

**OCENA STOPNIA SZCZELNOŚCI ORAZ CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA
I GEOMECHANICZNA WYBRANYCH STRUKTUR NA POTRZEBY
PODZIEMNEGO MAGAZYNOWANIA I SKŁADOWANIA SUBSTANCJI
NA OBSZARZE NIŻU POLSKIEGO**

Sprawozdanie końcowe

TOM II

***Problematyka magazynowania substancji w kawernach
w pokładach soli cechsztyńskich w rejonie wyniesienia Łeby***

(Obejmujący zakres rzeczowy podzadań 2 i 3 Karty
Informacyjnej zadania)

Redakcja: Marta Adamuszek

Warszawa 2024

Spis treści

1	Wstęp.....	8
	Literatura.....	9
2	Wybrane zagadnienia z zakresu właściwości geomechanicznych skał ze szczególnym uwzględnieniem właściwości soli kamiennej	10
2.1	Wstęp	10
2.1.1	Naprężenie	10
2.1.2	Odształcenie	14
2.1.3	Układ cylindryczny	15
2.2	Reologia	18
2.2.1	Model idealnie sprężysty	19
2.2.2	Model idealnie lepki	22
2.2.3	Model idealnie plastyczny	24
2.2.4	Złożone reologie – podstawowe przykłady	30
2.2.5	Zależności pomiędzy deformacją sprężystą, lepką i plastyczną	32
2.3	Badania laboratoryjne	34
2.3.1	Sprężystość i wytrzymałość	35
2.3.2	Lepkość	37
2.4	Analiza mikrostrukturalna	41
2.4.1	Defekty w sieci krystalicznej	41
2.4.2	Pełzanie dyfuzyjne	43
2.4.3	Pełzanie dyslokacyjne	45
2.4.4	Zdrowienie i rekrytalizacja	46
2.4.5	Mapa mechanizmów deformacji	46
2.4.6	Pełzanie a modele konstytutywne	47
2.5	Literatura	48
3	Właściwości reologiczne soli kamiennej	50
3.1	Modele konstytutywne dla soli kamiennej	50
3.1.1	Model pełzania z rozpuszczania-precypitacji	51
3.1.2	Model pełzania dyslokacyjnego	51
3.1.3	Złożenie pełzania dyslokacyjnego i dyfuzyjnego	52
3.1.4	Model Munsona i Dawsona	53
3.1.5	Modele pełzania w stanie nieustalonym	53
3.1.6	Modele lepko-sprężyste	54
3.1.7	Modele lepko-plastyczne	55

3.1.8	Złożone prawa konstytutywne	57
3.2	Reologia soli kamiennej.....	61
3.2.1	Opis fenomenologiczny	61
3.2.2	Badania laboratoryjne	63
3.2.3	Obserwacje makroskopowe	65
3.3	Literatura	67
4	Reaktywność soli kamiennej.....	76
4.1	Wstęp	76
4.2	Siarczany.....	76
4.3	Węglany.....	77
4.4	Związki żelaza	77
4.5	Substancje bitumiczne.....	78
4.6	Podsumowanie	78
4.7	Literatura	79
5	Posadowienie, kształt i pojemność kawern solnych.....	81
5.1	Czynniki wpływające na posadowienie, kształt i rozmiar kawern.....	81
5.1.1	Forma i miąższość utworów solnych	81
5.1.2	Głębokość zalegania utworów solnych	83
5.1.3	Właściwości fizyczno-chemiczne i mechaniczne utworów solnych oraz ich wewnętrzne zróżnicowanie	86
5.2	Kształt i rozmiar kawern	88
5.2.1	Kształt kawern	88
5.2.2	Rozmiar i objętość kawern	90
5.3	Ciśnienie składowania substancji, pojemność i dostarczalność gazu.....	92
5.3.1	Ciśnienie składowania gazu	92
5.3.2	Pojemność	93
5.3.3	Dostarczalność.....	94
5.4	Pola i obszary magazynowe.....	96
5.5	Praktyka wyznaczania parametrów kawern i obszarów magazynowych.....	98
5.6	Literatura	104
6	Utwory cechsztynu na obszarze wyniesienia Łeby	108
6.1	Wstęp	108
6.2	Wykształcenie utworów ewaporatowych cechsztynu na obszarze Polski	109
6.3	Charakterystyka utworów cechsztynu na obszarze wyniesienia Łeby	111
6.4	Charakterystyka najstarszych soli kamiennych	113
6.4.1	Kompleks soli „czystych” (Na1A)	114

