

1. Imię i Nazwisko

Stanisław Burliga

2. Posiadane dyplomy, stopnie naukowe z podaniem nazwy, miejsca i roku ich uzyskania

1998 – Doktor nauk o Ziemi w zakresie geologii

„Struktura i kinematyka wysadu solnego Kłodawy” (promotor: prof. dr hab. A. Żelaźniewicz), Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych

1991 – Magister geologii

„Zdjęcie geologiczne Pogórza Wałbrzyskiego w obszarze między Wałbrzychem a Świebodzicami ze szczególnym uwzględnieniem utworów górnego dewonu i dolnego karbonu” (promotor: prof. dr hab. A.K. Teisseyre), Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych.

1998 – Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych: *Adiunkt*

1991-1998 - Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu: *Asystent*

4. Jako osiągnięcie wynikające z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. nr 65, poz. 595 ze zm.) przedstawiam cykl sześciu publikacji pod wspólnym tytułem:

„Cechszyńska sukcesja ewaporatowa w Polsce w świetle badań mezo- i mikrostrukturalnych oraz modelowania analogowego: mechanizm i ewolucja deformacji, implikacje ogólne i regionalne”

Przystawiony cykl artykułów został opublikowany w latach 2007-2014. Dwa z nich to praca samodzielna [A1, A2], a cztery to prace zespołowe [A3, A4, A5, A6], których byłem liderem i mój wkład w ich powstanie wynosi ok. 50 %. Artykuły opublikowane zostały w recenzowanych czasopismach indeksowanych w „*Journal Citation Reports*” oraz renomowanych, recenzowanych wydawnictwach seryjnych i są indeksowane przez Web of Science. Czasopisma znajdują się na liście „A” czasopism Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

[A1] Burliga, S., 2007. Internal structure of subhorizontal bedded rock salt formation in the area of Sieroszowice – meso- and microstructural investigations. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi* 23, 51-64. (Obecnie lista “A” MNiSW = 15 pkt, IF 2017 = 0,400, 5Year IF 2017 = 0,568; w roku 2007 czasopismo przechodziło proces aplikacji o indeksację w JCR,; stałą indeksację uzyskało w roku 2009 i pierwszy IF w roku 2009 wynosił 0,103).

[A2] Burliga, S., 2014. Heterogeneity of folding in Zechstein (Upper Permian) salt formations in the Kłodawa Salt Structure, central Poland. *Geological Quarterly* 58 (3): 565–576. (Lista "A" MNiSW = 20 pkt, IF2017 = 1,0; 5Year IF 2017 = 1).

[A3] Burliga, S., Koyi, H.A., Chemia, Z., 2012. Analogue and numerical modelling of salt supply to a diapiric structure rising above an active basement fault. W: (red.) Alsop G.I., Archer S.G., Hartley A.J. [et al.] *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. Wyd.: London Geological Society, The Geological Society of London Special Publications 363, 395-408. DOI: 10.1144/SP363.18 (rozdział w monografii = 5 pkt; w recenzowanym wydawnictwie seryjnym indeksowanym przez bazę Web of Science; wydawnictwo nie ujęte na liście "A" MNiSW).

[A4] Burliga, S., Koyi, H.A., Krzywiec, P., 2012. Modelling cover deformation and decoupling during inversion, using the Mid-Polish Trough as a case study. *Journal of Structural Geology* 42, 62-73. Lista "A" MNiSW = 30 pkt; IF 2012 = 2,285; 5Year IF 2012 = 2,450).

[A5] Wagner, M., Burliga, S., 2014. Coalified bitumens from the Kłodawa Salt Structure (central Poland) as evidence of migration of hydrothermal fluids in Zechstein (Upper Permian) deposits. *Geological Quarterly* 58 (3): 555-564. (Lista "A" MNiSW = 20 pkt, IF2017 = 1,0; 5Year IF 2017 = 1).

[A6] Wilkosz, P., Burliga, S., Grzybowski, Ł., Kasprzyk, W., 2012. Comparison of internal structure and geomechanical properties in horizontally layered Zechstein rock salt. W: (eds.) Pierre Berest [et al.]. *Mechanical Behavior of Salt VII*. Leiden, CRC Press/Balkema, London, 89-96. (rozdział w monografii = 5 pkt; w recenzowanym wydawnictwie seryjnym, indeksowanym przez Web of Science; wydawnictwo nie ujęte na liście "A" MNiSW).

5. Omówienie celu naukowego pracy i osiągniętych wyników

1. Wstęp. Nakreślenie celów i struktury osiągnięcia naukowego.

Historia badań geologicznych cechsztyńskiej sukcesji ewaporatowej na obszarze Polski zainicjowana została w XIX wieku wraz z odkryciem otworami wiertniczymi wysadów solnych Wapna i Inowrocławia, a następnie z uruchomieniem w roku 1879 kopalni soli kamiennej w wysadzie solnym Inowrocławia (Orska i Werner, 1987). Eksploatacja złóż soli kamiennej stała się stymulatorem badań nad tektoniką cechsztynu. Znaczny postęp w tym zakresie nastąpił w latach powojennych XX w., gdy przystąpiono do budowy kopalni soli w wysadzie solnym Kłodawy. Uporządkowano wówczas litostratygrafię cechsztynu na obszarze Polski oraz rozpoznano ogólną strukturę wewnętrzną wysadów (Poborski, 1955, 1957, 1960; Werner i in., 1960). Genezy deformacji sukcesji ewaporatowej upatrywano wówczas, zgodnie z koncepcją Trusheima (1957) o halokinetycznym rozwoju struktur solnych, w przykryciu ewaporatów, cechujących się relatywnie niską gęstością, przez skały o wyższej gęstości, przez co wymuszone zostało samoczynne przebijanie się ewaporatów przez nadkład. Jedyna alternatywna koncepcja rozwoju wysadowej struktury Kłodawy zaproponowana została przez Poborskiego (1971) i zakładała wypiętrzenie wysadu w wyniku zderzenia się 2 fał ewaporatów spływających ku centrum bruzdy śródpolskiej. Pierwsze analizy strukturalne z wysadów solnych w Polsce opublikowano dopiero na początku lat 90-tych ubiegłego wieku (Tarka, 1991, 1992) i przedstawiały one ogólne zestawienie cech

mezostruktur tektonicznych, zbiorczo dla poszczególnych struktur solnych. Wyjątek stanowiła praca Żelaźniewicza i Markiewicza (1990) z obszaru monokliny przedsudeckiej, gdyż jako pierwsza zawierała elementy analizy kinematycznej struktur tektonicznych w ewaporatach. Podsumowaniem ogólnego stanu wiedzy na temat tektoniki solnej w Polsce w pierwszej połowie lat 90-tych jest praca Dadleza i Jaroszewskiego (1994), przypisująca tektonice solnej następujące cechy ogólne:

- halokinetyczny wzrost struktur solnych, do którego mogła przyczyniać się także tektonika regionalna, bez wyjaśnienia powiązań między tektoniką solną i regionalną;
- deformacje ciągłe w obrębie kompleksu ewaporatów;
- jednorodność reologiczna ewaporatów w wysadach oraz (4) płynięcie ewaporatów *en mass* ku górze jako ogólny mechanizm formowania się struktur solnych.

Podjęte przeze mnie w ramach pracy doktorskiej w roku 1992 badania nad tektoniką wysadu solnego Kłodawy doprowadziły do znacząco odmiennych wniosków na temat budowy i ewolucji struktur solnych w Polsce, niż sugerowały powyższe poglądy. Do najistotniejszych ustaleń należą:

- stwierdzono, że w strukturze wysadowej występują zarówno struktury ciągłe (fałdy) i nieciągłe (uskoki, odkłucia, strefy ścinania, budinaż, spękania, żyły);
- dominującą postacią fałdów w zdeformowanych ewaporatach są fałdy futerałowe, wcześniej nie opisywane w polskiej literaturze;
- pomimo silnej tektonicznej deformacji sukcesji ewaporatowej w wysadzie lokalnie zachowały się pierwotne struktury sedymentacyjne (np. poligony z wysychania) oraz struktury tektoniczne z wczesnego stadium deformacji kompleksu ewaporatowego (Burliga, 1996a, 1996b, 1997);
- inwentarz struktur tektonicznych w poszczególnych wydzieleniach litostratygraficznych jest różny i zależy od ich lokalizacji w wysadzie (Burliga, 1996b);
- na podstawie publikowanych danych na temat budowy geologicznej otoczenia wysadu postawiono tezę, że rozwój wysadu był ściśle związany z ekstensją podłoża basenu permo-mezozoicznego i aktywnością normalnego uskoku podłoża usytuowanego pod wysadem solnym Kłodawy;
- na podstawie analizy kinematycznej mezostruktur tektonicznych z wysadu wnioskowano superpozycję deformacji w obrębie sukcesji ewaporatowej w wyniku 2-etapowej migracji skał w kontrastowych kierunkach: w pierwszym etapie dochodziło do subhoryzontalnej migracji ewaporatów w kierunku skrzydła stropowego uskoku normalnego, a w drugim etapie na starsze struktury tektoniczne nałożyła się deformacja związana z pionową migracją ewaporatów podczas wznoszenia się wysadu ku powierzchni (Burliga, 1997);
- wskazano, iż wysad zaczął wznosić się we wczesnym triasie, a inicjacja deformacji sukcesji ewaporatowej poprzedziła wznoszenie wysadu.

Tezy sformułowane w rozprawie doktorskiej i uzyskane przeze mnie wyniki badań spotykały się z polemiką naukową. Powątpiewano m.in. w możliwość migracji ewaporatów w kierunku skrzydła stropowego uskoku normalnego, na którym jest większa miąższość nadkładu i tym samym wyższe ciśnienie litostatyczne. Na szereg moich własnych wątpliwości, m.in. w odniesieniu do czasu i mechanizmów deformacji czy interakcji kompleksu ewaporatów ze skałami otaczającymi brakowało odpowiedzi nie tylko

w ówczesnej literaturze polskiej, ale i światowej. Osiągnięcie naukowe polega na uzyskaniu odpowiedzi na powyższe pytania, a odpowiedzi te uzyskałem w wyniku podjęcia trójtorowych badań nad deformacją cechsztyńskiej serii ewaporatowej, które obejmowały:

- 1) Modelowania analogowe nakierowane na weryfikację tez o:
 - wpływie aktywności uskoku podłoża na ewolucję wysadu solnego Kłodawy;
 - możliwości migracji skał ewaporatowych w kierunku skrzydła stropowego uskoku normalnego podłoża pod wpływem grawitacji;
 - w celu określenia wpływu uskoku na migrację skał ewaporatowych w obrębie struktury wysadowej podczas ekstensji i inwersji basenu sedymentacyjnego;
 - w celu określenia interakcji między ewaporatami a skałami wypełnienia basenowego na etapie ekstensji i inwersji basenu sedymentacyjnego [A3], [A4].
- 2) Analizę mezostrukturalną serii cechsztyńskiej w obszarach pozawysadowych polskiego basenu cechsztyńskiego, wraz z kontynuacją badań w częściach wysadu solnego Kłodawy nieanalizowanych na etapie pracy doktorskiej. Celem tych badań była głównie weryfikacja koncepcji o powstawaniu struktur deformacyjnych w subhoryzontalnie ułożonych warstwach solnych oraz porównanie cech takich struktur w pokładowych i wysadowych złożach soli. Celem szczegółowym było poszukiwanie odpowiedzi na temat przyczyn zróżnicowania inwentarza struktur tektonicznych w obrębie wysadu solnego Kłodawy [A1], [A2], [A5], [A6].
- 3) Analizę mikrostrukturalną soli kamiennych w obszarach pozawysadowych w celu określenia:
 - inwentarza mikrostruktur tektonicznych w solach kamiennych;
 - zróżnicowania ich rozkładu przestrzennego;
 - mechanizmów deformacji soli;
 - porównania cech mikrostrukturalnych w strukturach solnych znajdujących się na różnych etapach ewolucji i na różnych poziomach głębokościowych [A1], [A6].

