

Ocena głębokości zbiornika solnego i czasu depozycji chlorków sodu na przykładzie utworów najstarszej soli kamiennej (Na1) cyklu PZ1 cechsztynu w rejonie Zatoki Puckiej

Grzegorz Czapowski*



Calculations of salt basin depth and deposition time of salts, exemplified by the Oldest Halite (Na1) unit from the Zechstein PZ1 cycle at the Puck Bay (northern Poland). *Prz. Geol.* 55: 573–581.

S u m m a r y . Defining of the depth of a past evaporite basin is a very disputable problem due to lack of recent environmental equivalents of fossil evaporite giants. A simple geometric method of calculation of the initial depth of chloride basin — applied for low tectonized stratiform successions — was proposed based on facies analysis of both chloride (halite) and sulphate (anhydrite) deposits, being the major products of each evaporite cycle. Estimated depths of several minor basins, composing the marginal part of the large Zechstein (Upper Permian) salt basin of the Oldest Halite (Na1) in northern Poland (at Puck Bay) varied from 110–112 m in the southern (Lisewo) and north-eastern (Jastrzębia Góra) basins to 60 m for the landward, western (Dębki) one.

Deposition time for both sulphate and halite deposits of the Oldest Halite (Na1) unit from the study area was calculated using their estimated deposition rates and counting of “annual cycles” reflected by rhythmic sulphate intercalations in halites (the concept of Richter-Bernburg, 1957, 1959). Estimated values of deposition time — with the annual rhythms — for the most complete successions of deep-water salts were variable for any of the evaporate basins under study and they varied from the minimum of 933 years (Dębki basin) to the maximum of 2771 years (Lisewo basin). This last value is comparable to the time value (2266 years) calculated for the thickest deep-water salt profile (Białogarda IG 1 well) at the minimum deposition rate, so the deposition of the preserved Oldest Halite complex could probably last > 2700 years.

Analogous calculations of deposition time for main evaporite (sulphate and salt) units of the Polish Zechstein basinal succession (PZ1, PZ2 and PZ3 cycles) evidenced that these deposits, constituting ca. 72% of the whole Zechstein profile, presumably required from 0.28–0.39% (at maximum precipitation rate) to 2.5–3.6% (at minimum precipitation rate) of the estimated Zechstein duration. Consequently, the most (> 96%) of Zechstein time was probably dedicated to accumulation of 1/3 of the Zechstein sequence (dominantly clastics) and periods of erosion and/or non-deposition.

Key words: evaporite basin depth, deposition time of evaporites, Zechstein, Poland

W badaniach kopalnych formacji ewaporatowych jednym z intrygujących problemów jest określenie głębokości zbiornika salinarnego (wysokości słupa solanki). Ocena tego parametru była wykonywana różnymi metodami, które można ująć w trzy grupy:

- metoda aktualistyczna;
- modele matematyczno-fizyczne;
- rekonstrukcje geometryczne.

Metoda aktualistyczna bazuje na obserwacjach poczynionych we współczesnych środowiskach powstawania ewaporatów, takich jak np. sztuczne lub naturalne saliny oraz panwie solne, i przenoszeniu typowych dla nich głębokości na kopalne odpowiedniki. Zarzutem, stawiającym pod znakiem zapytania wiarygodność takiej interpolacji, jest brak w basenach współczesnych bardzo miększych — rzędu setek tysięcy metrów — osadów ewaporatowych, charakterystycznych dla kopalnych gigantów solnych. Wszystkie współczesne środowiska ewaporatowe lokują się w odlądowej, wybitnie płytkiej strefie szelfu lub w depresjach śródlądowych. Przykładem są zamknięte lub silnie izolowane zbiorniki nadmorskie typu salin i lagun, o głębokości do kilku-kilkunastu metrów, np. zatoka Kara Bogaz-goł (Dzens-Litovskiy & Vasilyev, 1962; Fairbridge, 1968), hiszpańskie saliny w San Miguel de Salinas koło Alikante (Orti Cabo i in., 1984) czy z San Rafael koło Almerii (Dronkert, 1977), słone jezioro MacLeod w Australii (Logan, 1987) czy laguna Ojo de Liebre w Kalifornii (Holser, 1966). Istnieją też różnej głębokości solankowe jeziora śródlądowe, np. Morze Martwe o głębo-

kości do 399 m (Neev & Emery, 1967; Steinhorn & Gat, 1982), Wielkie Jezioro Słone — do 14 m (Gwynn, 1980), olbrzymie saliny na pustyni Atakama — 10–25 m (Rischer & Alonso, 1996), jeziora solankowe w kotlinie Cajdam w Chianch o głębokości < 2 m (Schubel & Lowenstein, 1997) bądź w Kotlinie Aragońskiej — 1–2 m (Pueyo Mur & Ingles Urpinell, 1984).

Modele matematyczno-fizyczne opierają się głównie na wyliczeniu pierwotnej objętości wody morskiej, potrzebnej do utworzenia danej ilości ewaporatów. Głębokość zbiornika salinarnego jest wówczas funkcją objętości i czasu trwania zbiornika w jednym cyklu ewaporacyjnym (Maiklem, 1971). Bazując na zmianach zasolenia — ich wskaźnikiem w przypadku soli jest zawartość bromu — można określić momenty odnawiania solanek w basenie chlorkowym i oszacować ilość dostarczonej wody, wymaganej do utworzenia warstwy soli w okresie między kolejnymi rozcieńczeniami. Porównanie z powierzchnią zbiornika (tzn. obszarem występowania danego ogniwa solnego) pozwala obliczyć przeciętną wysokość słupa solanki w danym epizodzie, np. głębokość zbiornika najstarszej soli kamiennej w Niemczech obliczono na 180 m (Tucker & Cann, 1986). Można też określić maksymalną głębokość zbiornika chlorkowego — ok. 75 m, wg Sonnenfelda (1991a, b) — na podstawie wyliczenia ilości solanki niezbędnej do osiągnięcia stanu nasycenia względem halitu i strącenia pierwszych chlorków sodu.

Z kolei metody geometryczne, najprostsze, opierają się na zrekonstruowanych różnicach w hipsometrii stropu poszczególnych ogniw ewaporatowych (niezbędne jest uwzględnienie postsedymentacyjnych przemieszczeń tektonicznych). W metodach tych zakłada się (np. Peryt, 1994),

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; grzegorz.czapowski@pgi.gov.pl