6.4.2	Litofacja soli „zailonych” (Na1B).....	115
6.5	Analiza facjalna.....	116
6.6	Złoża soli kamiennej	118
6.7	Literatura	118
7	Poligonalne grzbiety anhydrytowe	122
7.1	Wstęp	122
7.2	Kontekst geologiczny.....	123
7.3	Geometria i zasięg przestrzenny grzbietów anhydrytowych A1d	125
7.4	Analogiczne struktury w sąsiednich obszarach	127
7.5	Ewolucja grzbietów wzbudzona metasomatozą gipsu w anhydryt.....	129
7.6	Hipotetyczne mechanizmy powstawania grzbietów anhydrytowych.....	130
7.7	Wnioski	133
7.8	Literatura	133
8	Modele strukturalne.....	136
8.1	Wstęp	136
8.2	Dane do modelu	136
8.2.1	Dane otworowe	136
8.2.2	Dane sejsmiczne	137
8.3	Interpretacja danych sejsmicznych	138
8.4	Wyznaczenie stropu i spągu warstwy Na1	139
8.5	Mapy miąższości najstarszej soli kamiennej Na1	140
8.6	Obszary o utrudnionym dostępie.....	141
8.7	Porównanie map miąższościowych z wcześniejszymi propozycjami z literatury.....	143
8.8	Literatura	148
8.9	Załącznik A.....	149
8.10	Załącznik B.....	155
9	Potencjał magazynowy jako wieloparametryczna ocena możliwości lokalizacji kawern solnych 156	
9.1	Potencjał magazynowy dla wyniesienia łeby.....	156
9.2	Potencjał magazynowy dla północno-wschodniej części obszaru wyniesienia łeby.....	159
9.3	Podsumowanie	160
9.4	Literatura	161
10	Obszary perspektywiczne	162
10.1	Wyznaczenie obszarów perspektywicznych.....	162
10.2	Charakterystyka czterech obszarów perspektywicznych	163
10.2.1	Obszar A.....	163

10.2.2	Obszar B.....	165
10.2.3	Obszar C.....	167
10.2.4	Obszar D	170
10.3	Wybór optymalnych otworów	172
10.4	Literatura	176
11	Geomechaniczna charakterystyka złóż ewaporatowych w rejonie wyniesienia Łeby	177
11.1	Wstęp	177
11.2	Parametry sprężyste.....	179
11.3	Parametry wytrzymałościowe	183
11.4	Parametry plastyczne	186
11.5	Parametry lepkie	188
11.6	Dane	191
11.6.1	Parametry sprężyste.....	191
11.6.2	Parametry wytrzymałościowe	194
11.6.3	Parametry plastyczne	198
11.6.4	Parametry lepkie	199
11.7	Literatura	201
12	Szczelność i stateczność kawern solnych	205
12.1	Wstęp	205
12.2	Szczelność kawern solnych.....	205
12.3	Stateczność kawern solnych.....	207
12.4	Warunki szczelności i stateczności kawern solnych	208
12.5	Literatura	209
13	Warunki hydrogeologiczne na obszarze wyniesienia Łeby	213
13.1	Regionalizacja hydrogeologiczna.....	213
13.2	Formy waloryzacji zwykłych wód podziemnych w obszarze analizy.....	213
13.2.1	Jednolite Części Wód Podziemnych	214
13.2.2	Główne Zbiorniki Wód Podziemnych	216
13.3	Zarys warunków hydrogeologicznych w ujęciu regionalnym.....	218
13.3.1	Czwartorzędowe piętro wodonośne	219
13.3.2	Neogeńskie i paleogeńskie piętro wodonośne	220
13.3.3	Kredowe piętro wodonośne.....	221
13.3.4	Jurajskie piętro wodonośne	222
13.3.5	Triasowe piętro wodonośne.....	223
13.3.6	Permskie piętro wodonośne	224