Sformułowane wyżej cele badawcze były w pełni oryginalne. Nie prowadzono wcześniej badań w podanym zakresie na obszarze Polski. Większość uzyskanych wyników ma uniwersalną wartość poznawczą i uzupełnia światową wiedzę na temat tektoniki solnej i deformacji skał solnych. Mimo iż tektonika solna zajmuje niszową pozycję w szeroko rozumianych naukach geologicznych, odgrywa ona znaczącą rolę w gospodarce surowcowej (przemysł naftowy, kopaliny chemiczne i pierwiastki strategiczne), w ochronie środowiska i wód gruntowych (składowiska odpadów niebezpiecznych i radioaktywnych) i w bezpieczeństwie energetycznym krajów (strategiczne magazyny gazu i paliw).

Tym samym wyniki moich badań poza aspektem poznawczym posiadają również wartość użytkową, gdyż przyczyniają się do lepszego zrozumienia budowy wewnętrznej struktur solnych, określenia mechanizmów deformacji skał solnych i możliwości prognozowania długoczasowej ewolucji struktur solnych, co jest szczególnie istotne przy lokowaniu w nich odpadów niebezpiecznych i radioaktywnych. Integracja danych zawartych w opublikowanych opracowaniach cząstkowych i ich interpretacja pozwoliły na zrealizowanie założonych celów badawczych i będzie to wykazane w dalszej części autoreferatu.

2. Badane obiekty

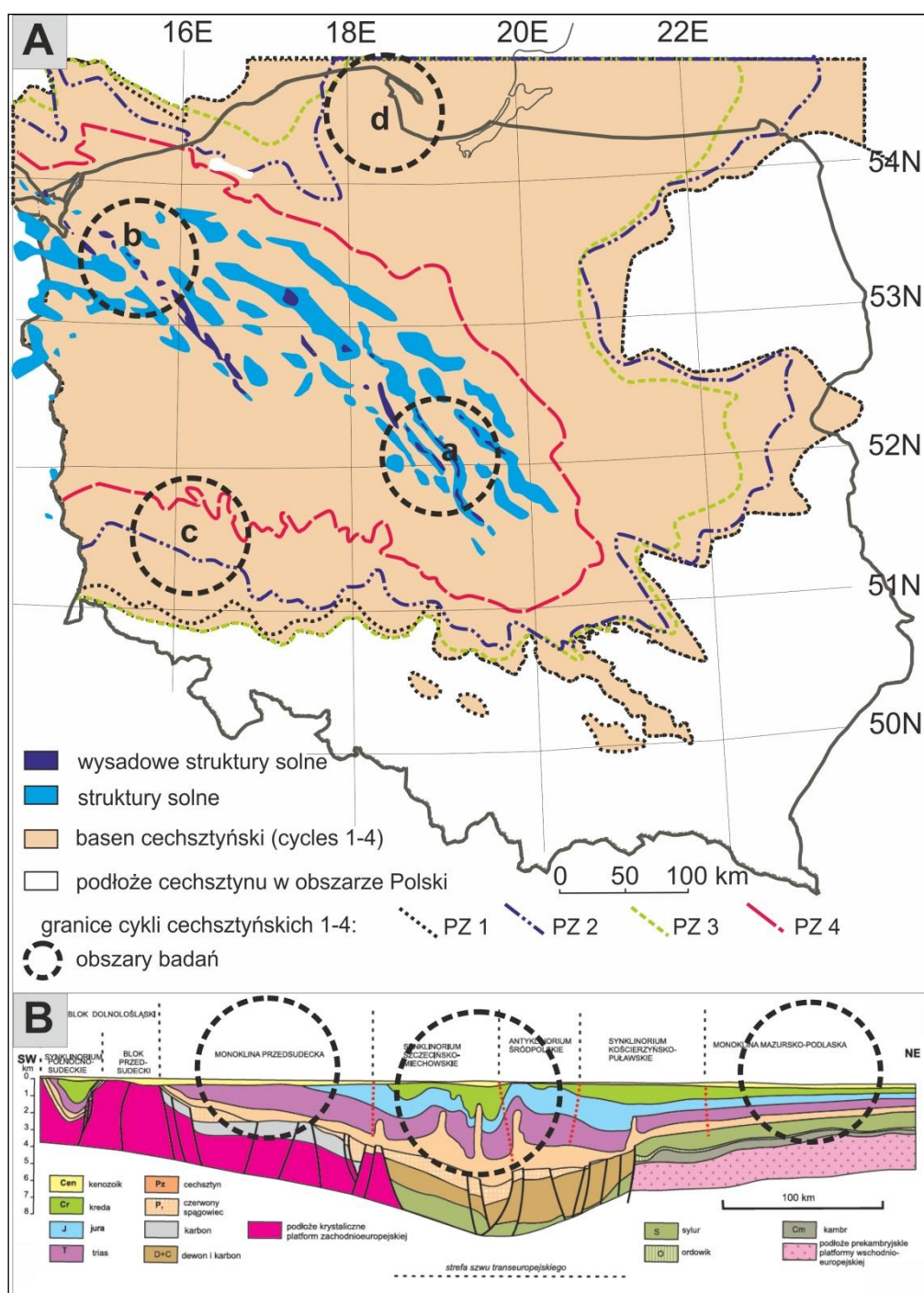


Fig. 1. Lokalizacja obszarów badań: A – na tle mapy polskiego basenu cechsztyńskiego (na podstawie Wagnera, 1994, 1998; Lokhorsta, 1998, zmodyfikowane); na mapie wskazano schematycznie obszary badań: a – rejon wysadu solnego Kłodawy; b – rejon struktury solnej Oświna; c – rejon monokliny przysudeckiej, d – rejon złoża Mechelinki; B – na tle przekroju przez Polskę (wg Żelaźniewicz i in., 2011) – badania prowadzono na obszarze monokliny przysudeckiej, w obrębie synklinorium szczecińsko-miechowskiego i antyklinorium śródpolskiego oraz na obszarze monokliny mazursko-podlaskiej. Szczegółowe lokalizacje obszarów badań znajdują się w przedłożonych artykułach.

Polski basen cechsztyński stanowi wschodni kraniec europejskiego południowego basenu permskiego. Rozwój tego intrakratonicznego basenu został zapoczątkowany w warunkach regionalnej ekstensji, która panowała na obszarze Polski również przez większość mezozoiku, a zakończona została inwersją basenu permo-mezozoicznego na przełomie kredy i paleogenu (Pharaoh i in., 2010). W lopingianie basen cechsztyński wypełniony został sukcesją ewaporatowo-klastyczną w 4 cyklach osadowo-ewaporacyjnych: PZ1, PZ2, PZ3 i PZ4 (Wagner, 1994; Peryt i in. 2010). Cykliczność sedymentacji doprowadziła do naprzemiennego nagromadzenia warstw łupków ilastych, skał węglanowych i siarczanowych oraz soli kamiennych, a w cyklach PZ1, PZ2 i PZ3 również soli potasowo-magnezowych. Dla późniejszej tektonicznej ewolucji sukcesji ewaporatowo-klastycznej najistotniejsze jest występowanie soli kamiennych o dużej miąższości, które cechuje przede wszystkim łatwość rekrytalizacji i niższa gęstość od skał klastycznych, węglanowych i siarczanowych, pod którymi sukcesja ta została pogrzebana. W rejonie Kłodawy w centralnej Polsce we wczesnym triasie zainicjowane zostało przemieszczanie mas solnych w następstwie postępującej ekstensji podłoża basenu, które doprowadziło do formowania się wysadu solnego Kłodawy, a już w kajprze do przebiccia skał nadkładu przez skały cechsztyńskie. Ewolucja taka wnioskowana była na podstawie wyników badań uzyskanych podczas realizacji pracy doktorskiej (Burliga, 1996b, 1997, 1998) i potwierdzona została w późniejszych opracowaniach innych autorów, wykorzystujących w badaniach nowe profile sejsmicznych z tego obszaru (Krzywiec, 2004, 2006). W skali basenu struktury wysadowe rozwinęły się w jego osiowej części, w depocentrum korelującym się ze strefą bruzdy śródpolskiej i cechuje je wyraźna linijność (Ryc. 1A). Wraz z oddalaniem od depocentrum basenu dojrzałość struktur solnych obniża się i przyjmują one formę wydłużonych poduszek solnych, natomiast w strefie brzeżnej basenu sukcesja cechsztyńska zalega monoklinalnie: w południowo-zachodniej części basenu zapada ku NE, natomiast w części północno-wschodniej zalega subhoryzontalnie, zapadając pod niewielkim kątem ku SW (Ryc. 1B).

Ponieważ na większości obszaru Polski cechsztyń przykryty jest nadkładem mezozoicznym i pokrywą skał kenozoicznych, do bezpośredniej obserwacji dostępne są obecnie jedynie dwa wycinki ewaporatowego profilu cechsztynu na Niżu Polskim, udostępnione wyrobiskami górniczymi: w obrębie wysadu solnego Kłodawy w centrum basenu (złoża soli kamiennej Kłodawa 1) oraz w obrębie monokliny przedsudeckiej (złoża soli kamiennej Bądzów i Kazimierzów). Źródłem informacji o budowie cechsztynu na pozostałych obszarach były rdzenie z otworów wiertniczych oraz dane geofizyczne, głównie sekcje sejsmiczne. Badania prowadziłem w 4 obszarach basenu o zróżnicowanej ewolucji tektonicznej cechsztynu:

- w wysadzie solnym Kłodawy (Ryc. 1A, obszar a), pozyskując dane bezpośrednio w wyrobiskach górniczych i wykorzystując dane sejsmiczne **[A2, A3, A5]**;
- w rejonie struktury Oświna na Pomorzu (Ryc. 1A, obszar b), wykorzystując interpretacje profili sejsmicznych **[A4]**;
- w złożach soli kamiennej na monoklinie przedsudeckiej (Ryc. 1A, obszar c), prowadząc bezpośrednie badania w wyrobiskach górniczych i wykorzystując rdzenie z otworów wiertniczych **[A1]**;
- w złożu Mechelinki w rejonie Zatoki Puckiej (Ryc. 1A, obszar d), wykorzystując rdzenie z otworów wiertniczych **[A6]**.

Badaniami objęte zostały zatem strefy basenu cechsztyńskiego o nikłych przejawach tektonicznego zaangażowania z monoklinalnym i subhoryzontalnym ułożeniem warstw oraz obszary z centralnej części basenu, wykazujące różną ewolucję tektoniczną na etapie

ekstensji i inwersji basenu permo-mezozoicznego. Wykorzystane zostały różne źródła danych geologicznych i dane z profilowań sejsmicznych.