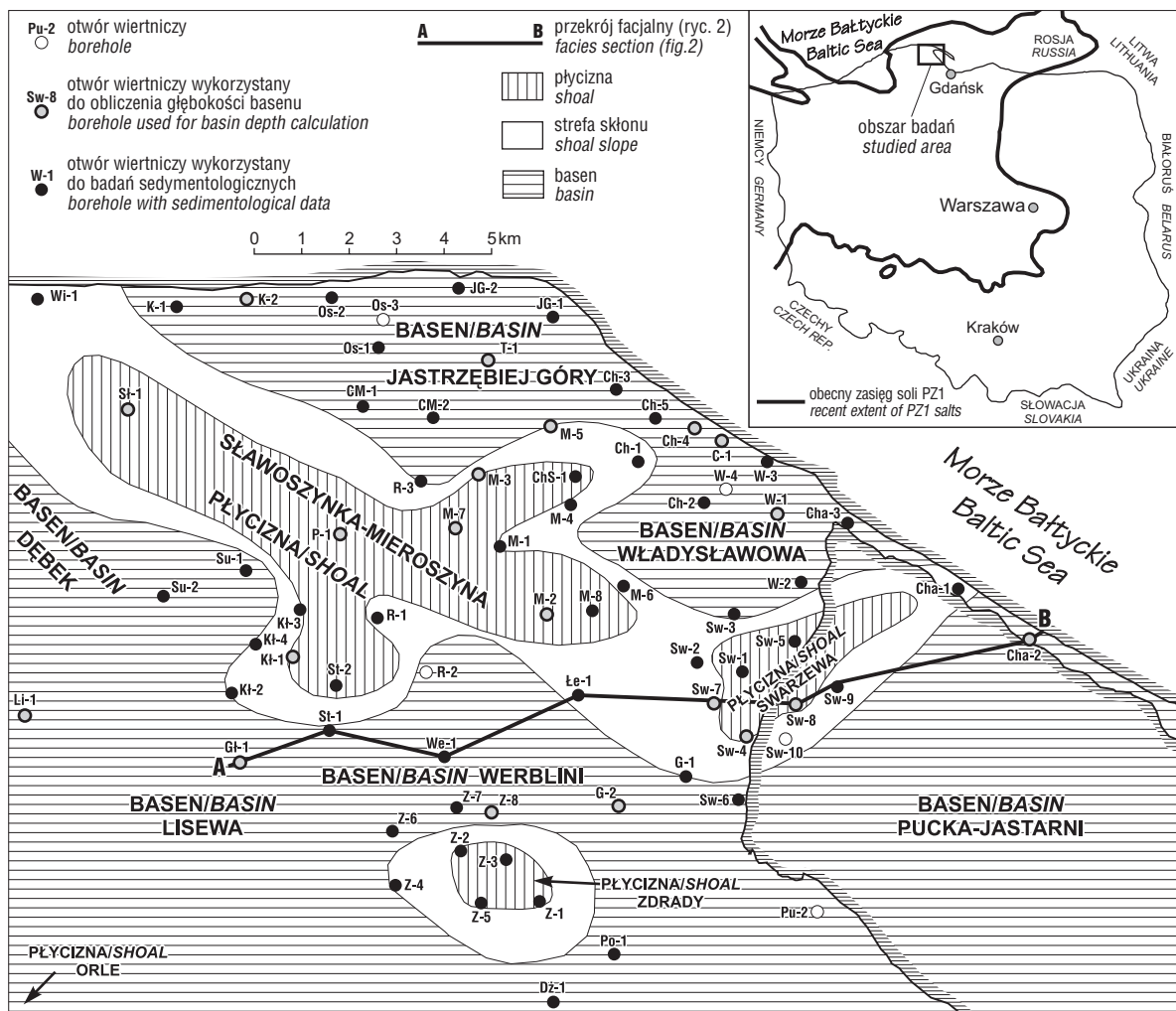
że zarejestrowane różnice odzwierciedlają paleobatymetrię basenu u schyłku formowania danego ognia. Jest to uproszczenie, gdyż pomijana jest wówczas zmienność facjalna ewaporatów i możliwość diachronicznego tworzenia różnych osadów w tym samym basenie, a w konsekwencji — także możliwa diachroniczność powierzchni kontaktu ogniw.

Ocena głębokości zbiornika solnego cyklu PZ1 w rejonie Zatoki Puckiej

Na obszarze wyniesienia Łeby, stanowiącego NW skłon syneklizy perybałtyckiej, w latach 1960. i 1970. w celu rozpoznania złóż soli potasowych badano permskie utwory solne (np. Werner, 1969, 1972a i b, 1974, 1975, 1978; Kornowska, 1980; Poborski, 1961, 1969). Od rejonu Łeby po Hel i Zatokę Pucką oraz na południu w rejonie Gdańska i Bytowa wykonano 108 rdzeniowanych otworów wieńniczych, dokumentujących wykształcenie i zaleganie osadów permskich (ryc. 1). Sole kamienne ognia najstarszej soli kamiennej (Na1) cyklu PZ1 cechsztynu występują tu w formie pokładu nachylonego pod kątem < 10° na SSE, grubości od 0 do 225,7 m (średnio — 127,4 m), zalegającego na głębokości od 490,5 m w części NW obszaru do 1475,5 m w rejonie Trójmiasta (otwór Niestepowo-1).

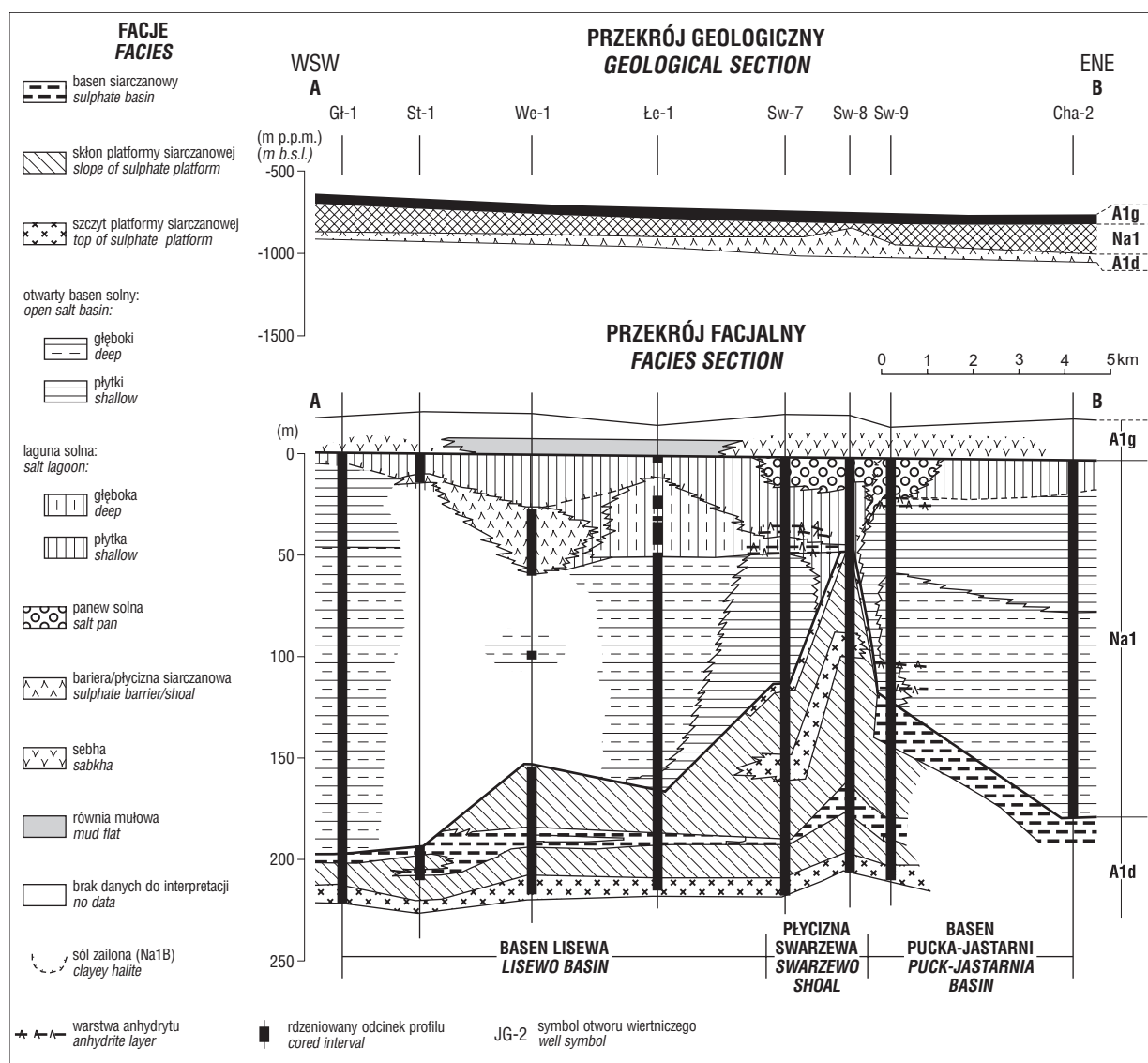
Podłoże i nadkład pokładu najstarszej soli kamiennej (Na1) stanowią odpowiednio utwory siarczanowe ogniw anhydrytu dolnego (A1d) i anhydrytu górnego (Alg) — ryc. 2. Wobec braku przejawów istotnej tektoniki postsedymencyjnej zróżnicowanie miąższości chlorków jest natury sedymencyjnej, a stwierdzona bardzo wysoka, ujemna korelacja (wartość: - 0,94; Czapowski, 1998) pomiędzy miąższościami anhydrytu dolnego i najstarszej soli kamiennej dowodzi „wypełnieniowego” typu sedymencji soli, gromadzącej się głównie w pierwotnych obniżeniach basenu ewaporatowego cyklu PZ1 (Czapowski, 1987, 1998; Czapowski & Tomassi-Morawiec, 1995; Peryt i in. 1984, 1985, 1992).