13.4	Ocena warunków hydrogeologicznych.....	226
13.5	Literatura	228
14	Charakterystyka hydrogeochemiczna wód na obszarze wyniesienia Łeby	229
14.1	Inwentaryzacja danych hydrogeochemicznych.....	229
14.2	Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów	230
14.2.1	Metodyka badań	230
14.2.2	Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów	230
14.3	Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu magazynowania substancji	234
14.4	Literatura	244
14.4.1	Bazy danych.....	245
15	Model obliczeniowy.....	246
15.1	Wstęp	246
15.2	Charakterystyka modelu	246
15.3	Benchmarki.....	248
15.3.1	Benchmark 1.....	248
15.3.2	Benchmark 2.....	249
15.3.3	Benchmark 3.....	250
15.3.4	Benchmark 4.....	251
15.4	Literatura	253
16	Wyniki modelowania numerycznego	254
16.1	Wstęp	254
16.1.1	Geometria pokładu soli	254
16.1.2	Naprężenia pionowe	255
16.1.3	Lepkość soli.....	256
16.1.4	Geometria kawerny	257
16.1.5	Wielkość domeny modelu i siatka obliczeniowa.....	259
16.1.6	Analizowane parametry	260
16.2	Studium parametryczne	260
16.2.1	Rola ciężaru nadkładu	261
16.2.2	Rola lepkości soli	263
16.2.3	Rola ciśnienia w kawernie	264
16.2.4	Rola położenia kawerny w obrębie pokładu soli.....	265
16.2.5	Rola kształtu kawerny.....	267
16.2.6	Rola głębokości posadowienia kawerny.....	272
16.3	Podsumowanie	274

16.4	Porównanie czterech najbardziej perspektywicznych otworów.....	275
16.5	Literatura	277
17	Podsumowanie	278
17.1	Potencjał magazynowy i kryteria oceny struktury solnej.....	279
17.2	Analiza stabilności i szczelności kawern solnych.....	280
17.3	Perspektywy	281
17.4	Rekomendacje	281

1 Wstęp

(Marta Adamuszek)

Zapotrzebowanie na kawerny magazynowe w regionie bałtyckim jest ściśle powiązane z rozwojem morskich farm wiatrowych (Fig. 1-1). Charakterystyczna dla energii wiatrowej zmienna moc, zależna od warunków pogodowych, wymaga stosowania metod magazynowania energii produkowanej w okresach wysokiej wydajności farm, aby móc ją później wykorzystać w okresach niskiej produkcji. Jedną z najbardziej obiecujących obecnie metod magazynowania energii jest produkcja wodoru przez elektrolizę wody w procesie P2G (*power to gas*). Wodór, postrzegany jest jako „paliwo przyszłości” i posiada potencjał, aby zastąpić gaz ziemny i stałe paliwa kopalne jako główne źródło energii. Jego rola w przejściu na tzw. zieloną energię pochodzącą z odnawialnych źródeł energii (OZE) jest kluczowa, zwłaszcza w kontekście redukcji emisji gazów cieplarnianych. Kluczowym aspektem efektywnego wykorzystania wodoru w systemach energetycznych jest potrzeba jego magazynowania. Dzięki zdolności do przechowywania energii wyprodukowanej z OZE, wodór może efektywnie służyć do wyrównywania wahań w produkcji i popycie na energię, co jest niezbędne dla stabilności i bezpieczeństwa energetycznego.