3. Wyniki badań

3.1. Wyniki modelowań analogowych

Strefa segmentu pomorskiego basenu cechsztyńskiego

Modelowania analogowe wykorzystano w celu określenia deformacji sukcesji ewaporatowej w makroskali, tj. w celu odtworzenia ewolucji struktur solnych wysadowych i niewysadowych w okresie permo-mezozoicznej ekstensji podłoża basenu oraz podczas jego inwersji [A3, A4], w celu określenia wpływu ewaporatów na styl wypełnienia basenu mezozoicznego oraz mezozoiczną tektonikę basenu i jej przebudowę podczas inwersji basenu [A3, A4], jak również w celu ustalenia udziału ewaporatów z poszczególnych skrzydeł uskoku podłoża w strukturze wysadu i oszacowania rozkładu w wysadzie materiału pochodzącego z różnych kierunków zasilania [A3]. Badania analogowe realizowałem w latach 2002 i 2007 w Laboratorium Tektonicznym Hansa Ramberga na Uniwersytecie w Uppsali w Szwecji.

W okresie poprzedzającym realizację moich modelowań analogowych bardzo niewielu badaczy wykorzystowało tę technikę do analizy inwersji basenów i na ogół przyjmowali mało realistyczne nachylenia uskoków normalnych podłoża, nie przekraczające 45° (Koopman i in., 1987; McClay, 1989; Mitra i Islam, 1994). Jeszcze rzadziej symulowano udział ewaporatów w takiej deformacji (Withjack i Callaway, 2000), a rola ewaporatów w tektonice nadewaporatowego wypełnienia basenu podczas inwersji była ogólnie bardzo słabo rozpoznana. Istotą badań analogowych jest właściwy dobór materiałów ekwiwalentnych dla skał naturalnych, odpowiednie wyskalowanie fizyczne i dynamiczne modelu, opracowanie scenariusza modelowań oraz konstrukcja właściwego urządzenia do modelowań. Ponieważ w założonych celach badań była analiza ewolucji basenu ulegającego ekstensji i inwersji, zaprojektowane zostało urządzenie modelujące zawierające wbudowany uskoku o bardziej realnym nachyleniu (60°) oraz ruchome skrzydło, które podczas rozciągania modelu ulegało obniżaniu, a wznoszeniu podczas skracania modelu. Scenariusz modelowań opracowałem na podstawie analizy sekcji sejsmicznych z rejonu wysadu solnego Kłodawy i struktury Oświna oraz publikowanych interpretacji tektoniki nadkładu solnego (Krzywiec, 2002, 2004). W ogólnym ujęciu obejmował on depozycję warstwy podatnej (silikon – ekwiwalent warstw solnych) przykrytej warstwą skał o większej gęstości, ulegających kruchej deformacji (piasek), po czym inicjowano kontrolowaną ekstensję basenu, której towarzyszyła synkinematyczna sedymentacja osadów o większej gęstości od soli/silikonu (piasek). Po zakończeniu rozciągania model poddawano skracaniu, prowadząc do inwersji ruchu na uskoku podłoża i do wypiętrzenia skrzydła stropowego, pierwotnie zrzuconego. Szczegóły budowy urządzenia, użytych materiałów analogowych i procedury modelowania dla poszczególnych obszarów badań opisane są w [3] i [4]. Podkreślić należy, iż **celem badań nie było odtworzenie ewolucji struktury solnej Oświna lub Kłodawy jako takich, lecz określenie ogólnych prawidłowości w stylu deformacji w obrębie warstwy solnej i warstwy nadsolnej w zależności od wielkości ekstensji i inwersji w basenie sedymentacyjnym i geometrii układu sole-nadkład.**

Analiza deformacji basenu z warstwą solną, wzorowana na wyinterpretowanej ewolucji obszaru struktury Oświna, czyli obszaru, na którym nie doszło do diapiryzmu, a doszło do kontrakcji w obrębie warstwy nadsolnej (Krzywiec, 2002) obejmowała serię modeli [4],

w których zmieniano miąższość warstwy podatnej, miąższość warstwy nadsolnej przed etapem ekstensji basenu, intensywność sedymentacji synekstensyjnej oraz zakres ekstensji i inwersji modelu. Wyniki modelowania na etapie ekstensji basenu wpisały się w istniejący stan wiedzy na temat rozwoju struktur solnych w warunkach ekstensyjnych (Vendeville i Jackson, 1992a, 1992b; Jackson i Vendeville, 1994). **Wykazano, iż w przypadku obecności podatnej warstwy solnej w sukcesji basenowej tektonika nadkładu soli jest niezależna od tektoniki podłoża (brak sprzężenia z tektoniką podłoża): w zależności od wielkości ekstensji w nadkładzie rozwija się system uskoku normalnych tylko w rejonie uskoku podłoża (umiarkowana ekstensja) lub również na skrzydle spągowym uskoku normalnego (znacząca ekstensja), a przy niewielkiej ekstensji może dojść jedynie do fleksuralnego ugięcia warstw nadkładu przy uskoku podłoża.** Warstwa podatna wycienia się przy rampie uskoku oraz przy uskoku podłoża na skrzydle spągowym uskoku normalnego. Strefy kontaktu uskoku nadkładu z warstwą solną są strefami inicjacji wypiętrzania skał solnych ku górze. W odróżnieniu od wcześniejszych badań ustalono, że miąższość warstwy podatnej, miąższość przedekstensyjnej warstwy nadkładu i tempo sedymentacji decydują o geometrii uskoku w nadkładzie i rozstępie między nimi [4]. Przy małej miąższości warstwy podatnej uskoki nadkładu grupują się ponad uskoki podłoża, a główne uskoki przyjmują cechy geometryczne zbliżone do uskoku podłoża. Przy większej miąższości warstwy podatnej strefa zuskokowania nadkładu rozszerza się, a główne uskoki wykazują zróżnicowaną geometrię, szczególnie w dolnych ich segmentach. Rozwój systemu uskoku nadkładu na skrzydle spągowym wymagał bardzo dużej ekstensji modelu, rzędu 5%; alternatywnie niezbędna była obecność relatywnie cienkiej przedekstensyjnej warstwy nadkładu. Obserwacje te wskazują, iż w warunkach rzeczywistych, przy nachyleniu uskoku podłoża stromszym niż testowany w modelach kąt 60° , do wykształcenia podobnych struktur wymagane byłyby w konsekwencji wielokilometrowe zrzuty na uskoku podłoża, dlatego występowanie uskoku w nadkładzie solnym w dużej odległości od uskoku podłoża w polskim basenie cechsztyńskim jest mało realne.

W pełni oryginalne wyniki uzyskano **w wyniku nałożonego skracania modeli, symulującego inwersję basenu.** W toku badań ustalono, że inwersja basenu prowadzi do selektywnej reaktywacji pierwotnie normalnych uskoku w nadkładzie i do przekształcenia ich w wyniku inwersji zwrotu ruchu na powierzchni uskoku w uskoki odwrócone, a w najwyższych segmentach nawet w niskokątowe nasunięcia. Kolejność reaktywacji nie jest przypadkowa: jako pierwszy reaktywacji ulega uskok nadkładu powstały w strefie ponad uskoki podłoża, a inne reaktywowane są sukcesywnie wraz z postępem skracania nadkładu, w kolejności zgodnej z odległością od uskoku podłoża. W efekcie inwersji ruchu na uskoku nadkładu progresywnie zmniejsza się odległość między nimi. Uskoki, nie objęte inwersją ruchu, ulegają jedynie rotacji. Przy skrajnie dużej testowanej kompresji modelu i znacznym wypiętrzeniu skrzydła stropowego uskoku podłoża ponad poziom wyjściowy, na skrzydle spągowym uskoku podłoża wszystkie uskoki z etapu ekstensyjnego przekształciły się w najwyższej części w nasunięcia, a część połączyła się. Równolegle ponad skrzydłem stropowym w rejonie uskoku podłoża rozwija się nowy system uskoku normalnych. Efekty kontrakcji modelu zapisują się również w geometrii warstwy podatnej: wraz z przyrostem kompresji zwiększa się miąższość pionowa warstwy podatnej przy uskoku podłoża i pod uskoki na skrzydle spągowym. Zależnie od konfiguracji uskoku ekstensyjnych w nadkładzie, w sąsiedztwie uskoku podłoża dochodzi do lokalnej redystrybucji materiału podatnego, jego kumulacji przy rampie uskoku oraz relatywnego grzęźnięcia zuskokowanej strefy nadkładu w warstwie podatnej. Przepływ materiału

podatnego wzrasta wraz z przyrostem inwersji i kontrakcji nadkładu. W skrajnym testowanym przypadku dwukierunkowy odpływ materiału podatnego z obszaru między dwiema strefami uskokuowymi na skrzydle spągowym w kierunku rampy uskoku podłoża i w kierunku zuskokowanej strefy nadkładu odległej od uskoku podłoża [4] – spowodował jednocześnie rozwój syninwersyjnej niecki sedymentacyjnej w nadkładzie oraz wzrost poduszki solnej i stowarzyszonych z nią nasunięć w nadkładzie w strefie odległej od uskoku podłoża.

Uzyskane wyniki wskazują, iż w permo-mezozoicznym basenie polskim niektóre struktury kontrakcyjne w nadkładzie cechsztynu oraz niektóre struktury poduszkowe rozwinęły się w wyniku znaczącego wypiętrzenia bloku podłoża podczas kredowo-paleogeńskiej inwersji basenu, która doprowadziła do redystrybucji cechsztyńskich ewaporatów w strefach przyuskokowych: zarówno przy uskoku podłoża, jak i w strefach uskoku nadkładu. W świetle przeprowadzonej analizy wydarzenia takie miały miejsce m.in. w rozpatrywanym rejonie Oświna, w którym wypiętrzenie bloku bruzdy śródpolskiej (powstanie antyklinorium śródpolskiego) jest odpowiedzialne za rozwój struktury solnej Oświna i kontrakcyjną deformację nadkładu cechsztynu na SW od antyklinorium śródpolskiego (por. Krzywiec, 2002). Wyniki modelowań mogą być pomocne przy interpretacji tektoniki nadkładu cechsztynu na sekcjach sejsmicznych.