Badania sedymentologiczne i facjalne (Czapowski, 1983, 1987, 1998) pozwoliły wydzielić w profilu utworów solnych szereg litofacji solnych, reprezentujących różne środowiska depozycji chlorkowej, od głębokiego basenu solnego przez lagunę do panwi solnej (ryc. 1). Analiza tych facji umożliwiła przedstawienie obrazu paleobatymetrycznego zbiornika sedymencji soli (ryc. 1), zróżnicowanego na strefy basenów (np. baseny: Jastrzębiej Góry, Władysławowa, Lisewa, Werblini, Pucka–Jastarni i Dębek) i płycizn lub barier siarczanowych (np. płycizny: Sławoszynka–Mioszyna, Swarzewa i Zdrady). Początkowa morfologia dna basenu solnego została odziedziczona po etapie



Ryc. 1. Mapa paleomorfologiczna zbiornika najstarszej soli kamiennej (Na1) w rejonie Zatoki Puckiej (wg Czapowskiego, 1998)

Fig. 1. Palaeomorphology of the Oldest Halite (Na1) basin at the Puck Bay (after Czapowski, 1998)



Ryc. 2. Przekrój facjalny przez utwory najstarszej soli kamiennej (Na1) i sąsiadujących ogniw anhydrytu dolnego (A1d) i anhydrytu górnego (A1g) w rejonie Zatoki Puckiej (wg Czapowskiego, 1998)

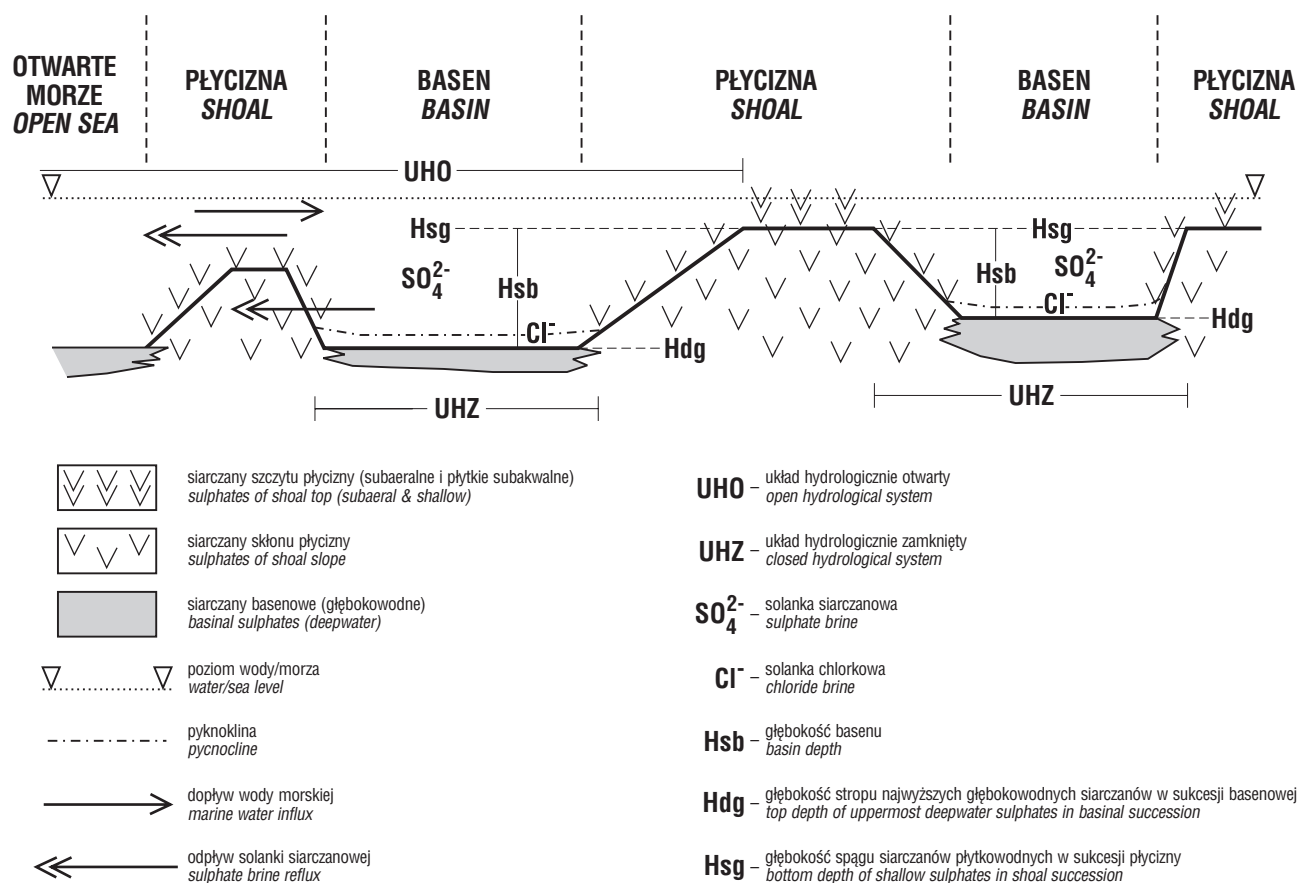
Fig. 2. Facies cross-section of Oldest Halite (Na1) deposits and the accompanied Lower Anhydrite (A1d) and Upper Anhydrite (A1g) units at the Puck Bay (after Czapowski, 1998)

depozycji znacznej części utworów anhydrytu dolnego (A1d) i determinowała rozmieszczenie facji solnych. W wyniku osadzania chlorków obszary basenowe ulegały stopniowemu wypełnianiu osadami i różnice w morfologii zbiornika zaczęły się zacierać. Baseny zamieniły się w laguny lub panwie solne, a dominujące w nich facje głębokowodne zostały stopniowo zastąpione przez bardziej płytkowodne. Największą miąższość chlorki osiągnęły w obrębie basenów, najmniejszą — na płycznach siarczanowych.

Maksymalną głębokość zbiornika najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej — odpowiadającą inicjalnej fazie depozycji soli — oceniano na podstawie różnic w położeniu stropu ogniwa anhydrytu dolnego na ok. 120 m (Peryt, 1994). Wobec wyraźnej diachroniczności tej powierzchni i niewątpliwej równoczesnej depozycji najniższych partii soli w przegłębieniach dna wraz z siarczanami na płycznach (Czapowski, 1998) ta wartość może być kwestionowana. Przedstawiona poniżej metoda, oparta na analizie zróżnicowania facjalnego siarczanów i soli, pozwala — zdaniem autora — na bardziej wiarygodne

określenie głębokości zbiornika w momencie zainicjowania depozycji soli.

