cross-section location see Fig. 2)

nie byli obecni w trakcie wyjmowania rdzenia z rdzeniówki, układania go w skrzynkach i przecinania. Wyniki profilowania skanerem XRMI umożliwiły jednak dokonanie zapisu i pomiaru orientacji powierzchni granicznych, jak też określenie usytuowania struktur po obu stronach kontaktu (ryc. 6A, B).

Skaner formacyjny XRMI nie jest, niestety, narzędziem doskonałym. Rejestruje on parametry fizyczne przewiercanych skał jedynie z ograniczoną rozdzielczością i nie można oczekiwać, aby identyfikacja wszystkich struktur geologicznych była dostatecznie wyraźna, a ich interpretacja zawsze jednoznaczna. Problemy może stwarzać na przykład nieplanarne ukształtowanie ścian otworu wiertniczego, których orientacja nie może zostać jednoznacznie określona z zastosowaniem metody klasycznego pomiaru upadomierzem, jaką wykorzystują skanery formacyjne. Za przykład może posłużyć obraz anhydrytu poniżej kontaktu A1d/Na1 – stosunkowo wyraźny, lecz na pozór chaotyczny – wykonany skanerem XRMI w otworze M-17 (ryc. 5A). Na podstawie tego zdjęcia nie można określić orientacji uławicenia. Powodem tego jest nieregularne warstwowanie soczewkowe anhydrytu (nieplanarne granice zestawów i nierówności ich powierzchni) oraz wkładki warstw anhydrytu gruzłowego, którego tekstura jest bardzo trudna do odwzorowania za pomocą tego skanera.

Korzystając z dokładnego opisu powierzchni granicznych jednostek litostratygraficznych można zrewidować poprzednie interpretacje, często niepełne, i lepiej zrozumieć przyczyny zmian oraz historię rozwoju basenu sedimentacyjnego. Jednak w opracowaniach geologicznych często nawet próby dokładniejszego opisu tych granic są zaniebdywane (niemal tradycyjnie). W efekcie w interpretacjach są pomijane informacje, które mogłyby się przyczynić do pełniejszej charakterystyki geologicznej analizowanych serii skalnych.

WNIOSKI

Wyniki obserwacji granicy A1d/Na1 (anhydryt dolny/najstarsza sól kamienna), udokumentowanej głębokimi otworami w okolicach Mioszyna, pozwalają na sformułowanie następujących istotnych wniosków:

- powierzchnia graniczna A1d/Na1 jest diachroniczną granicą litostratygraficzną, która została istotnie zmodyfikowana przez późniejsze procesy tektoniczne;
- niezgodny kątowno kontakt najstarszej soli kamiennej (Na1) z anhydrytem dolnym (A1d) jest efektem tektoniki. W rejonie Mioszyna powstał on w wyniku lokalnego odspojenia serii najstarszej soli kamiennej (Na1) w jej spągu i przemieszczenia

powyżej pierwotnej powierzchni kontaktu z anhydrytem dolnym (A1d). Objawami tektonicznej natury tego kontaktu są spękania, rozwój kłwiasta spękania oraz deformacje fałdowe i rysy ślizgowe;