Strefa centralnej części polskiego basenu cechsztyńskiego

Odmienny styl deformacji cechsztyńskiej sukcesji ewaporatowej występuje w centralnej części basenu w rejonie Kłodawy. Usytuowanie w tej części depocentrum sedymentacji cechsztyńskiej (Wagner, 1994; Peryt i in., 2010) skutkowało nagromadzeniem ewaporatów o większej miąższości niż w rejonie struktury Oświna. Ponadto dane sejsmiczne wskazują na kontrastowo różną miąższość sukcesji mezozoicznej na SW i NE od obecnej struktury Izbica Kujawska – Kłodawa – Łęczyca (Krzywiec, 2004, 2006), ponad dwukrotnie wyższą po stronie NE dla triasu i jury, a nieokreśloną dla kredy, ze względu na syn- i post inwersyjną erozję osadów w strefie antyklinorium śródpolskiego. Taka różnica miąższości osadów jednoznacznie wskazuje na mezozoiczną aktywność uskoku podłoża usytuowanego pod strukturą solną Kłodawy i przyczyniła się do wnioskowania o bezpośrednim wpływie tego uskoku na rozwój wysadowej struktury Kłodawy na etapie pracy doktorskiej (Burliga, 1997). Związki struktur solnych z uskokami podłoża wykazano modelowaniami analogowymi dla obszarów ekstensji basenowej (Vendeville i Jackson, 1992a, 1992b; Jackson i Vendeville, 1994), jednakże nie prowadzono wcześniej prac nad przepływem materiału podatnego w rejonie uskoku podłoża. Nie istniały również dane, w jaki sposób zasilana jest struktura solna rozwijająca się ponad uskoki podłoża, ani jak wygląda przebudowa struktury solnej podczas inwersji basenu. **Z powyższego względu, na podstawie sekcji sejsmicznych i ich interpretacji litostratygraficznej przedstawionej przez Krzywca (2004) oraz opracowanych w ramach realizacji projektu KBN (NCN), zaprojektowałem scenariusz modelowania analogowego uwzględniający wydarzenia stwierdzone w ewolucji wysadu solnego Kłodawy.** Obejmowały one: depozycję warstwy podatnej, depozycję preekstensyjnego nadkładu (trias dolny), ekstensję mezozoiczną (wczesny/środkowy trias – późna jura), podczas której doszło do przebiccia wysadu przez nadkład i ekstruzji soli (kajper), reaktywację wznoszenia wysadu po etapie ekstruzji w wyniku synkinematycznego przyrostu osadów w basenie permo-mezozoicznym (górny trias – górna kreda) i inwersję basenu (późna kreda – wczesny paleogen), a syninwersyjną erozję zastąpiono brakiem depozycji, w celu

odtworzenia tektoniki w rejonie wysadu przed etapem erozji. Model wyskalowany został fizycznie i dynamicznie, a szczegóły modelowania zawarte są w [3].

W toku modelowania z sukcesem zrealizowano wszystkie przewidywane etapy rozwoju wysadu solnego i uzyskano w efekcie strukturę przypominającą w przekroju wysad solny Kłodawy – w różnych jej kształtach, podobnych do znanych z sekcji sejsmicznych. Uzyskano odcinek wysadu całkowicie przebijający nadkład, częściowo przebijający nadkład oraz przewieszkę solną ekwiwalentną do ciała ekstruzywnego wykształconego w triasie po NE stronie wysadu (por. [3] i Krzywiec, 2004). Wyniki serii modeli wykazały, iż podczas ekstensji basenu permo-mezozoicznego wzrost wysadu kompensował przyrost ekstensji w basenie, a kształt wysadu przypominał w ogólnym ujęciu mur o regularnej szerokości (poza strefą przewieszki). O kształcie wysadu w przekroju decydowało w głównej mierze tempo sedymentacji – przy szybkim przyroście osadów wysad wycieniał się, a jego wznoszenie stopniowo zamierało. Wykazano jednocześnie, że rozwój wysadu przeciwdziała kruchej deformacji tektonicznej nadkładu: poza strefą wysadową nie tworzą się w nim uskoki, a nadkład deformuje się jedynie w szerokopromienne synkliny przywysadowe ze względu na odpływ materiału podatnego do struktury wysadowej. Inwersja basenu, wymuszona w modelu przez jego skracanie, doprowadziła do znaczącej przebudowy kształtu struktury solnej. Najistotniejsza zmiana objęła odcinek wysadu przebijający nadkład. W wyniku skracania odcinek ten uległ znacznemu wycienieniu – drastycznie zmalała szerokość wysadu w przekroju. Wysad uległ ogólnemu wysmukleniu i wzrosła jego wysokość. Paradoksalnie nie zaobserwowano zmian kształtu i rozmiarów przewieszki solnej. Inwersja doprowadziła również do rozwoju uskoków odwróconych w nadkładzie przy najwyższej części wysadu. Modele te po raz pierwszy wykazały, że solne struktury wysadowe kompensują skracanie nadkładu podczas inwersji basenu poprzez pionową redystrybucję materiału.

Te same modele wykorzystano również do oszacowania po raz pierwszy ilościowego dopływu skał solnych z obu skrzydeł uskoku podłoża oraz do analizy rozkładu tego materiału w strukturze wysadowej na etapach ekstensji i inwersji basenów. Wykorzystano do tego celu zróżnicowany barwnie materiał podatny dla spągowego i stropowego skrzydła uskoku podłoża. Przeanalizowano strukturę wysadową w odcinkach słabo zasilanych przez materiał podatny, strefy umiarkowanie zasilane, w których wzrost wysadu został zatrzymany oraz strefy wysadu ciągle zasilane, całkowicie przebijające nadkład.

Na etapie ekstensji, w przypadku słabego dopływu materiału podatnego i przy wzroście zrzutu na uskoku podłoża dochodzi do całkowitego rozdzielenia materiału ze skrzydeł: materiał ze skrzydła spągowego przemieszcza się w kierunku poduszki formującej się poniżej uskoków nadkładu, analogicznie, jak w przypadku modeli wzorowanych na obszarze struktury solnej Oświna, natomiast materiał ze skrzydła stropowego dopływa do strefy uskoku podłoża, gromadząc się w strefie przyuskokowego ugięcia warstw nadkładu. Przy szczycie rampy uskokowej ulega on wycienieniu, i jedynie niewielka jego część buduje strukturę na skrzydle spągowym. W przypadku wysadu pogrzebanego po etapie ekstruzji soli udział materiału ze skrzydła spągowego i stropowego w ogólnej strukturze wysadu jest kontrastowo różny. Zależnie od pozycjonowania poziomu odniesienia dla kalkulacji ilości materiału w strukturze wysadowej, materiał ze skrzydła spągowego stanowi od ok. 55% do ok. 81% struktury wysadu, a przy zasilaniu wysadu i jego wzroście po etapie ekstruzji udział materiału ze skrzydła spągowego zmniejsza się do ok. 52-58%. Pozytywnie zaskakujące było stwierdzenie, że materiał ze skrzydła spągowego występuje również po stronie skrzydła stropowego, tak w obrębie pnia wysadu jak i w obrębie przewieszki. **Obserwacja ta**

potwierdziła ustalenia z etapu pracy doktorskiej o migracji skał solnych w kierunku skrzydła stropowego uskoku normalnego i ten kierunek zasilania wysadu jest szczególnie istotny we wczesnych stadiach formowania wysadów solnych.

W wyniku inwersji basenu i przebudowy kształtu wysadu udział materiału ze skrzydła stropowego i spągowego uskoku podłoża uległ zmianie. W przypadku fragmentu wysadu, którego ewolucja zakończyła się po etapie ekstruzji materiał skrzydła spągowego, bez względu na pozycjonowanie linii odniesienia, stanowił ok. 60% struktury wysadu, natomiast w przypadku struktury wzrastającej również po ekstruzji soli, zależnie od pozycjonowania linii odniesienia stanowił od 55% do 67% objętości wysadu. Podczas inwersji doszło do proporcjonalnego wycienienia stref zbudowanych przez materiał skrzydła spągowego i stropowego i do przemieszczenia całej struktury wysadowej na stronę skrzydła spągowego uskoku podłoża, lecz nie doszło do innej przebudowy materiału w obrębie wysadu. **Materiał skrzydła spągowego na każdym etapie ewolucji wysadu utrzymuje się w wysadzie po stronie tego skrzydła, natomiast materiał ze skrzydła stropowego pozostaje po swojej stronie zasilania.**

3.2. Wyniki badań mezostrukturalnych w strukturach solnych polskiego basenu cechsztyńskiego.

Obszar monokliny przedsudeckiej

Celem badań mezostrukturalnych w złożach soli na monoklinie przedsudeckiej było ustalenie, w jakim stopniu monoklinalnie zapadająca sukcesja najstarszej soli kamiennej (Na1) jest tektonicznie zdeformowana, a jeśli jest, jakie są cechy struktur tektonicznych rozwijających się w połogim kompleksie solnym. Badania prowadzono w obrębie złóż soli kamiennej Kazimierzów i Bądzów. Do czasu opublikowania pracy [1] istniały nieliczne publikacje przybliżające tektonikę wewnętrzną tych złóż soli (Kijewski i Salski, 1978; Żelaźniewicz i Markiewicz, 1991 oraz Markiewicz, 2005) oraz 1 archiwalna praca doktorska (Markiewicz, 2003), w których prezentowano różne szczegóły budowy wewnętrznej kompleksu solnego, nie dopatrując się istotnego zaangażowania tektonicznego warstw solnych. Prowadzone przeze mnie **badania wykazały [1], iż w obrębie soli występują fałdy futerałowe o eliptycznych przekrojach poprzecznych, z powierzchniami osiowymi (powierzchniami spłaszczenia elips) równoległymi do powierzchni stratyfikacji. W fałdy takie ujęte były również warstwy anhydrytów występujących w solach.** Oprócz fałdów futerałowych, udokumentowano budinaż warstw anhydrytowych w solach kamiennych, występowanie powierzchni odkłuc warstw i ich nasuwania się, jak również różne przejawy tektoniki kruchej w postaci uskoków, spękań i żył w warstwach anhydrytowych, łącznie wskazujących na równoległe do uławicenia przemieszczanie skał należących do najstarszej soli kamiennej. **Kierunek przemieszczenia tektonicznego w badanych wycinkach złoża jest zasadniczo zgodny z nachyleniem monokliny przedsudeckiej, co wskazuje na podepozycyjną deformację skał.** Ogólne cechy struktur tektonicznych, w tym fałdów futerałowych nie odbiegały od cech mezostruktur stwierdzonych na etapie realizacji pracy doktorskiej w wysadzie solnym Kłodawy. Tym samym **potwierdzony został potencjał do zachowania się struktur z wczesnych etapów deformacji w strukturze wysadowej i jednocześnie jednoznacznie wykazano, że ciało solne określane na monoklinie przedsudeckiej jako pokład soli kamiennej jest wewnętrznie tektonicznie zaburzone.**

Obszar Zatoki Puckiej

Starsze publikacje dotyczące budowy geologicznej najstarszej soli kamiennej w tym rejonie przedstawiają obraz połogich warstw soli, w których zachowane są pierwotne struktury sedimentacyjne soli kamiennych, a tektoniczna deformacja nie została dostrzeżona (Czapowski, 1983, Czapowski i Tomassi-Morawiec, 1985, 1987, Czapowski i in. 2008). **Badania własne** przeprowadzone na rdzeniach pozyskanych ze złoża soli kamiennej Mechelinki [6] **dostarczyły dowodów na obecność w niemal poziomym pokładzie soli izoklinalnych fałdów, dokumentujących lateralną migrację mas solnych, tym samym zakwestionowana została pierwotna, niezaburzona struktura osadowa tej sukcesji solnej.** Niestety obserwacje prowadzono jedynie na rdzeniach z 2 otworów wiertniczych, dlatego mezostrukturalne obserwacje są bardzo ogólne i nie pozwalają na sformułowanie szczegółowych wniosków o stylu deformacji soli kamiennej i jej tektonicznych uwarunkowaniach. fałdowej. Jednakże kolejnych argumentów na istotną tektoniczną deformację soli kamiennych w złożu Mechelinki dostarczyły prezentowane niżej badania mikrostrukturalne.