Moment rozpoczęcia precypitacji halitu w depresjach dna basenu był zarazem momentem przemiany najniższej położonych części tych depresji w zbiorniki o ...zamkniętym układzie hydrologicznym (UHZ) (Gradziński i in., 1986 — rozdział *Ewaporaty*), zasilane spływającymi po skłonach wyniesień solankami, bez możliwości ich odpływu i dzięki temu osiągającymi stan nasycenia względem halitu (por. ryc. 3). Skrajnym przypadkiem basenu typu UHZ były w pełni izolowane od otwartego morza depresje. W obniżeniach jedynie częściowo oddzielonych płycznami od otwartego zbiornika przypowierzchniowa partia wody reprezentowała *otwarty układ hydrologiczny (UHO)*, stale zasilany powierzchniowym dopływem wód z otwartego morza. Część tych wód, nasyconych względem halitu w strefach płyczn, spływała na dno depresji, tworząc warstwę przydennych, gęstych solanek (układ UHZ), z których wytrąciły się pierwsze głębokowodne chlorki sodu (halit), przykrywające wcześniej tu powstałe głębokowodne siarczany. Z kolei solanki nasycone względem gipsu,



Ryc. 3. Schemat obliczenia głębokości zbiornika ewaporacyjnego w momencie rozpoczęcia depozycji halitu
Fig. 3. Scheme of depth calculation of the evaporite basin at the beginning of halite precipitation

jako lżejsze, mogły częściowo odpływać ponad barierą lub przesączać się przez nią w stronę otwartego morza. Z nich powstały płytkowodne siarczany szczytu płycizn.

Przybliżona głębokość basenu salinarnego w tej fazie rozwoju (wartość ta nie uwzględnia głębokości wody na płyciznach — podobnie jak we współczesnych środowiskach salin, panwi solnych i sebhya może ona sięgać kilku dcm–m) jest określona wzorem:

$$H_{sb} = H_{dg} - H_{sg} \text{ [m]}$$

gdzie: H_{sb} — głębokość basenu; H_{dg} — głębokość występowania stropu głębokowodnej facji siarczanowej poprzedzającej depozycję halitu w basenie; H_{sg} — głębokość występowania spągu warstwy facji płytkowodnej w górze ciągłego profilu siarczanów przyległej do basenu płycizny (sukcesja facji od utworów skłonu do osadów szczytu wyniesienia).

Można ponadto założyć, iż w przypadku braku wyjątkowo płytkowodnej czy subaeralnej facji siarczanowej na szczycie płycizn, najbliższe — w przekroju basenu — wyniesienie zbudowane z siarczanów subakwalnych, przykryte głębokowodnymi chlorkami, wyznacza minimalną głębokość inicjalnego basenu solnego.

Warunkiem przeprowadzenia powyższych obliczeń jest posiadanie w miarę kompletnych danych z facjalnie zinterpretowanych profili siarczanów podścielających chlorki oraz nadległej, spągowej części formacji solnej. W rejonie Zatoki Puckiej zinterpretowano wiele profili utworów anhydrytu dolnego (jak również spągowej części anhydrytu górnego), bazując na danych T.M. Peryta (Peryt i in., 1984; Peryt, 1994). Uzyskane przekroje litofacjalne porównano z

facjalnymi zmianami w obrębie pokładu najstarszej soli kamiennej (ryc. 2).

Obliczone głębokości kilku basenów na początku depozycji soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej (ryc. 1) przedstawiono w tabeli 1.

Należy zaznaczyć, że obliczona głębokość basenu Władysławowa jest przybliżona, gdyż brak w porównywanych profilach otworów facji szczytu platformy siarczanowej. W wyliczeniach można pominąć poprawkę na redukcję obliczonej głębokości, wynikającą z zawyżonego odczytu pozycji poziomów ewaporatowych wskutek ich tektonicznego nachylenia. Regionalny upad całego kompleksu cechsztyńskiego na badanym obszarze sięga 10° i dla pomierzonych wartości poprawka ta nie przekracza 2 m. Podobnie pominięto zmiany pozycji ogniw i litofacji wskutek przemieszczeń uskokowych, gdyż brak danych odnośnie skali tych ruchów w obrębie ewaporatów.

Przedstawione powyżej tak duże zróżnicowanie głębokościowe inicjalnych basenów depozycji najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej — od 110–112 m dla basenów Jastrzębiej Góry i Lisewa po 60 m dla basenu Dębek (przyjmując wielkości maksymalne) — wskazuje na wybitnie zmienną morfologię dna zbiornika u schyłku formowania siarczanów anhydrytu dolnego, a z chwilą powstawania pierwszych chlorków. Konsekwencją takiego zróżnicowania musiał być diachronizm pojawiania się osadów chlorkowych — powstały one wcześniej w płytszych, bardziej izolowanych basenach, np. basen Dębek, gdzie szybciej zaistniały warunki nasycenia solanek względem halitu. W głębszych, bardziej otwartych basenach, np. basen Jastrzębiej Góry, Lisewa czy Pucka–Jastarni, gdzie solanki

Tab. 1. Obliczona początkowa głębokość basenów solnych na wyniesieniu Łeby z chwilą rozpoczęcia depozycji osadów najstarszej soli kamiennej (Na1)

Table 1. Calculated initial depth of chloride basins in the Łeba elevation area at the beginning of Oldest Halite (Na1) deposition

Basen solny <i>Salt basin</i>	Porównywane profile otworów wiertniczych <i>Compared well profiles</i>	Obliczona początkowa głębokość basenu solnego <i>Calculated initial depth of chloride basin</i> [m]
basen Dębek	Sł-1 i Z-5	60
basen Jastrzębiej Góry	Sł-1 i K-2	110
	T-1 i M-3	68
	M-7 i Ch-4	60
basen Władysławowa	W-1, C-1 i Ch-4	> 74
basen Lisewa	Li-1 i Kl-1	112
	Gl-1 i Sw-7	38
basen Werblini	P-1 i Z-8	85
basen Pucka–Jastarni	Sw-8 i Cha-2	80
	M-2 i G-2	68
	Sw-4 i Me-5	54
	Że-1 i We-1	> 50

ulegały wolniejszej koncentracji, utwory chlorkowe pojawiły się później.

Wyniki tych wyliczeń są przybliżone, orientacyjne i z konieczności — brak bowiem dostatecznej ilości w pełni zinterpretowanych facjalnie profili ewaporatów — nie dotyczą całego obszaru omawianych basenów. Bardziej wiarygodne są one dla tych zbiorników, których przekroje poprzeczne zawierają zinterpretowane środowiskowo obramowania płycizn, np. baseny Jastrzębiej Góry, Lisewa czy Werblini.

Ocena czasu depozycji najstarszej soli kamiennej (Na1) w rejonie Zatoki Puckiej

Czas depozycji kopalnych utworów solnych można obliczyć dwiema metodami:

- na podstawie tempa precypitacji halitu i gipsu;
- na podstawie założenia, że zmiany stężeń solanki, zarejestrowane następstwem warstewek siarczanowych i solnych, mają okres roczny (konceptja „rocznych pierścieni” — Richter-Bernburg, 1957, 1959).

Przeliczenia na podstawie przeciętnego tempa strącania chlorku sodu (halit) i siarczanu wapnia (gips).

Badania współczesnych środowisk depozycji chlorków (Melvin, 1991) wskazują, że ilość rocznie akumulowanego halitu zmienia się od 1–3,5 mm w jeziorach ryftu etiopskiego do 3–20 mm w jeziorze MacLeod w Australii. Z kolei J.K. Warren (1989, tab. 1.4) podaje, że tempo akumulacji subakwalnych gipsów jest równe 10–40 mm/rok, halitytów zaś — 10–100 mm/rok.