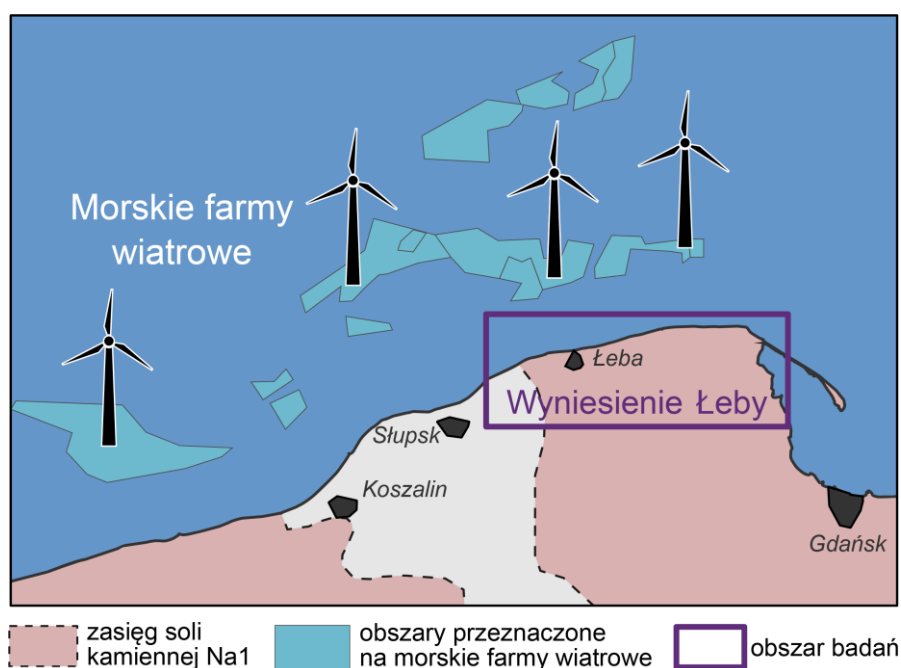


Fig. 1-1 Mapa pokazująca obszar badań na tle zasięgu najstarszej soli kamiennej Na1 w północnej Polsce oraz obszarów przeznaczonych pod budowę morskich farm wiatrowych na Bałtyku

Magazynowanie wodoru w podziemnych kawernach solnych jest uważane za najbardziej optymalnym ze względu na szereg korzyści takich jak niższe koszty i większe bezpieczeństwo w porównaniu do magazynowania naziemnego. Kawerny solne wyróżniają się także pod względem szczelności i szybkości przepływu gazu, co jest kluczowe ze względu na przenikalność wodoru oraz krótkie cykle zatłaczania i poboru (Ozarslan, 2012; Lankof i Tarkowski, 2020; Zivar i in., 2021).

W Polsce możliwości podziemnego magazynowania w kawernach solnych związane są przede wszystkim z permskimi złożami soli kamiennej uformowanymi w obrębie basenu cechsztyńskiego. Złoża te w przeważającej części Polski położone są na głębokościach dochodzących do ok. 5-7 km.

Jedynie w brzeźnych częściach basenu cechsztyńskiego, tj. wyniesieniu Łeby, monoklinie przedsudeckiej oraz w szeregu wysadów solnych znajdujących się w centralnej części Polski sole te położone są na znacznie mniejszych głębokościach, które uważane są jako optymalne pod względem możliwości budowy podziemnych magazynów.

Położenie farm wiatrowych w pobliżu wyniesienia Łeby stanowiło główną motywację do prowadzenia szczegółowych badań na tym właśnie obszarze Polski.