Wysad solny Kłodawy

W ramach pracy doktorskiej badania struktury i kinematyki wysadu z założenia prowadzono na trzech poziomach górniczych: 450 m (najwyższym), 600 m (środkowym) i 750 m (wówczas najniższym). Po zakończeniu pracy doktorskiej analizą objęto pozostałe poziomy górnicze: 475 m, 500 m, 525 m, 575 m, 630 m, 660 m, 690 m i 720 m. Dzięki ustaleniom poczynionym podczas realizacji modelowań analogowych oraz **uporządkowaniu przeze mnie w toku innych prac badawczych litostratygrafii cechsztynu w rejonie kłodawskim**, dokonano również weryfikacji budowy wysadu na wcześniej badanych poziomach górniczych.

Przeprowadzone badania kartograficzne i strukturalne wykazały przede wszystkim olbrzymią rolę zróżnicowania litologicznego sukcesji cechsztyńskiej w kształtowaniu stylu jej deformacji tektonicznej. Najistotniejszy wpływ na tektonikę serii solnej wywarła obecność warstw anhydrytu o dużej miąższości, w szczególności anhydrytu głównego (A3), osiągającego ok. 40 m miąższości. **Ustalono, że warstwa ta oddziela kompleksy cechsztyńskie, wykazujące różne cechy oraz różną intensywność deformacji wewnętrznej [A2].** W starszym kompleksie podanhydrytowym (utwory cykli PZ1 i PZ2) udokumentowałem:

- Silne rozczłonkowanie ławic kompleksu iłowupkowo-dolomitowo-anhydrytowego rozdzielającego sole kamienne cykli PZ1 i PZ2, w wyniku którego doszło do zespolenia soli kamiennej najstarszej (Na1) z solą kamienną starszą (Na2) i ich dalszej łącznej ewolucji [A5].
- - Występowanie złożonej superpozycji fałdów futerałowych w solach kamiennych Na1 i Na2, z zachowanymi fałdami z etapu lateralnej migracji soli, na które nałożone zostały fałdy futerałowe powstałe podczas wznoszenia wysadu. Powyższa superpozycja fałdów futerałowych występuje w centralnych częściach kompleksów soli kamiennej, natomiast nie została zaobserwowana w stropowej części soli kamiennej starszej (Na1). Jądra wielkoskalowych fałdów antyklinalnych w obszarach objętych superpozycją fałdów zbudowane są w znaczącej części z soli kamiennej najstarszej [A2].
- Wykazałem, iż w strukturze kompleksu solnego występują strefy z węglowodorami oraz zawierające uwęgloną substancję bitumiczną i epigenetyczną mineralizację fluorytowo-kalcytową. Stwierdzenie to implikuje

krążenie roztworów hydrotermalnych w utworach kompleksu iłowcowo-dolomitowego-anhydrytowego pogranicza PZ1 i PZ2 w bardzo wczesnej fazie kruchej deformacji tego kompleksu oraz jego rozczłonkowanie już po wydarzeniach hydrotermalnych ([A5] oraz Madej i in., 2011).

- W sposób jednoznaczny określiłem obecność i cechy najstarszej soli kamiennej (*Na1*), anhydrytu górnego (*A1g*), łupku cuchnącego (*T2*), dolomitu głównego (*Ca2*) i anhydrytu podstawowego (*A2*), które wcześniej nie były identyfikowane w wysadzie (Czechowski i in., 2011 oraz [A5]), a które pełnią istotną rolę w identyfikacji struktury wewnętrznej starszych kompleksów solnych w wysadzie.

W młodszym kompleksie nadanhydrytowym (utwory cykli PZ3 i PZ4) stwierdziłem:

- Ogólną ciągłość większości ogniw litostratygraficznych i znacząco mniejsze rozczłonkowanie ławicy anhydrytu pegmatytowego (*A4*) w porównaniu do rozczłonkowania ławic anhydrytowych w kompleksie PZ1–PZ2 [A2].
- Powszechność występowania pierwotnych struktur sedimentacyjnych w młodziej soli kamiennej górnej (*Na3b*), zubrze brunatnym (*Na3t*) i w najwyższych ogniwach cyklu PZ4.
- Obecność izoklinalnych fałdów futerałowych w obrębie soli kamiennej najmłodszej (*Na4*), sporadyczne ich występowanie w soli kamiennej młodziej (*Na3a* i *Na3b*) i brak superpozycji fałdów futerałowych analogicznej do stwierdzanej w solach kamiennych w kompleksie PZ1–PZ2 [A2].
- Niezależny i złożony styl deformacji z superpozycją fałdów w obrębie soli potasowej młodziej (*K3*), w której powszechne są odklucia warstw, uskoki, budinaż oraz nieregularny kształt struktur fałdowych [A2].
- Sfałdowanie ogniw zubrowych jedynie w wielkiej skali [A2].

Powyższe zestawienie głównych cech struktury kompleksów ewaporatowych występujących powyżej i poniżej **warstwy anhydrytu głównego wskazuje, iż granica ta stanowiła bardzo istotną barierę mechaniczną i doprowadziła do rozdzielenia stylu deformacji kompleksów starszych (PZ1–PZ2) i młodszych (PZ3–PZ4)**. We wczesnej fazie deformacji sukcesji ewaporatowej tektonicznie zaangażowane były zasadniczo sole kamienne najstarsze i starsze i to prawdopodobnie ich deformacja kompensowała ekstensję basenu w strefie uskoku podłoża. **Ekstensja ta najprawdopodobniej doprowadziła najpierw do lateralnej migracji soli w strefie uskoku podłoża i wycienienia w jego rejonie ławicy najstarszej soli kamiennej (zgodnie z wynikami modelowania analogowego – [A4]). Umożliwiło to penetrację roztworów hydrotermalnych w obręb krucho zdeformowanego kompleksu skał łupku cuchnącego, dolomitu głównego i anhydrytu dolnego [A5]**. Ponieważ nie stwierdzono podobnych żył epigenetycznych w nadległym anhydrycie podstawowym, wnioskować można, iż na tym etapie deformacji barierę mechaniczną stanowił również anhydryt podstawowy o miąższości ok. 20 m (nie uległ on deformacji podobnej do tej, która dotknęła warstwy podścielające). Dopiero **progresywna ekstensja podłoża doprowadziła do przerwania ciągłości tej ławicy anhydrytowej i do lokalnego zespolenia soli kamiennej najstarszej i starszej**. Strefy międzybudinowe stały się obszarami inicjalnej migracji soli kamiennej najstarszej ku górze i inicjalnymi obszarami superpozycji fałdów futerałowych ze etapu lateralnej i pionowej migracji soli, umożliwiając wspólną deformację soli kamiennych najstarszych i starszych. W tym samym czasie w kompleksie soli młodszych PZ3–PZ4, prawdopodobnie dochodziło jedynie do lateralnej migracji soli kamiennych,

której zapisem strukturalnym są izoklinalne fałdy futerałowe w solach kamiennych młodszych cykli sedymentacyjnych. Kontynuacja ekstensji podłoża doprowadziła ostatecznie również do zbudinowania ławicy anhydrytu głównego (A3), a przestrzenie międzybudinowe stały się obszarami migracji zespolonego kompleksu soli najstarszych i starszych ku górze. Duża miąższość i kompetencja ławicy anhydrytu głównego zapobiegła zespoleniu kompleksów solnych PZ1–PZ2 i PZ4–PZ4, a sole kamienne PZ1–PZ2 rozpoczęły przebijanie się ku górze przez kompleksy młodsze, tworząc tzw. diapiry drugiego rzędu [A3]. Kompleksy solne młodsze PZ3–PZ4 uwięzione zostały w synklinoriach między diapirami drugiego rzędu i były biernie wynoszone wraz z migrującymi ku górze solami cykli PZ1–PZ2. Wyjaśnia to stwierdzoną powszechność występowania struktur sedymentacyjnych w skałach kompleksu PZ3–PZ4 oraz ogólną powszechność występowania utworów młodszych w synklinoriach w najwyższych częściach również innych wysadów w Polsce (Mogilna, Inowrocławia, Góry, Wapna, Dębiny).

Analizując rozkład facji w zubarach stwierdzona została prawidłowość zaobserwowana podczas modelowań analogowych: facje dystalne podmorskich stożków występują jedynie od strony NE wysadu, tj. od strony depocentrum basenu cechsztyńskiego, natomiast facje proksymalne stożków podmorskich występują wyłącznie w części SW wysadu. Zatem utrzymany został w obrębie wysadu rozdział materiału źródłowego zgodnie z kierunkami zasilania – ze skrzydła stropowego i spągowego uskoku podłoża, jak postulowano w [A3].

3.2. Wyniki badań mikrostrukturalnych soli kamiennych w polskim basenie cechsztyńskim

Badania mikrostrukturalne prowadzono dla soli kamiennych występujących w brzeżnych częściach basenu cechsztyńskiego w celu ustalenia czy istnieją również wskaźniki deformacji halitu w skali mikroskopowej. Wykorzystano tu doświadczenie zdobyte podczas badań mikrostrukturalnych soli z wysadu solnego Kłodawy (Schleder i in. 2007), w których zastosowano po raz pierwszy dla soli z polskiego basenu cechsztyńskiego specjalistyczne techniki badawcze: analizę struktury wewnętrznej halitu w próbach napromieniowanych promieniami gamma oraz analizę podziaren w halicie. **Pierwsza z technik preparatyki skał umożliwia zobrazowanie względnego wieku faz mineralnych w obrębie halitu, obecność defektów sieciowych oraz określenie mechanizmów deformacji halitu. Druga z technik umożliwia określenie paleonaprężeń panujących podczas deformacji skał solnych.** Szczegóły technik opisano w: Schleder i in., 2007, [1] i [6].

Już pierwsze prace dokumentujące złoże soli na monoklinie przedsudeckiej wskazywały na zróżnicowanie struktury i tekstury soli kamiennych w pionowym profilu złoża (Salski i Kijewski, 1978). Przeprowadzone w obszarze monokliny przedsudeckiej badania na rdzeniach z otworów wiertniczych przewiercających pokład soli miały na celu określenie zapisu deformacji w mikroskali w spągowej i stropowej części pokładu soli [1]. Próby zostały napromieniowane promieniami gamma oraz analizowano w nich obecność i wielkość podziaren w halicie. Pomimo połogiego zalegania soli kamiennych, stwierdzona została w nich bardzo silna dynamiczna rekrytalizacja halitu, przejawiająca się nieregularnym kształtem kryształów halitu, zatokowymi kontaktami między kryształami, obecnością różnowiekowych faz halitu w obrębie makroskopowo pojedynczych spłaszczonych kryształów i obecnością podziaren w halicie. Jednocześnie, bardzo nieliczne kryształy zawierały inkluzje gazowo-fluidalne i stałe (anhydryt), stanowiące relikty po pierwotnej strukturze krystalicznej halitu. **Cechy te wskazują, że główne mechanizmy deformacji soli obejmowały migrację granic ziarn i pełnienie defektów sieciowych.** Stwierdzono je zarówno w spągowej i stropowej części profilu solnego. Ponieważ cechy te oraz więźba soli

kamiennych wykazują zmienność w profilu pionowym, wywnioskowano, że **deformacja w pokładzie soli najstarszej zachodzi strefowo, równolegle do uławicenia**. Wniosek ten potwierdziła również analiza podziaren [1]: paleonaprężenia wyznaczone na podstawie podziaren różnią się w profilu pionowym, wskazując na deformację w warunkach różnicy naprężeń w przedziale od ok. 1 MPa do 3,47 MPa. Paradoksalnie najniższe wartości uzyskano przy stropie i spągu pokładu soli (oba kontakty anhydrytem), a największe w środkowej części pokładu. Zinterpretowane to zostało jako przejaw intensywniejszej deformacji w środkowej części pokładu soli, w której pełnienie soli jest ułatwione ze względu na jednorodność litologiczną ośrodka, natomiast warunki brzegowe wyznaczone przez anhydryty ograniczają swobodę migracji soli.