Przyjmując, że najbardziej miąższy profil najstarszej soli kamiennej na wyniesieniu Łeby liczy 225,4 m soli oraz zawiera wkładkę siarczanową o grubości 0,3 m (otwór Białogarda IG 1: gł. 712,8–713,1 m), można dokonać następującej kalkulacji:

— rekonstrukcja pierwotnej miąższości 300 mm warstewki anhydrytu (do pierwotnego gipsu) przy współczynniku 1,6 (10 m gipsu po odwodnieniu zamienia się w 6,2 m

anhydrytu — Warren, 1989) daje warstwę pierwotnego gipsu grubości 480 mm;

— przyjmując wspomniane wartości tempa akumulacji gipsu (minimalne — 10 mm/rok, maksymalne — 40 mm/rok), maksymalny czas powstania tej warstwy wynosi 48 lat, minimalny — 12 lat;

— maksymalny czas depozycji analizowanej serii halitowej w tempie akumulacji halitu 10 mm/rok wynosi 22 540 lat, czas minimalny — w tempie 100 mm/rok — wynosi 2254 lata;

— łączny maksymalny czas depozycji całej serii solnej wynosi 22 588 lat, minimalny zaś — 2266 lat.

Przeliczenie na podstawie rytmów siarczanowo-solnych.

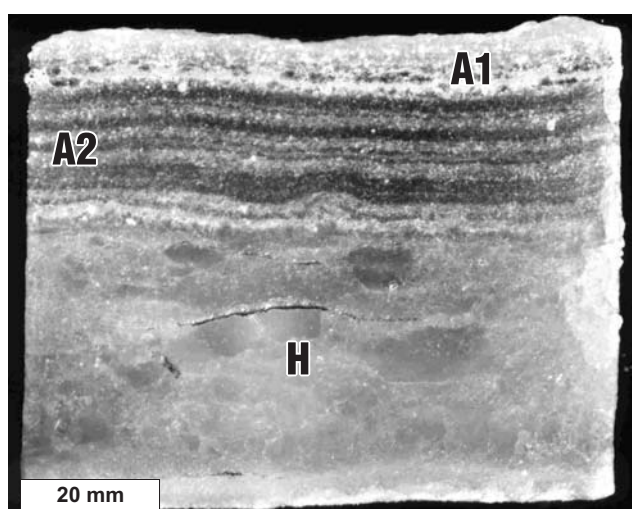
W zbadanych profilach najstarszej soli kamiennej dość regularna laminacja anhydrytem pojawia się głównie w facjach głębokiego, otwartego basenu solnego i dotyczy lamin grubości 0,5–30 mm (ryc. 4), występujących przeciętnie w odstępach 70–120 mm (w otworze Miłoszewo ONZ1 odstęp ten wynosi 50–250 mm; Czapowski, 1998). Zakładając, że jeden pakiet solny, ograniczony laminami anhydrytowymi, powstał w ciągu jednego roku (Richter-Bernburg, 1957, 1959), a jego miąższość zmienia się od 70 mm do 120 mm, można dokonać przeliczenia czasu depozycji sekwencji z różnych basenów zbiornika najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej (tab. 2). W innych typach facjalnych soli laminacja anhydrytem jest bardzo nieregularna i okres fluktuacji zmian zasolenia może być warunkowany różnymi zjawiskami. Stąd też ograniczenie się w obliczeniach do obszarów basenowych, zdominowanych przez fację głębokowodną (ryc. 1).

Reasumując powyższe obliczenia, czas depozycji facji głębokowodnych najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej był różny w różnych basenach i wahał się od minimum 933 lat (basen Dębek) do maksimum 2771 lat (w basenie Lisewa). Wartość maksymalna jest bliższa minimalnemu czasowi depozycji (2266 lat) — obliczonego metodą tempa akumulacji (dla przyjętej jego najwyższej wartości) — najbardziej miąższego profilu najstarszej soli

Tab. 2. Miąższość i szacowany czas depozycji głębokowodnych utworów najstarszej soli kamiennej (Na1) w rejonie Zatoki Puckiej

Table 2. Thickness and calculated deposition time for deep-water chlorides of the Oldest Halite (Na1) at the Puck Bay

Basen solny Salt basin	Otwór wiertniczy z maksymalną miąższością głębokowodnej serii solnej [m, % całego profilu soli] Borehole with max. thickness of deep-water halite [m, % of the whole salt series]	Obliczony czas depozycji soli [lata] Calculated deposition time of salt [years]	
		Mimimalny Minimum	Maksymalny Maximum
basen Dębek	Dębki IG 2 — 121,0; 90%	933	600
basen Jastrzębiej Góry	otwór Karwia IG 2 — 146,0; 79%	1217	2086
basen Władysławowa	Władysławowo IG 1 — 114,0; 59%	950	1629
basen Lisewa	Głuszewo IG 1 — 194,0; 98%	1617	2771
basen Werblini	Zdrada IG 8 — 138,0; 70%	1150	1971
basen Pucka–Jastarni	Jastarnia IG 1 — 174,0; 89%	1450	2486



Ryc. 4. Laminacja anhydrytem (jasne pasy) w głębokowodnym halicie. Najstarsza sól kamienna (Na1), otwór Władysławowo IG 1, gł. 835,7 m; A1 — warstewka anhydrytu, interpretowana jako efekt rocznego cyklu przyrostu osadu; A2 — laminy anhydrytu, interpretowane jako produkty termicznych (dobowych?) fluktuacji zasolenia; H — halit

Fig. 4. Anhydrite lamination (white) within a deep water halite facies. Oldest Halite (Na1) unit, well Władysławowo IG 1, depth 835.7 m; A1— anhydrite layer deposited within an annual cycle; A2 — anhydrite laminae resulted from thermal (daily?) salinity fluctuations; H — halite

kamiennej na wyniesieniu Łeby. Ta zgodność może sugerować, iż średnie tempo akumulacji ewaporatów było rzeczywiście tak szybkie — szczególnie w odniesieniu do facji głębokowodnych — i obliczona wartość (> 2700 lat) jest wiarygodnym czasem formowania się obecnie zachowanego profilu najstarszej soli kamiennej na wyniesieniu Łeby. Należy jednak rozważyć możliwość, że podobieństwo wyliczeń jest przypadkowe, gdyż trudno założyć stałe, szybkie tempo akumulacji w zmiennych środowiskach, a fluktuacje zasolenia, zarejestrowane przez zmiany gips-halit, nie muszą bynajmniej mieć okresu rocznego. Powyższe kalkulacje stanowią jedynie pewne domniemanie, gdyż nie uwzględniają przerw w sedimentacji, zmian tempa akumulacji w różnych strefach basenu ewaporacyjnego, jak również możliwego usunięcia części stropowej utworów solnych przed akumulacją ogniwa anhydrytu górnego (A1g).

Szacunki czasu depozycji wybranych ogniw ewaporatowych cechsztynu w Polsce

Przedstawioną metodę oceny czasu depozycji ewaporatów można zastosować do oszacowania przybliżonego czasu powstawania części ewaporatowej zachowanego profilu utworów cechsztynu w Polsce. Wobec braku szczegółowych informacji na temat wykształcenia pełnego profilu ewaporatów poszczególnych cykli w całym basenie cechsztyńskim, wyliczenie oparto na średnim tempie strącania gipsu i halitu.