1.1 Literatura

Lankof, L., Tarkowski, R., 2020. Assessment of the potential for underground hydrogen storage in bedded salt formation. *International Journal of Hydrogen Energy* 45, 19479–19492. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2020.05.024>

Ozarslan, A., 2012. Large-scale hydrogen energy storage in salt caverns. *International Journal of Hydrogen Energy* 37, 14265–14277. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2012.07.111>

Zivar, D., Kumar, S., Foroozesh, J., 2021. Underground hydrogen storage: A comprehensive review. *International Journal of Hydrogen Energy* 46, 23436–23462. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2020.08.138>

2 Wybrane zagadnienia z zakresu właściwości geomechanicznych skał ze szczególnym uwzględnieniem właściwości soli kamiennej

(Michał Słotwiński, Marta Adamuszek)

2.1 Wstęp

Badania reologiczne skał koncentrują się na zrozumieniu, w jaki sposób skały zachowują się pod wpływem działających na nie sił w różnych warunkach np. temperatury czy ciśnienia. Zagadnienia te dla skał, podobnie jak dla wielu innych materiałów często rozpatruje się za pomocą metod z zakresu mechaniki ośrodka ciągłego. Jest to dział fizyki opisujący zjawiska zachodzące podczas deformacji ośrodka, w którym pomija się mikroskopową budowę materii, zakładając, że ośrodek ten jest w każdym punkcie przestrzeni wypełniony materią. Przy takim założeniu wszystkie funkcje opisujące zachowanie ośrodka ciągłego są również funkcjami ciągłymi jak i również funkcjami różniczkowalnymi. Taka definicja ośrodka ciągłego umożliwia określenie jego parametrów w bezwymiarowym (pozbawionym objętości) punkcie ulokowanym dowolnie wewnątrz rozpatrywanego regionu. Podejście to opisuje reologię ośrodka w sposób makroskopowy i jest określane jako podejście fenomenologiczne. Alternatywnym sposobem badań reologicznych jest podejście mikroskopowe, gdzie poszukuje się związku między strukturą molekularną substancji a jej parametrami reologicznymi.

Do opisu właściwości geomechanicznych skał wykorzystuje się kluczowe parametry jakimi są naprężenia (*ang. stress*) i odkształcenia (*ang. strain*), oba wyrażane w formie tensorowej. Relacje między naprężeniem i odkształceniem mogą mieć charakter bezpośredni (efekt natychmiastowy) lub być dodatkowo funkcją czasu. Wzajemne relacje pomiędzy naprężeniem a odkształceniem lub tempem odkształcenia są fundamentalnymi relacjami w mechanice, a ich poszczególne matematyczne relacje (równania) są nazywane prawami konstytutywnymi. Prawa takie są formułowane na podstawie obserwacji empirycznych jak również wyprowadzane na podstawie analizy statystycznej zachowywania się cząstek.

2.1.1 Naprężenie

Naprężenie, σ , jest ogólnie definiowane jako wartość siły, F , do pola powierzchni, A , na którą działa ta siła. Jednostką naprężenia jest $1 \text{ Pa} = \frac{1\text{N}}{1\text{m}^2}$. Jeżeli siła działa prostopadle do powierzchni, to mamy do czynienia z naprężeniem normalnym, jeżeli natomiast siła działa stycznie, to jest to naprężenie styczne. Naprężenia działające na sześcienny element O w kartezjańskim układzie współrzędnych przedstawia Fig. 2-1. Na każdą płaszczyznę takiego elementu działają 3 składowe naprężenia (jedna normalna i dwie styczne). Przyjmując, zgodnie z założeniami mechaniki ośrodka ciągłego, że element O jest nieskończenie mały (tj. jego bok ma nieskończenie małą długość), ta sama siła, oddziałująca na element w różnych układach współrzędnych, przekłada się na wzajemnie zależne, ale różne wartości poszczególnych składowych naprężenia. Pełen opis naprężeń może być przedstawiony w postaci tensora naprężeń zawierającego 9 niezależnych składowych naprężenia tj.:

$$\boldsymbol{\sigma} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 2.1}$$