W złożu Mechelinki, uchodzącym wcześniej za niezdeformowany wewnętrznie pokład soli (Czapowski i Tomassi-Morawiec, 1985; Czapowski i in., 2008), przeanalizowane zostały próbki soli z 2 rdzeni przewiercających złoża [6]. Cechą złoża Mechelinki jest występowanie 2 warstw anhydrytu w górnej części profilu, z których grubsza ma ok. 30 cm miąższości [6]. Próbkę pozyskano z różnych segmentów profilu pionowego, z części pod- i nadanhydrytowej. W odróżnieniu od pokładu soli kamiennej na monoklinie przedsudeckiej, zaobserwowano bardzo kontrastowe wykształcenie kryształów halitu: obok bardzo drobnych kryształów o wielkości kilku mm, stwierdzono obecność kryształów euhedralnych o długości przekraczającej nawet 10 cm, przy wysokości ok. 1 cm, uporządkowanych zgodnie z laminacją w solach. Badania mikroskopowe wykazały, że kryształy euhedralne różnej wielkości występują w masie drobnych kryształów o nieregularnych zarysach i większość z nich pozbawiona jest podziaren. **Cechy te wskazują na bardzo intensywną rekrytalizację halitu w warunkach stabilnego ciśnienia litostatycznego, umożliwiających rozrost nowych faz halitu równolegle do uławicenia**. Podziarna w halicie i relikty kryształów z defektami występowały powszechniej powyżej warstwy anhydrytowej, implikując nieco odmienne warunki deformacji ponad anhydrytem. Obserwacja ta wpisuje się we wnioski o wpływie przeławień anhydrytowych na deformację sukcesji cechsztyńskiej – rozdziela ją pokład soli na niezależne domeny deformacyjne. Równie spójny obraz uzyskano z analizy podziaren w halicie w pionowym profilu złoża Mechelinki: **najmniejsze wartości różnicy naprężeń**

(ok. 1 MPa) uzyskano dla przyanhydrytowych segmentów profilu soli kamiennej, a najwyższe (do ok. 3,6 MPa) dla części środkowej. Podobnie jak na monoklinie przedsudeckiej, rozkład taki przypisywany jest najintensywniejszej deformacji tektonicznej w strefie środkowej warstwy solnej i przyczynia się do tego jednorodność ośrodka i brak wkładek anhydrytowych utrudniających pełnienie soli. W całym profilu złoża nie zaobserwowano postulowanych w literaturze struktur sedimentacyjnych w obrębie soli kamiennych.

3. Podsumowanie

Obiektem badań były struktury solne i pokładowe złoża soli cechsztyńskich na obszarze Polski, a deformacja tektoniczna sukcesji wypełniającej polski basen permsko-mezozoiczny była stymulatorem do przeprowadzenia przedstawionych wyżej modeli analogowych. Uzyskane wyniki umożliwiły poznanie nie tylko historii i przyczyn deformacji skał cechsztyńskich i ich nadkładu na obszarze Polski, lecz stanowią wkład w wiedzę uniwersalną na temat mechanizmów deformacji skał solnych, przyczyn i czasu mobilizacji serii ewaporatowych, czynników kształtujących inicjację i ewolucję struktur solnych oraz ich

budowę wewnętrzną, wpływu ewaporatów na deformację ich nadkładu podczas regionalnych wydarzeń tektonicznych.

Przeprowadzone analizy mikrostrukturalne soli kamiennych [A1, A6] wykazały, że w pokładowych złożach soli kamiennej na monoklinie przedsudeckiej i w rejonie Zatoki Puckiej, uchodzących wcześniej za wewnętrznie słabo tektonicznie zaburzone lub niezaburzone, w halicie występują mikrostrukury i cechy dokumentujące bardzo intensywną dynamiczną jego rekrytalizację. Należą do nich przede wszystkim podziarna w halicie, współwystępowanie kryształów z defektami sieciowymi i ich pozbawionych, sporadyczna obecność relików inkluzji gazowo-fluidalnych w jądrach kryształów halitu, zatokowe granice między kryształami halitu. Wszystkie te cechy wskazują, że dominującymi mechanizmami deformacji skał solnych było pełnienie dyslokacji i migracja granic ziaren halitu. Stosując analizę podziaren halitu wykazano, że w obu lokalizacjach deformacja zachodziła w warunkach różnicy ciśnień od ok. 1 MPa do ok. 3,6 MPa i w profilu pionowym złóż soli wykazywała strefowość: największa różnica ciśnień podczas deformacji panowała w środkowej części złoża, najmniejsza przy spągu i stropie soli oraz przy kontakcie z warstwami anhydrytu. Wykazano ponadto, że zapis mikrostrukturalny i wielkość paleonaprężeń różnią się w domenach złoża soli kamiennej Mechelinki poniżej i powyżej warstwy anhydrytu, co implikuje istotny wpływ przewarstwień anhydrytowych na styl deformacji całego pakietu warstw solnych. Nie wykazano bezpośredniej korelacji między głębokością zalegania warstw solnych a zapisem mikrostrukturalnym – dominującą rolę odgrywa w tym względzie odległość od spągu i stropu pakietu warstw solnych i przewarstwień anhydrytowych. Udokumentowane mikrostrukury w solach kamiennych i szacowana wielkość paleonaprężeń nie różniły się znacząco od rozpoznanych wcześniej w wysadzie solnym Kłodawy (Schleder i in., 2007), wobec czego wnioskować można, że pierwotne mikrostrukury mają potencjał do zachowania w strukturach wysadowych, a mechanizm i warunki deformacji soli kamiennych były podobne na wszystkich etapach rozwoju struktur solnych w polskim basenie permo-mezozoicznym.

Analiza mezostruktur tektonicznych wykazała obecność m.in. fałdów futerałowych, odkłuc i budinażu w monoklinalnie nachylonych pakietach warstw soli kamiennych na monoklinie przedsudeckiej i obecność fałdów w niemal poziomym pakiecie warstw solnych w rejonie Zatoki Puckiej [A1, A6]. Potwierdza to moje wcześniejsze ustalenia o bardzo wczesnej inicjacji migracji mas solnych – poprzedzającej wznoszenie wysadu – oraz możliwość ich zachowania w dojrzałych, wysadowych strukturach solnych. Geometria struktur fałdowych i ich relacje do innych struktur tektonicznych są podobne w subhoryzontalnych pakietach warstw solnych i w strefach wysadu solnego Kłodawy nie objętych superpozycją fałdowania.

Analiza rozkładu inwentarza struktur tektonicznych w wysadzie solnym Kłodawy i stref superpozycji fałdów futerałowych doprowadziła do ustalenia przyczyn różnicy w stylu deformacji i złożoności tektoniki wysadu w różnych jego częściach. Czynnikiem decydującym o zróżnicowaniu struktury wewnętrznej i ewolucji pakietów warstw solnych w wysadzie była obecność warstwy anhydrytu głównego (A3), która mechanicznie izolowała intensywniej deformowane pakiety skał serii solnej cykli PZ1 i PZ2 od słabiej tektonicznie zaangażowanych skał cykli PZ3 i PZ4. Pakiet skał nadanhydrytowych uwięziony zostały w synklinoriach między diapirami drugiego rzędu z jądrami zbudowanymi z najstarszej soli kamiennej [A2]. Przeprowadzone badania obrazują, iż każda warstwa anhydrytu może doprowadzić do rozdzielenia stylu deformacji w solach podścielających anhydryt oraz w solach nadległych. Wykazały to także badania mikrostrukturalne [A6], a potwierdziły w wyniki analizy

mikrostrukturalnej pakietu iłołupkowo-dolomitowo-anhydrytowego rozdzielającego sole kamienne cykli PZ1 i PZ2. We wczesnym etapie rozciągania tego pakietu doszło do spękania warstw iłołupkowo-dolomitowych poniżej warstwy anhydrytu o kilkunastometrowej miąższości (anhydryt podstawowy – A2), co umożliwiło roztworom hydrotermalnym penetrację w te zeszczelinowane warstwy skalne [A5]. Bariera anhydrytowa między solami cykli PZ1 a PZ2 została rozerwana w wyniku rozwoju budinażu warstwy anhydrytu podstawowego, po wydarzeniach hydrotermalnych.

Powyższe obserwacje mezostrukturalne podkreślają istotę tektoniki podłoża cechsztynu dla deformacji cechsztyńskiej sukcesji ewaporatowej. Penetracja roztworów hydrotermalnych poprzez słaboprzepuszczalne sole kamienne była możliwa jedynie w przypadku likwidacji nieprzepuszczalnej bariery solnej, czyli znaczącego wycienienia warstwy solnej. Jak obrazują wyniki modelowań analogowych, takie wycienienie warstwy następuje w strefie rampy uskoku podłoża [A3, A4], którego aktywność może doprowadzić aż do przerwania ciągłości sukcesji ewaporatowej. Modelowania analogowe jednoznacznie potwierdziły, że aktywność uskoku w podłożu sukcesji ewaporatowej odpowiedzialna jest za migrację mas solnych, rozwój wysadu oraz jego budowę wewnętrzną. Wykazano, że we wczesnym etapie ekstensji basenu, podczas depozycji skał nadkładu, dochodzi do migracji ewaporatów ze skrzydła spągowego uskoku normalnego podłoża w stronę skrzydła stropowego i, co więcej, w ogólnej strukturze wysadu udział materiału ze skrzydła spągowego przeważa nad udziałem materiału ze skrzydła stropowego. Materiał skrzydła stropowego na etapie ekstensji basenu kompensuje wzrost zrzutu na uskoku podłoża, stąd jedynie w ograniczonym stopniu migruje on w obręb wzrastającego wysadu. Inwersja zwrotu ruchu na uskoku podłoża prowadzi do przebudowy kształtu wysadu i jego wysmuklenia, gdyż pionowa redystrybucja ewaporatów jest reakcją na kontrakcję skał nadkładu. Proporcje udziału materiału ze skrzydła spągowego i stropowego wyrównują się w wyniku inwersji basenowej, jednakże w dalszym ciągu nieznacznie większy udział stanowi materiał ze skrzydła spągowego [A3]. Utrzymujący się rozdział materiału ze skrzydła spągowego i stropowego uskoku podłoża w obrębie struktury wysadowej, zarówno na etapie ekstensji i inwersji basenu, udokumentowano w wysadzie solnym Kłodawy na podstawie analizy rozkładu proksymalnych i dystalnych facji w stożkach podmorskich zbudowanych z zubrów.