Przyjęto założenie, że podczas depozycji salinarnych cykli PZ1, PZ2 i PZ3 realizowany był model „wypełnieniowy” basenu ewaporacyjnego, tzn. chlorki wypełniały deniwelacje zbiornika siarczanowego i tym samym w jego partiach osiowych — najgłębszych — ponad cienkimi siarczanami utworzyła się bardzo miąższa seria chlorkowa (por. Czapowski, 1993; Czapowski i in., 1991, 1993). Ponadto przyjęto, że w części basenowej zbiornika warunki depozycji były przez dłuższy czas względnie stabilne (dominacja facji głębokowodnych w profilu pionowym, rzadsze i krótsze okresy erozji i brak depozycji) i profile złożonych tu osadów reprezentują najbardziej długotrwałą sedimentację w przeciwieństwie do skróconych sekwencji z partii brzeżnych zbiornika. Jest to znaczne uproszczenie, gdyż zwykle stropowa część sukcesji ewaporatowej — szczególnie w przypadku cykli PZ2 i PZ3 — jest wybitnie płytkowodna i nastęrcza ogromnych trudności z oceną średniego tempa depozycji. Z tego też powodu w obliczeniach pominięto chlorki i siarczany cyklu PZ4 — sumaryczna miąższość anhydrytów nie przekracza 2–3 m (Wagner, 1994), a serie „czystych” halitytów subcykli PZ4a i PZ4b są słabo zbadane i osiągają łączną grubość 126 m (Wagner, 1994). Dominująca miąższościowo w tym cyklu (> 400 m — Wagner i in., 1981) facja zubrów jest osadem płytkowodnym, w dużym stopniu reprecypitatem (Czapowski, 1990; Wagner, 1988, 1994), a profil cechsztynu kończą płytkomorskie i kontynentalne silikoklasty stropowej serii terygeniczej (PZt) o miąższości 120 m (Wagner, 1994).

Łączna miąższość sukcesji basenowej utworów cechsztynu Polski — dane odnośnie grubości poszczególnych ogniw litostratygraficznych wg R. Wagnera (1994) — wynosi 2298 m, a ewaporatów (siarczany i sole) cykli od PZ1 do PZ4a-b — 1810 m (78,8% całego profilu cechsztynu). Z kolei łączna miąższość ewaporatów subcykli PZ4a-b

jest oceniana na 127 m i stanowi jedynie 7% ogólnego profilu ewaporatów. Dla uproszczenia przeliczeń przyjęto te same tempo akumulacji halitu i soli K-Mg, ze względu na zwykle przemienne, rytmiczne występowanie obu typów soli w cechsztyńskich ogniwach potasowych. W tabeli 3 zawarto dane odnośnie grubości poszczególnych ogniw ewaporatowych cykli PZ1-PZ3 (uwzględniając dekompakcję siarczanów) oraz wyniki obliczeń czasu ich depozycji w zależności od przyjętego we wcześniejszych przeliczeniach minimalnego i maksymalnego tempa osadzania chloru sodu i siarczanu wapnia.

Relacje pomiędzy udziałem głównych typów litologicznych (ewaporaty/węglany/klastyki) w profilu basenowym cechsztynu Polski oraz udziałem szacunkowego czasu depozycji głównej serii ewaporatów (cykle od PZ1 do PZ3) w stosunku do czasu trwania całego górnego permu (cechsztynu — datowania wg M. von Menninga, 1995) ilustruje rycina 5.

Czas formowania się głównej serii ewaporatowej, tworzącej blisko 72% basenowego profilu cechsztynu, stanowi 0,28–0,39% czasu trwania cechsztynu przy uwzględnieniu maksymalnego tempa depozycji ewaporatów bądź 2,5–3,5% przy założeniu minimalnego tempa strącania. Ogromna większość czasu trwania cechsztynu (ponad 96%) — zdaniem autora — była poświęcona uformowaniu 1/3 obecnie zachowanego profilu, głównie klastycznego, oraz

okresom erozji i braku depozycji. Przedstawiona kalkulacja zawiera, z konieczności, wiele uproszczeń, np. pominięto w niej zmiany tempa depozycji samych ewaporatów w miarę ich ewolucji facjalnej lub przyjęto uśrednione miąższości poszczególnych ogniw w konstrukcji reprezentatywnego profilu basenowego. Pomimo to wyniki wyliczeń dość dobrze ilustrują „epizodyczność” powstawania bardzo grubych serii osadów ewaporatowych. Tę cechę ewaporatów podkreśla obliczony czas depozycji osadów najstarszej soli kamiennnej w rejonie Zatoki Puckiej — ponad 2700 lat odpowiada 0,05% minimalnego czasu trwania całego cechsztynu (5 mln lat — von Menning, 1995).

Przy założeniu, że granice cechsztynu w Polsce w ujęciu litostratygraficznym są granicami chronostratygraficznymi, a ogniwa węglanowo-klastyczne cechuje względnie stałe tempo depozycji, wyniki wyliczeń wskazują na to, iż:

— przerwy w depozycji i okresy erozji u schyłku cykli oraz przed i podczas kolejnej transgresji były wyjątkowo długie, a tym samym erozja starszych osadów — w tym świeżo osadzonych — bardzo intensywna (w konsekwencji w cyklotemach lub sukcesjach transgresywno-regresywnych obserwujemy profil wybitnie zubożony w partię stropowe);

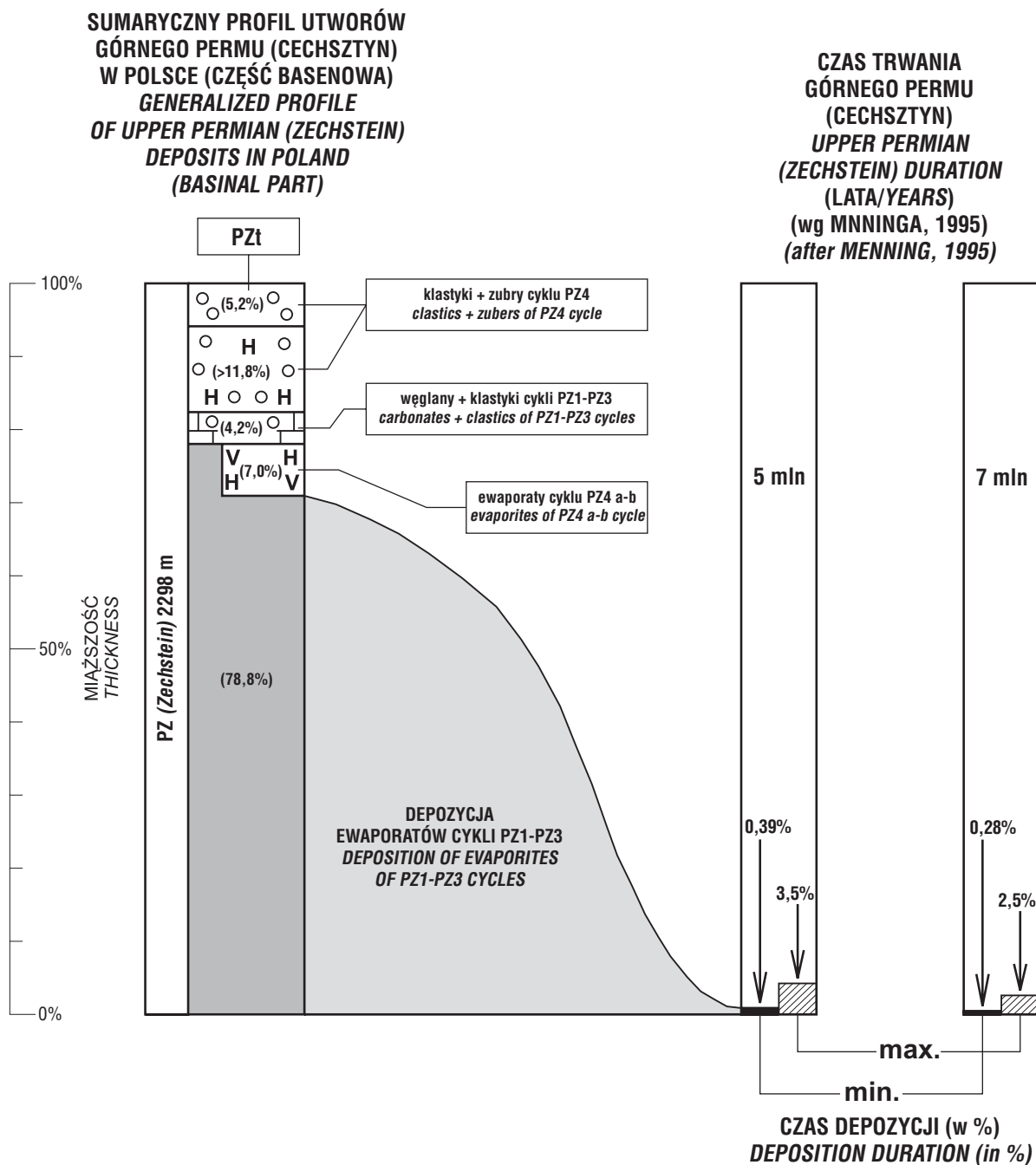
— depozycja silikoklastów, szczególnie kontynentalnych (cykl PZ4 i seria PZt), trwała wyjątkowo długo (suma