W warunkach równowagowych, tensor naprężenia jest symetryczny, więc $\sigma_{12} = \sigma_{21}$, $\sigma_{13} = \sigma_{31}$ i $\sigma_{32} = \sigma_{23}$. W związku z tym, do pełnego opisu naprężeń wystarczy znać 6 składowych naprężenia: 3 składowe normalne (σ_{11} , σ_{22} , σ_{33}) i 3 składowe styczne/ścinające (σ_{12} , σ_{13} , σ_{23}) (m.in. Malvern, 1969; Twiss i Moores, 2007; Fjær i in., 2008). W niniejszym opracowaniu przyjęto konwencję, że naprężenia normalne są dodatnie, gdy są skierowane do wewnątrz rozpatrywanego obiektu i powodują jego ściskanie. Warto podkreślić, że jest to konwencja zwykle przyjmowana do opisu mechaniki skał w naukach o Ziemi, ale odwrotna wobec konwencji z reguły stosowanej np. w inżynierii materiałowej czy budownictwie (m.in. Twiss i Moores, 2007; Fjær i in., 2008; Fossen, 2016).

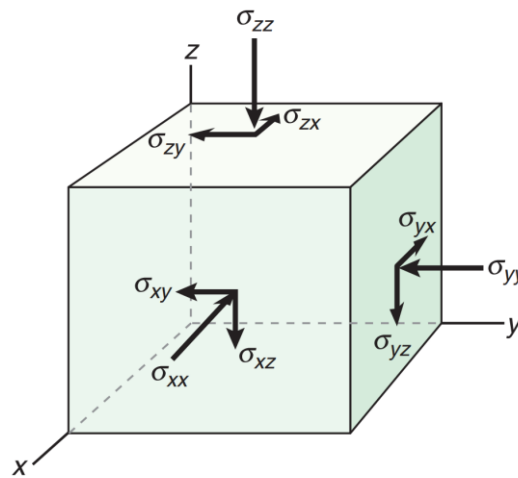


Fig. 2-1 Składowe tensora naprężeń w kartezjańskim układzie współrzędnych (Fossen, 2016)

Naprężenia mogą być przedstawione w dowolnie zorientowanym układzie współrzędnych $\{x_1, x_2, x_3\}$ lub określonym przez $\{x, y, z\}$. Układ współrzędnych, w którym wartość wszystkich naprężeń ścinających wynosi 0, nazywa się układem współrzędnych głównych. Kierunki wyznaczone przez układ współrzędnych to kierunki główne stanu naprężenia, a występujące w nim naprężenia normalne nazywane są naprężeniami głównymi. Tensor naprężenia w punkcie w układzie kierunków głównych przybiera formę:

$$\boldsymbol{\sigma} = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 2.2}$$

Konwencjonalnie, naprężenia główne indeksuje się zgodnie z malejącą wartością naprężenia, tj. $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (m.in. Jaeger i in., 2007; Twiss i Moores, 2007; Fjær i in., 2008; Fossen, 2016). W niniejszym opracowaniu przyjęliśmy, że pogrubioną czcionką oznaczone będą wartości wektorowe i tensorowe.

Istotnym parametrem w analizie geomechanicznej jest naprężenie litostatyczne, określane jako naprężenie średnie lub ciśnienie i definiowane jest jako:

$$p = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) \quad \text{Eq. 2.3}$$

Wówczas w tensorze naprężeń można wyróżnić część postaciową (dewiator naprężeń), σ' , oraz część kulistą (aksjator naprężeń), p , gdzie:

$$\sigma = \sigma' + p = \begin{bmatrix} \sigma_{11} - p & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} - p & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} - p \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} p & 0 & 0 \\ 0 & p & 0 \\ 0 & 0 & p \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 2.4}$$

Dewiator naprężeń opisuje zmianę postaci odkształcanego materiału, natomiast aksjator naprężeń opisuje wszechstronne równomierne ściskanie lub rozciąganie i odpowiada za zmianę objętości materiału (m.in. Twiss i Moores, 2007; Fjær i in., 2008).