Wyniki modelowań analogowych obrazują również efekty interakcji między tektoniką podłoża, ewaporatami i tektoniką nadkładu ewaporatów [A4]. Obecność warstwy skał solnych prowadzi do rozdziału tektoniki nadsolnej od tektoniki podsolnej, czyli tektonicznego rozdzielania podłoża od nadkładu. W etapie ekstensji basenu, zależnie od wielkości zrzutu na uskoku podłoża, nadkład może ulec jedynie fleksuralnemu ugięciu w strefie uskoku podłoża, może rozwinąć się system uskoku normalnych w relatywnie szerokiej strefie ponad uskoki podłoża, a przy dużej ekstensji podłoża basenu rozwinąć może się system rowów i półrowów tektonicznych w nadkładzie na skrzydle spągowym, z dala od uskoku podłoża. Inwersja basenu prowadzi do zmiany zwrotu ruchu na uskoku podłoża i selektywnej reaktywacji uskoku w nadkładzie, z których część ulega przekształceniu w uskoki odwrócone, a część ulega jedynie rotacji. W najwyższych częściach nadkładu kąt nachylenia powierzchni uskoku odwróconych maleje i przybierają one cechy niskokątowych nasunięć. Znaczące wypiętrzenie skrzydła stropowego podczas inwersji basenu może ponadto doprowadzić do rozwoju tektonicznych struktur kontrakcyjnych w nadkładzie na skrzydle spągowym, z dala od uskoku podłoża. Ekstensja i inwersja basenu przyczynia się do migracji ewaporatów wynikających z niej zmian ich pierwotnej miąższości. W strefie przy uskoku podłoża i poniżej uskoku w nadkładzie dochodzi do wzrostu miąższości ewaporatów

w wyniku ich migracji z przyległych obszarów skrzydła spągowego i stropowego uskoku. Migracja ta prowadzi do zasilania strefy formującej się struktury solnej ponad uskokiem podłoża, a jednocześnie przyczynia się do rozwoju niecek przywysadowych w nadkładzie.

Wyniki badań jednoznacznie wskazują, iż przyczynami nadrzędnymi deformacji cechsztyńskiej sukcesji ewaporatowej była aktywność tektoniczna uskoku podłoża basenu permo-mezozoicznego – najpierw w warunkach ekstensji a następnie kompresji – z wymuszoną przez grawitację lateralną migrację skał solnych. Aktywność uskoku podłoża doprowadziła do rozerwania ciągłości nadkładu systemem uskoku umożliwiających migrację skał solnych ku powierzchni.

Literatura:

Burliga S., 1996a: Implications for early basin dynamics of the Mid-Polish Trough from deformational structures within salt deposits in central Poland. *Kwart. Geol.* 40, 2, 185-202.

Burliga S., 1996b: Kinematics within the Kłodawa salt diapir, central Poland. W: red. Alsop G.I. i in.: *Salt Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ. No. 100, 11-20.

Burliga S., 1997. Ewolucja wysadu solnego Kłodawy. W: (red. S. Burliga. *Tektonika regionu kujawskiego: 1–12*. WIND-J.Wojewoda, Wrocław.

Burliga S., 1998. Struktura i kinematyka wysadu solnego Kłodawy. Praca doktorska. Archiwum Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu. 153 s.

Czapowski G. 1983 - Zagadnienia sedymentacji soli kamiennej cyklotemu PZ1 na wschodnim skłonie wyniesienia Łęby. *Przegląd Geologiczny* 3, 5, 278-294.

Czapowski G. 1987 - Sedimentary facies in the Oldest Rock Salt (Na1) of the Łeba elevation (northern Poland). *Lecture Notes of Earth Sciences* 10, 207-224. Springer Verlag

Czapowski G., Tomassi-Morawiec H., Chełmiński J., Tomaszczyk M., 2008. Stopień rozpoznania i perspektywy zagospodarowania cechsztyńskich złóż soli w rejonie Zatoki Gdańskiej. *Górnictwo Odkrywkowe*, 2-3, 47-55.

Czapowski G., Tomassi-Morawiec H. 1985 - Sedymentacja i geochemia najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej. *Przegląd Geologiczny*, 33, 12, 663-670.

Dadlez R., Jaroszewski W., 1994: *Tektonika*. PWN, Warszawa, 742 s.

Eisenstadt G., Withjack M., 1995. Estimating inversion e results from clay-model studies. In: *Basin Inversion*. Geological Society of London, Special Publication 88, 119-136.

Jackson M.P.A., Vendeville B.C., 1994. Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin* 106, 57-73.

Kijewski P., Salski W., 1978. Cechsztyńska sól kamienna cyklotemu Z1 w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Geologia Sudetica* 13, 1, 97–134.

Koopman A., Speksnijder A., Horsefield W.T., 1987. Sand box model studies of inversion tectonics. *Tectonophysics* 137, 379-388.

Krzywiec P., 2002. Oswino structure (NW Mid-Polish Trough) e salt diapir or inversion-related compressional structure? *Geological Quarterly* 46, 337-346.

Krzywiec P., 2004. Triassic evolution of the Kłodawa Salt Structure: basement-controlled salt tectonics within the Mid-Polish Trough (Central Poland). *Geological Quarterly*, 48, 2, 123–134.

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.

Markiewicz A., 2003. Tektonika cechsztyńskiej soli kamiennej w LGOM i jej znaczenie gospodarcze. Praca doktorska. Zakład Złóż Rud i Soli, archiwum AGH, Kraków.

Markiewicz A., 2005. Dotychczasowe rozpoznanie budowy geologicznej złoża najstarszej soli kamiennej „Kazimierzów” (obszar górniczy „Sieroszowice I”). *Górnictwo Odkrywkowe* 2, s. 15–21.

McClay K.R., 1989. Analogue models of inversion tectonics. In: Cooper, M.A., Williams, G.D. (Eds.), *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication 44, 41-62.

Mitra S., Islam O.T., 1994. Experimental (clay) models of inversion structures. *Tectonophysics* 230, 211-222.

Orska J., Werner Z., 1987. Sole kamienne i potasowe. [W:] *Budowa geologiczna Polski*, T. 6, *Złoża surowców mineralnych*, Osika R. (red.). Wydawnictwa Geologiczne: 418-438.

Peryt T.M., Geluk M.C. Mathiesen A., Paul J., Smith K., 2010a. Zechstein. In: *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (eds. J.C. Doornenbal and A.G. Stevenson): 123-147. EAGE Publications, b.v. (Houten)

Pharaoh, T.C., Duser M., Geluk M.C., Kockel F., Krawczyk C.M., Krzywiec P., Scheck-Wenderoth M., Thybo H., Vejbaek O.V., and van Wees J.D., 2010. Tectonic evolution of Southern Permian Basin, in H. Doornenbal, and A. Stevenson, (eds.), *Petroleum Geology Atlas of the Southern Permian Basin Area*, EAGE Publications B.V., Houten, The Netherlands, Chapter 3, p. 25-57.

Poborski J., 1955. Złoże solne w Kłodawie. *Biuletyn Wewnętrzny Instytutu Geologicznego*, Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa. 59 s.

Poborski J., 1957. Cechsztyńska struktura solna Izbica – Łęczycza. *Przegląd Geologiczny* 1, 31-32.

Poborski J., 1960. Cechsztyńskie zagłębienie solne Europy Środkowej na ziemiach polskich. *Prace Instytutu Geologicznego*, 30, 355-365.

Poborski J., 1971. Przewrót w poglądach na tektonikę wysadów solnych w regionie kujawskim. *Mat. Z Kolokwium “Postępy w badaniach złóż surowców mineralnych” na temat “Geologii salinarnej w regionie kujawskim”*. Wyd. AGH Kraków, 26-31.

Schleder Z., Burliga S. & Urai J.L., 2007. Dynamic and static recrystallization-related microstructures in halite samples from the Kłodawa salt wall (central Poland) as revealed by gamma-irradiation. *Neues Jahrbuch für Mineralogie und Petrologie*, 184, 1, 17–28.

Tarka R., 1991: The tectonic evolution of Polish salt diapirs. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences* 39, 85-90.

Tarka R., 1992: Tektonika wybranych złóż soli w Polsce na podstawie badań mezostrukturalnych. *Prace Instytutu Geologicznego* 137, 5-39.

Wagner R., 1994: *Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim*. *Prace Instytutu Geologicznego* 146, 5-62.

van Weesa J.-D, Stephenson, R.A., Ziegler, P.A., Bayer U., McCann T., Dadlez R., Gaupp R., Narkiewicz M., Bitzer F., Scheck M. 2000. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. *Marine and Petroleum Geology* 17, 1, 43-59.

Vendeville B., Jackson M.P.A., 1992a. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology* 9, 331-353.

Vendeville B., Jackson M.P.A., 1992b. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology* 9, 353-371.

Werner Z., 1958. Die Zechstein-Salzlagestätten in Mittelpolen (Kujawien). *Freiberger Forsch., H. A* 88, 65-79.

Werner Z., Poborski J., Orska J., Bąkowski J., 1960. Złoże solne w Kłodawie w zarysie geologiczno-górnictw. Prace Instytutu Geologicznego 30, 467-494.

Withjack M.O., Callaway S., 2000. Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. AAPG Bulletin 84, 627-651.

Żelaźniewicz A., Markiewicz A., 1991. Struktury ekstensyjne w cechsztyńskich ewaporatach monokliny przedsudeckiej a strefa tektoniczna Odry. Przegląd Geologiczny, 39, 10: 463–471.

6. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo - badawczych.

1. Sedymentacja i diageniza skał solnych

Najważniejszą częścią mojej dotychczasowej pracy naukowej są badania nad budową i deformacją cechsztyńskiej sukcesji ewaporatowej w basenie polskim. Ze względu na silną dynamiczną rekrytalizację halitu zarówno w obszarach objętych diapiryzmem i brzeżnych częściach basenu cechsztyńskiego, gdzie warstwy solne zalegają subhoryzontalnie, dotychczas nie udało się rozpoznać pełnej historii przeobrażeń, jakim uległy sole kamienne. Najbardziej rozpoznane są etapy wczesnej przebudowy struktury i tekstury skał solnych, poprzedzające dynamiczną rekrytalizację halitu. Z tego powodu podjąłem badania nad współczesnymi i młodszymi od cechsztyńskich skałami solnymi w celu określenia pierwotnych cech soli kamiennych i rozpoznania ich przeobrażeń diagenetycznych. Dotychczas opublikowałem wyniki badań skał solnych z dwóch obiektów geologicznych: skał z największego współczesnego obszaru sedymentacji soli kamiennych, tj. z solniska Salar de Uyuni w Boliwii oraz z mioceńskiej sukcesji solnej z zapadliska przedkarpackiego.