- procesy tektoniczne, które przyczyniły się do deformacji analizowanych serii skalnych, spowodowały reorientację pierwotnych powierzchni sedymentacyjnych w soli Na1 i doprowadziły do wykształcenia w niej uławiczenia stromo zapadającego w stosunku do powierzchni kontaktu i do uławiczenia niżejległego anhydrytu A1d;
- pole naprężeń w czasie deformacji tektonicznej było prawdopodobnie niejednorodne, co wynika ze znacznego stopnia rozrzutu parametrów orientacji poszczególnych grup analizowanych powierzchni. Geometria i cechy deformacji były uzależnione od reologii ośrodka skalnego, topografii powierzchni stropowej anhydrytu dolnego oraz przebiegu syndementacyjnych uskoków normalnych;
- deformacje i przemieszczenia tektoniczne następowały na analizowanym obszarze prawdopodobnie nie tylko w strefie granicy A1d/Na1, ale przebiegały również na wielu innych poziomach stratygraficznych, szczególnie takich, które cechowały się obecnością pierwotnych stref kontrastu reologicznego;
- czas i skala deformacji nie mogą zostać jednoznacznie określone na podstawie dokumentacji prezentowanej w tym artykule. Autorzy skłaniają się do sugestii o późnoalpejskim (kolizja płyty afrykańskiej i europejskiej), a być może nawet plejstocenijskim (wpływ obciążenia lodem) wieku deformacji. Najprawdopodobniej nie doszło tutaj do typowego nasunięcia tektonicznego wzdłuż jednej, walnej powierzchni, lecz do wielu lokalnych odkłuc i przemieszczeń na niewielką skalę.

Dziękujemy Recenzentom, w tym prof. Grzegorzowi Czapowskiemu, za ich krytyczne i cenne komentarze oraz pomoc w znacznym ulepszeniu naszego manuskryptu. Dziękujemy również KGHM *Polska Miedź* S.A. za udostępnienie materiałów na potrzeby badań.

LITERATURA

CZAPOWSKI G. 1987 – Sedimentary facies in the Oldest Rock Salt (Na1) of the Leba elevation (northern Poland). *Lecture Notes in Earth Sciences*, 10: 207–224.

CZAPOWSKI G. 1990 – Kontynentalne osady chlorkowe w górnym cechsztynie Polski. *Przegląd Geologiczny*, 38: 370–374.

CZAPOWSKI G., PERYT T.M. 2019 – Badania złóż soli kamiennej i potasowo-magnezowej prowadzone w Państwowym Instytucie Geologicznym. *Przegląd Geologiczny*, 67: 594–598.

CZAPOWSKI G., TOMASZCZYK M. 2014 – Baseny ewaporatowe cykli PZ1, PZ2 i PZ3 cechsztynu (górnym perm) w Polsce – studium miąższościowe. *Przegląd Solny*, 10: 49–64.

CZAPOWSKI G., PERYT T.M., ANTONOWICZ L. 1993 – Facies and paleogeography of the Zechstein (Upper Permian) Oldest Halite (Na1) in Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, 41: 217–227.

CZAPOWSKI G., NOWACKI Ł., CHEŁMIŃSKI J., GŁUSZYŃSKI A., SKOWROŃSKI L. 2018 – Ewaporaty górnego permu (cechsztyń) na obszarze centralnej części monokliny przedsudeckiej (SW Polska) – warunki występowania i wykształcenie. *Przegląd Solny*, 14: 29–53.

JACKSON M.P.A., HUDEC M.R. 2017 – *Salt Tectonics. [W:] Salt Tectonics: Principles and Practice.* Cambridge University Press.

KRZYWIEC P. 2006 – Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. *Geological Quarterly*, 50 (1): 151–168.

KRZYWIEC P., GUTOWSKI J., WALASZCZYK I., WRÓBEL G., WYBRANIEC S. 2009 – Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto–Zawichost Fault Zone, SE Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, 53 (1): 27–48.

KRZYWIEC P., KUFRASA M., POPRAWA P., MAZUR S., KOPERSKA M., ŚLEMP P. 2022 – Together but separate: decoupled Variscan (late Carboniferous) and Alpine (Late Cretaceous–Paleogene) inversion tectonics in NW Poland. *Solid Earth*, 13: 639–658.

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 Mieroszyna. *Archiwum KGHM Cuprum Sp. z o.o. CB-R, Wrocław.*

ORSKA J., KOTOWSKI A., WROTNOWSKA B., WERNER Z., JAKUBICZ B., MARZEC M. 1967 – Dokumentacja geologiczna złoża poliwalitu i soli kamiennej Chłapowo–Mieroszyno, pow. Puck, woj. gdańskie. Arch. CAG PIG, Warszawa, nr inw. 7790 CUG.