Tab. 3. Miąższość i szacowany czas depozycji głębokowodnych ogniw ewaporatowych cechsztynu z obszaru Polski (grubość ogniów wg Wagnera i in., 1981)

Table 3. Thickness and calculated deposition time for Zechstein deep-water evaporitic units of Poland (unit thickness data after Wagner et al., 1981)

Cykl <i>Zechstein cycle</i>	Ogniwo <i>Evaporite unit</i>	Procent miąższości profilu % <i>Thickness % of profile</i>	M' [m]	M'' [m]	T min.		T maks.	
					Maks. tempo [mm/r] <i>max. rate [mm/y]</i>	Czas [lata] [time [years]]	Min. tempo [mm/r] <i>min. rate [mm/y]</i>	Czas [lata] [time [years]]
PZ3	Na3t	99	70	?	100	700	10	7000
	Na3+K3		300	300	100	3000	10	30000
	A3		40	64	40	1600	10	6400
			410	434	5300		43400	
	Ca3	1	2		?		?	
	T3		3		?		?	
PZ2	A2r	92	1	1,6	40	40	10	160
	Na2r		10	10	100	100	10	1000
	K2		120	120	100	120	10	12000
	Na2		800	800	100	8000	10	80000
	A2		4	6,4	40	160	10	640
			935	938	9500		93800	
	Ca2	8	80		?		?	
PZ1	A1g	96,6	7	11,2	40	280	10	1120
	Na1		300	300	100	3000	10	30000
	A1d		30	48	40	1200	10	4800
			337	359,2	4480	35920		
	Ca1	3,4	10		?		?	
	T1		2		?		?	
Suma Total	x	100	1682	1731,2 + 97	19280	173120		

M' — miąższość obecna; M'' — miąższość pierwotna (dla soli: M' = M''; dla siarczanów: M'' = M' x 1,6); T — czas; ? — brak przeliczeń
M' — *present-day thickness*; M'' — *primary thickness (for halite : M' = M''; for sulphates : M'' = M' x 1.6)*; T — *time*; ? — *lack of calculations*



Ryc. 5. Relacje szacowanego czasu depozycji wybranych ogniw ewaporatowych polskiego cechsztynu w stosunku do czasu jego trwania; PZt — stropowa seria terygeniczna

Fig. 5. Relation of calculated deposition time of selected evaporite units from the Polish Zechstein to its duration time; PZt — Top Terrigenous Series

krótkich epizodów pluwialnych z erozją i depozycją oraz bardzo długich okresów suchych z krótką ewaporacją i dominującym brakiem depozycji — por. Wagner & Peryt, 1997).

Wzrasta również w tym kontekście rola regionalnych wahań poziomu morza (mogło być ich znacznie więcej i mogły trwać dość długo) w poszczególnych cyklach, odzwierciedlonych w zmianach facjalnych w profilach danego ogniw litostratygraficznego, np. w obrębie anhydrytu dolnego czy górnego (Peryt, 1989, 1990, 1991a, b, 1994). Możliwy jest również do przyjęcia pogląd, że — wobec słabo datowanej stropowej granicy profilu cechsztynu w Polsce, ustalonej w stropie bądź obrębie kontynentalnej serii terygenicznej PZt — polski profil cechsztynu

rejestruje jako zapis osadowy jedynie fragment górnego permu (cechsztynu) w skali europejskiej.

Niniejsza publikacja zawiera wybrane tezy rozprawy doktorskiej, przygotowanej w Państwowym Instytucie Geologicznym pod kierunkiem prof. dr. hab. T.M. Peryta, któremu autor pragnie serdecznie podziękować za nieustającą mobilizację i życzliwą pomoc w czasie wykonywania pracy oraz korekty w niniejszym artykule. Osobne słowa wdzięczności należą się Szanownym Recenzentom rozprawy: prof. dr. hab. A. Langier-Kuźniarowej, prof. dr. hab. inż. A. Garlickiemu i dr. hab. V. Kovalevychowi oraz Recenzentowi przedstawionej pracy, dr. hab. Maciejowi Bąblowi z Uniwersytetu Warszawskiego, za ich wnikliwe opinie i cenne uwagi. Autor dziękuje Teresie Dobroszyckiej za przygotowanie podkładu graficznego do prezentowanych rycin.