Analiza struktury i tekstury współczesnych ewaporatów jest utrudniona przede wszystkim ze względu na zróżnicowaną zwięzłość skały solnej i występowanie nietrwałych szkieletowych form kryształów halitu, co powoduje trudności w preparatyce próbek skalnych. Skłoniło mnie to do zastosowania techniki nieniszczącej, mikrotomografii rentgenowskiej, wykorzystanej po raz pierwszy do analizy skał solnych. Analiza ta wykazała olbrzymią porowatość skał solnych i obecność kryształów szkieletowych w całym przekroju warstwy solnej, nie wypełnionych substancją mineralną i scementowanych jedynie w strefach styczności kryształów. Dowodzi to, że hality w warstwie solnej uzyskują pełną lityfikację i tracą porowatość dopiero na etapie diagenety, w wyniku krystalizacji i wzrostu kryształów z nasyconych roztworów krążących w porowatym osadzie. Tym samym, pierwsza przebudowa struktury wewnętrznej kryształów halitu (krystalizacja nowych faz) zachodzi bardzo wcześnie, na etapie cementacji skał, a inkluzje w kryształach obrazują cykle przyrostowe ewaporacyjno-diagenetyczne. Uzyskane wyniki badań stanowią również przyczynek do dyskusji nad fizycznym znaczeniem laminacji w solach kamiennych – w skałach z solniska laminacja odzwierciedla wieloletnie cykle sedymentacyjno-ewaporacyjne, a nie jednosezonową krystalizację i nie można jej wykorzystywać do określania chronostratygrafii osadów.

Mioceneńska sukcesja ewaporatowa z zapadliska przedkarpackiego rozwijała się na przedpolu tektonicznie aktywnego frontu orogenu karpackiego. Badania przeprowadzone w fałdowo-łuskowym złożu soli kamiennej w Wieliczce potwierdziły wcześniejsze poglądy o sedymentacyjnej genezie złoża bryłowego i wykazały, iż mezoskalowe struktury tektoniczne odsłonięte w wyrobiskach górniczych w zdecydowanej większości powstały jeszcze w nieskonsolidowanym osadzie w wyniku grawitacyjnego pełznięcia osadów solnych na skłonie basenu. Wniosek ten ma duże znaczenie w rozważaniach na temat reologii soli podczas deformacji, gdyż eksponuje, jak dużą rolę w deformacji skał solnych pełnią roztwory, a jednocześnie wskazuje na możliwość powstania podobnych synsedymentacyjnych struktur deformacyjnych w skałach sukcesji cechsztyńskiej. Cechy geometryczne fałdów udokumentowanych w złożu wielickim nie odbiegają od cech fałdów w ewaporatach cechsztynu. Analizy skał solnych z kopalni

w Wieliczce wykazały ponadto obecność warstw solnych z pierwotnymi cechami krystalizacyjnymi i sedymentacyjnymi halitów oraz warstw z dynamicznie rekrytalizowanymi halitami. Zagadnienie strefowego zróżnicowania dynamicznej przebudowy halitu nie zostało jeszcze dostatecznie rozpoznane i badania są kontynuowane.

Przedstawione wyżej osiągnięcia opublikowałem dotychczas w pracach:

- Burliga S., Dohnalik M., 2011. Struktura wewnętrzna i geneza współczesnej pokrywy solnej solniska Salar de Uyuni (Boliwia) w świetle badań tomograficznych. *Geologia (Geology, Geophysics and Environment)* vol. 37, 2, 215-229.
- Burliga S., Krzywiec P., Dąbroś K., Przybyło J., Włodarczyk E., Żróbek M., Słotwiński M., 2018. Salt tectonics in front of the Outer Carpathian thrust wedge in the Wieliczka area (S Poland) and its exposure in the underground salt mine. *Geology, Geophysics and Environment* vol.44, 1, 71–90.

2. Ścieżki migracji cieczy i gazów w złożach soli

Sole kamienne cechuje bardzo słaba przepuszczalność i niska porowatość, i cechy te zadecydowały o wykorzystywaniu złóż soli kamiennych do budowy kawernowych magazynów gazów i paliw, jak również do lokowania w solach kamiennych składowisk odpadów niebezpiecznych oraz radioaktywnych. Jednakże w wielu złożach soli w wyrobiskach górniczych występują wycieki węglowodorów i emanacje gazów. Skłoniło mnie to do zgłębienia tego uciążliwego zagadnienia, gdyż rozpoznanie stref migracji płynów i gazów jest kluczowe dla bezpieczeństwa eksploatacji złóż soli i bezpieczeństwa magazynowania w nich substancji użytecznych i odpadów. Badania prowadzone były w wysadzie solnym Kłodawy.

W ramach projektu badawczego finansowanego przez NCN analizowałem rozmieszczenie i budowę stref występowania węglowodorów i stref wyrzutów gazów zawierających w składzie metan i siarkowodor. Sukcesywnie badałem również tektoniczną pozycję stref wysięków solanek. Badania doprowadziły do uporządkowania wiedzy na temat rozmieszczenia powyższych zjawisk w wysadzie solnym Kłodawy i poszerzyły wiedzę

podstawową o budowie takich stref. Najważniejsze wnioski sformułowane na podstawie badań to:

- Strefy wysięków węglowodorów i wyrzutów gazów oraz emanacji siarkowodoru korelują się z poziomami litostratygraficznymi łupku cuchnącego, co stwarza możliwość prognozowania wystąpienia stref zagrożeń gazodynamicznych na etapie rozpoznawania złoża;
- Badania z wykorzystaniem mikrotomografii rentgenowskiej wykazały wyższą porowatość skał solnych z węglowodorami ciekłymi od skał otaczających; w strefach z węglowodorami ciekłymi istnieją otwarte systemy porów połączonych, umożliwiające migrację płynów;
- Badania z wykorzystaniem mikrotomografii rentgenowskiej przeprowadzone na próbach zawierających gazy wykazały, iż w przewodzie są to gazy zaokludowane, uwięzione w porach międzyziarnowych lub w inkluzjach w kryształach. Systemy porów połączonych są krótkie i izolowane od sąsiednich;
- Strefy wysięków solanek korelują się z kopalnymi systemami krasowymi w wysadzie oraz ze strefami tektonicznymi: strefami uskokowymi, strefami ścinania oraz strefami budinażu warstw anhydrytowych.

Publikacje prezentujące wyniki powyższych badań obejmują:

- Burliga S., 2009. Gas and fluid migration pathways in salt bodies – implications from the Kłodawa Salt Structure, central Poland. Kraków. W: Solution Mining Research Institute Spring 2009 Technical Conference. Technical Conference Papers, 131-136.
- Burliga S., Czechowski, F., 2010. Anatomy of hydrocarbon-bearing zones, hydrocarbon provenance and their contribution to brittle fracturing of rock salt in the Kłodawa Salt Structure (central Poland). W: Solution Mining Research Institute Spring 2010 Technical Conference Papers, Grand Junction, Colorado, USA, 125-134
- Burliga S., Czechowski F., Hojniak M. 2008. Zjawiska gazodynamiczne w wysadzie solnym Kłodawy jako narzędzie stratygraficzne cechsztynu. Gospodarka Surowcami Mineralnymi t.24, z.3/2, 69-81.
- Burliga S., Misiek G., Janiów S., Dumicz E. 2007. Tektoniczne uporządkowanie zjawisk gazodynamicznych w wysadzie solnym Kłodawy. W: Warsztaty Górnicze „Zagrożenia naturalne w górnictwie” Wyd. ISMiE PAN/Wyższy Urząd Górniczy – Katowice, dysk optyczny, 5 stron
- Czechowski F., Burliga S., Hojniak M., 2011. Geochemia węglowodorów z pierwszego udokumentowanego wystąpienia dolomitu głównego (Ca²) w wysadzie solnym Kłodawy. Geologia 37, 2, 231-144.
- Wolny Ł., Czechowski F., Burliga S., Raczyński P., Hojniak M., 2014. Hydrocarbons assemblage in the PZ1–PZ2 strata from the Kłodawa Salt Structure, Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae 84: 363–374.

3. Litostratygrafia cechsztynu

Równoległe do badań nad deformacją skał cechsztyńskich w wysadzie solnym Kłodawy prowadziłem badania nad litostratygrafią cechsztynu w rejonie wysadu. Potrzeba ta wynikała z faktu słabego rozpoznania litostratygrafii najstarszych członów cechsztynu i braku we współczesnym środowisku naukowym osób, które by identyfikowały te człony w wysadzie. Zatarcie zostały one również w publikacjach naukowych, gdyż przed moimi

badaniami ostatni raz wzmiankowano o obecności w wysadach solnych utworów starszych niż sole kamienne starsze cyklu PZ2 w latach 70-tych ubiegłego wieku. Ukazał się wówczas m.in. komunikat wskazujący na obecność również najniższych ogniw cechsztynu z łupkiem miedzionośnym włącznie (Kucia, 1970). Efektem moich badań było przywrócenie do świadomości środowiska naukowego obecności w profilu cechsztynu z wysadów solnych centralnej Polski: najstarszej soli kamiennej (*Na1*), anhydrytu górnego (*A1g*), łupku cuchnącego (*T2*), dolomitu głównego (*Ca2*) i anhydrytu podstawowego (*A2*). Przedstawiłem również pełny profil tego wydzielenia. Jednocześnie stwierdziłem, że identyfikacja dolnych członów cechsztynu postulowana przez Kucię (1970) była błędna, gdyż jako łupek miedzionośny opisano wówczas łupek cuchnący. Przy obecnym stanie rozpoznania litostratygrafii w wysadzie, najstarszym udokumentowanym członem cechsztynu pozostaje sole najstarsza sól kamienna (*Na1*). Jej cechy litofacjalne prezentowałem na konferencjach i w komunikatach naukowych. Pełne opracowanie litostratygrafii cechsztynu wymaga dalszych badań. Dotychczasowe wyniki opublikowałem w 1 artykule naukowym i kilku komunikatach, uważam je jednak za znaczące osiągnięcie naukowe, gdyż efekty moich prac nad litostratygrafią cechsztynu są już wykorzystywane przez innych badaczy. Publikacje obejmują:

- Czechowski, F., Burliga, S., Hojniak, M., 2011. Geochemia węglowodorów z pierwszego udokumentowanego wystąpienia dolomitu głównego (*Ca2*) w wysadzie solnym Kłodawy. *Geologia* 37, 2, 231-144.
- Burliga S., 2010. Litofacjalne zróżnicowanie najstarszej soli kamiennej w wysadzie solnym Kłodawy. W: (red.) Rotnicka J., Szczuciński W., Skolasińska K., Jagodziński R., Jasiewicz J.: *Teraźniejszość Kluczem do Przeszłości. Współczesne Procesy Sedymentacyjne i ich Zapis Kopalny. IV Polska Konferencja Sedymentologiczna – POKOS 4*, Smołdzino 2010, Streszczenia referatów i posterów, przewodnik do wycieczek. 73.
- Burliga S., 2010. Czy najstarsza sól kamienna występuje w wysadach solnych w Polsce? W: S. Burliga (red.) *XV Międzynarodowe Sympozjum Solne Quo Vadis Sal, pt. Potencjał gospodarczy polskiego górnictwa solnego – stan obecny i perspektywy rozwoju*. 2010, wyd.: KGHM Cuprum sp. z o.o. – CBR, 68-69.
- Burliga S. 2011. Najstarsze ogniwa cechsztynu w wysadzie solnym Kłodawy. W: *XVI Sympozjum Solne Quo Vadis Sal*, 13 –14 października 2011 r., Toruń. Streszczenia referatów: 11-12

Cytowana literatura:

Kucia Z., 1970: Nowe człony stratygraficzne cechsztynu w kopalni Kłodawa. *Przegląd Geologiczny*, 18, 7: 345–346.