OSZCZEPALSKI S., RYDZEWSKI A. 1987 – Palaeogeography and sedimentary model of the Kupferschiefer in Poland. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 10: 189–205.

PERYT T.M. 1994 – The anatomy of a sulphate platform and adjacent basin system in the Leba 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 paleografia cechsztyńskiego anhydrytu dolnego (A1d) w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 38: 173–180.

PERYT T.M., PIĄTKOWSKI T.S. 1977 – Procesy neomorficzne w utworach onkolitowych wapienia cechsztyńskiego syneklizy perybałtyckiej. *Geological Quarterly*, 21 (2): 257–276.

PERYT T.M., SKOWROŃSKI L. 2021 – The stratigraphy of Zechstein strata in the East European Craton of Poland: an overview. *Geological Quarterly*, 65, 48.

PERYT T.M., CZAPOWSKI G., DEBSKI J., PIZON A. 1985 – Model sedymentacji ewaporatów cechsztyńskich na wyniesieniu Łeby. *Przegląd Geologiczny*, 33 (4): 204–211.

PERYT T.M., CZAPOWSKI G., GAŚIEWICZ A. 1992 – Facje i paleografia cechsztynu zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Przegląd Geologiczny*, 40: 223–233.

PERYT T.M., TOMASSI-MORAWIEC H., CZAPOWSKI G., HRYNIV S.P., PUEYO J.J., EASTOE C.J., VOVNYUK S. 2005 – Polyhalite occurrence in the Werra (Zechstein, Upper Permian) Peribaltic Basin of Poland and Russia: evaporite facies constraints. *Carbonates Evaporites*, 20: 182–194.

POBORSKI J. 1975 – O halogenicznych zjawiskach krasowych w permie górnym na wyniesieniu Łeby. *Przegląd Geologiczny*, 23: 325–328.

STACHOWSKA A., KRZYWIEC P. 2023 – The Late Cretaceous tectono-sedimentary evolution of northern Poland – A seismic perspective on the role of transverse and axial depositional systems during basin inversion. *Marine and Petroleum Geology*, 152: 106224.

SZANIAWSKI H. 1966a – Facial development and paleogeography of the Zechstein within the Elevation of Leba (in Polish with English summary). *Acta Geologica Polonica*, 16: 229–247.

SZANIAWSKI H. 1966b – Rozwój facjalny i paleogeografia cechsztynu w rejonie wyniesienia Łeby. *Acta Geologica Polonica*, 16 (2): 229–249.

ŚLIWIŃSKI W. 1988 – Brzeźne facje cechsztynu w niecce północnosudeckiej. [W:] Gunia T. (red.), *Wybrane Zagadnienia Geologii Złóż Polski Zachodniej – Przewodnik do Wycieczek Terenowych, Materiały Konferencji Naukowej w 100-lecie urodzin prof. dr inż. Józefa Zwierzycykiego*, Wrocław 6–7.05.1988 r., Uniwersytet Wrocławski im. B. Bieruta, Instytut Nauk Geologicznych, KGHM w Lubinie, Towarzystwo Miłośników Ziemi Lubuskiej: 143–166.

TUCKER M.E. 1991 – Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society London*, 148: 1019–1036.

VAN DER PLUIJM B.A., MARSHAK S. 2004 – *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics.* 2nd Edition, WW Norton, New York.

WAGNER A. 1988 – Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 32 (1): 33–52.

WAGNER R., PERYT T.M. 1998 – O możliwości podziału cechsztynu na sekwencje stratygraficzne w basenie polskim. *Analiza Basenów Sedymentacyjnych Niżu Polskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 165: 129–146.

Praca wpłynęła do redakcji 8.01.2025 r.
Akceptowano do druku 12.05.2025 r.