Literatura

- CZAPOWSKI G. 1983 — Zagadnienia sedymentacji soli kamiennej cyklotemu PZ1 na wschodnim skłonie wyniesienia Łeby. *Prz. Geol.*, 31: 278–294.
- CZAPOWSKI G. 1987 — Sedimentary facies in the Oldest Rock Salt (Na1) of the Leba elevation (northern Poland). *Lecture Notes of Earth Sciences*, Springer Verlag, 10: 207–224.
- CZAPOWSKI G. 1990 — Kontynentalne osady chlorkowe w górnym cechsztyńskim. *Prz. Geol.*, 38: 370–374.
- CZAPOWSKI G. 1993 — Facies characteristics and distribution of the Zechstein (Upper Permian) salt deposits of PZ3 (Leine) Cycle in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 41: 229–237.
- CZAPOWSKI G. 1998 — Geneza najstarszej soli kamiennej cechsztyńsku w rejonie Zatoki Puckiej (Studium sedymentologiczne). CAG PIG Warszawa, nr arch. 696/99.
- CZAPOWSKI G., ANTONOWICZ L. & PERYT T.M. 1991 — Facies and palaeogeography of the Zechstein (Upper Permian) Older Halite (Na2) in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 38: 45–55.
- CZAPOWSKI G., PERYT T.M. & ANTONOWICZ L. 1993 — Facies and paleogeography of the Zechstein (Upper Permian) Oldest Halite (Na1) in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 41: 217–227.
- CZAPOWSKI G. & TOMASSI-MORAWIEC H. 1985 — Sedymentacja i geochemia najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej. *Prz. Geol.*, 33: 663–670.
- DRONKERT H. 1977 — A preliminary note on a recent sabkha deposits in S Spain. *Inst. De Investig. geol. Diputat. Provincial, Univ. de Barcelona*, 32: 153–156.
- DZENS-LITOVSKIY A.I. & VASIL'YEV G.V. 1962 — Geological conditions of formation of bottom sediments in Karabogaz-Gol in connection with fluctuations of the Caspian Sea level. *Acad. Sci. USSR, Geol. Ser.*, 3: 79–86.
- FAIRBRIDGE R. W. 1968 — Kara-Bogaz Gulf. [W:] R. W. Fairbridge (ed.). *The Encyclopedia of Geomorphology*. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 3: 579–581.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A. & UNRUG R. 1986 — Zarys sedymentologii, Wyd. Geol.
- GWYNN J.W. (ed.) 1980 — Great Salt Lake: a Scientific, Historical and Economic Overview. *Utah Dep. Natur. Res. Bull.*, Salt Lake City, 116: 1–400.
- HOLSER W.T. 1966 — Diagenetic polyhalite in recent salt from Baja California. *Amer. Miner.*, 51: 99–109.
- KORNOWSKA I. 1980 — Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej „Łeba” woj. śląskie, kat. rozpoznania C2. CAG PIG Warszawa, nr arch. 2925/94.
- LOGAN B.W. 1987 — The MacLeod Evaporite Basin, Western Australia. *Holocene Environments, Sediments and Geological Evolution*. AAPG Memoir, 44: 1–140.
- MAIKLEM W.R. 1971 — Evaporative drawdown — a mechanism for water-level lowering and diagenesis in the Elk Point Basin. *Bull. Canad. Petrol. Geology*, 19: 485–501.
- MELVIN J.L. (ed.) 1991 — Evaporites Petroleum and Mineral Resources. *Developments in Sedimentology*, 50: 1–556.
- MENNING von M. 1995 — A Numerical Time Scale for the Permian and Triassic Periods: An Integrated Time Analysis. [W:] Scholle P.A., Peryt T.M. & Ulmer-Scholle D.S. (eds), *The Permian of Northern Pangea*, Springer-Verlag, 1: 77–97.
- NEEV D. & EMERY K.O. 1967 — The Dead Sea depositional process and environments of evaporites. *Geol. Survey of Israel Bull.*, 41: 1–147.
- ORTI CABO F., PUEYO MUR J.J., GEISLER-CUSSEY D. & DULAU N. 1984 — Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). *Rev. del. Inst. Investig. Geologicas*, 38/39: 169–220.
- PERYT T.M. 1989 — Zechstein Deposition in the Polish Part of the Peri-Baltic Gulf. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 37: 103–119.
- PERYT T.M. 1990 — Cechsztyński anhydryt górny (A1g) na obszarze polskiej części synkliny perybaltyckiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 364: 5–29.
- PERYT T.M. 1991a — Lower and Upper Werra Anhydrite in Leba Elevation area (northern Poland). *Lithofacies and palaeogeography*. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I : 1189–1200.
- PERYT T.M. 1991b — Sea-level fluctuations during the deposition of the Zechstein (Upper Tatarian) carbonates. [W:] *Permian System of the World*, Program and Abstracts, p. A.62. Perm.
- 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: 83–113.
- PERYT T.M., CZAPOWSKI G., DĘBSKI J., GAŚIEWICZ A., HERBICH E. & PIZON A. 1984 — Poszukiwania złóż soli cechsztyńskich polihalitu na wyniesieniu Łeby. Część I. Analiza geologicznych warunków występowania i genezy polihalitu i soli cechsztyńskich na wyniesieniu Łeby. *Poz. pl. 8.1.11*. 100 ss. Arch. Geol. Gosp. PIG, Warszawa.
- PERYT T.M., CZAPOWSKI G., DĘBSKI J. & PIZON A. 1985 — Model sedymentacji ewaporatów cechsztyńskich na wyniesieniu Łeby. *Prz. Geol.*, 33: 204–211.
- PERYT T.M., CZAPOWSKI G., GAŚIEWICZ A. 1992 — Facje i paleogeografia cechsztyńsku zachodniej części synkliny perybaltyckiej. *Prz. Geol.*, 40: 223–233.
- POBORSKI J. 1961 — System permski na tzw. wyniesieniu Łeby i związane z nim możliwości górnicze. *Prz. Geol.*, 9 : 346–349.
- POBORSKI J. 1969 — Rozwój idei potasonośnego zagłębia gdańskiego w systemie permskim. *Prz. Geol.*, 17: 231–235.
- PUEYO MUR J.J. & INGLES UPRINELL M. 1984 — A model of continental evaporite sedimentation: the playa lakes of Los Monegros and Bajo Aragon (Spain). 5-e Congres European de Sedimentologie IAS, Marseille, 9–11 Avril 1989, Poster Presentation.
- RICHTER-BRENBURG G. 1957 — Isochrone Warven im Anhydrite des Zechstein 2. *Geol. Jahrb.*, 74: 601–610.
- RICHTER-BRENBURG G. 1959 — Die Korrelierung isochroner Warven im Anhydrit des Zechstein 2 (zweiter Beitrag). *Geol. Jahrb.*, 75: 629–646.
- RISACHER F. & ALONSO H. 1996 — Geoqimica del Salar de Atacama, parte 2: evolucion de las aguas. *Rev. Geol. de Chile*, 23: 123–134.
- SCHUBEL K.A. & LOWENSTEIN T.K. 1997 — Criteria for the recognition of shallow-perennial-saline-lake halites based on recent sediments from the Qaidam Basin, western China. *Jour. Sedim. Research*, 67: 74–87.
- SONNENFELD P. 1991a — Marine evaporite facies. *Zb. Geol. Paläont.*, I: 1107–1136.
- SONNENFELD P. 1991b — On depths of ancient marine evaporite basins. *Zb. Geol. Paläont.*, I: 1137–1147.
- STEINHORN I. & GAT J.R. 1982 — The Dead Sea. *Sci. American*, 249: 102–109.
- TUCKER M.E. & CANN J.R. 1986 — A model to estimate the depositional brine depths of ancient halite rocks: Implications for ancient subaqueous evaporite depositional environments. *Sedimentology*, 33: 401–412.
- WAGNER R. 1988 — Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32: 33–52.
- WAGNER R. 1994 — Stratygrafia i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niziu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 146: 1–71.
- WAGNER R. & PERYT T.M. 1997 — Possibility of sequence stratigraphy subdivision of the Zechstein in the Polish Basin. *Geol. Quart.*, 41: 457–474.
- WAGNER R., PERYT T.M. & PIĄTKOWSKI T.S. 1981 — The evolution of the Zechstein sedimentary basin in Poland. *Proc. Intern. Symp. Central Europ. Permian*, Warszawa, 69–83.
- WARREN J.K. 1989 — *Evaporite Sedimentology*. Prentice Hall, Englewoods Cliffs.
- WERNER Z. 1969 — Złoże polihalitu w rejonie Swarzewa, pow. Puck, woj. gdańsk. CAG PIG Warszawa, nr arch. 2926/87.
- WERNER Z. 1972a — Dokumentacja geologiczna złoża polihalitu „Zdrada”, kat. C2, pow. Puck, woj. gdańsk. CAG PIG Warszawa, nr arch. 3026/113.
- WERNER Z. 1972b — Złoża soli potasowych w rejonie Zatoki Puckiej. *Przew. 54. Zjazdu PTG, Cetniewo*, 37–46.
- WERNER Z. 1974 — Dodatek do dokumentacji geologicznej złoża polihalitu „Swarzewo”, pow. Puck, woj. gdańsk. CAG PIG Warszawa, nr arch. 2927/40.
- WERNER Z. 1975 — Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej „Mechelinki”, kat. C1, woj. gdańsk. CAG PIG Warszawa, nr arch. 11637.
- WERNER Z. (red.) 1978 — Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej w kat. C1 w rejonie Zatoki Puckiej. CAG PIG Warszawa, nr arch. 13050.

Praca wpłynęła do redakcji 24.04.2006 r.
Akceptowano do druku 28.05.2007 r.