Ważnym aspektem opisu mechaniki ośrodka ciągłego jest jej niezależność od układu odniesienia, tj. każdy parametr wektorowy i tensorowy musi zachowywać sens fizyczny niezależnie od transformacji układu współrzędnych (m.in. Malvern, 1969; Jaeger i in., 2007; Twiss i Moores, 2007; Fjær i in., 2008). Do takiego opisu stosuje się niezmienniki tj. skalarne wartości opisujące wielkość tensora naprężeń, niezmienniające się podczas transformacji układu. Niezmienniki bazowe σ wyrażane w układzie naprężeń głównych to (m.in. Fjær i in., 2008):

$$I_1 = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 \quad \text{Eq. 2.5}$$

$$I_2 = (-1)(\sigma_1\sigma_2 + \sigma_2\sigma_3 + \sigma_3\sigma_1) \quad \text{Eq. 2.6}$$

$$I_3 = \sigma_1\sigma_2\sigma_3 \quad \text{Eq. 2.7}$$

Natomiast, dla dowolnie zorientowanego układu naprężeń, niezmienniki te przyjmują formę:

$$I_1 = \sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33} \quad \text{Eq. 2.8}$$

$$I_2 = (-1)[-(\sigma_{11}\sigma_{22} + \sigma_{11}\sigma_{33} + \sigma_{22}\sigma_{33}) + \sigma_{12}^2 + \sigma_{13}^2 + \sigma_{23}^2] \quad \text{Eq. 2.9}$$

$$I_3 = \sigma_{11}\sigma_{22}\sigma_{33} + 2\sigma_{12}\sigma_{13}\sigma_{23} - \sigma_{12}^2\sigma_{33} - \sigma_{13}^2\sigma_{22} - \sigma_{23}^2\sigma_{11} \quad \text{Eq. 2.10}$$

Warto dodać, że w zależności od przyjętej definicji, niezmiennik I_2 może przyjąć wartości ujemne lub dodatnie (Jaeger i in., 2007).

Niezmienniki bazowe dla σ' wyrażone w układzie naprężeń głównych przyjmują formy:

$$J_1 = \sigma'_1 + \sigma'_2 + \sigma'_3 = 0 \quad \text{Eq. 2.11}$$

$$J_2 = -(\sigma'_1\sigma'_2 + \sigma'_1\sigma'_3 + \sigma'_2\sigma'_3) = \frac{1}{2}(\sigma'^2_1 + \sigma'^2_2 + \sigma'^2_3) \quad \text{Eq. 2.12}$$

$$J_3 = \sigma'_{11}\sigma'_{22}\sigma'_{33} = \frac{1}{3}(\sigma'^3_{11} + \sigma'^3_{22} + \sigma'^3_{33}) \quad \text{Eq. 2.13}$$

Dla dowolnie zorientowanego układu współrzędnych niezmienniki te mogą być wyrażone jako:

$$J_1 = \sigma'_{11} + \sigma'_{22} + \sigma'_{33} = 0 \quad \text{Eq. 2.14}$$

$$\begin{aligned} J_2 &= -(\sigma'_{11}\sigma'_{22} + \sigma'_{11}\sigma'_{33} + \sigma'_{22}\sigma'_{33}) + \sigma'^2_{12} + \sigma'^2_{13} + \sigma'^2_{23} \\ &= \frac{1}{2}(\sigma'^2_{11} + \sigma'^2_{22} + \sigma'^2_{33} + 2\sigma'^2_{12} + 2\sigma'^2_{13} + 2\sigma'^2_{23}) \\ &= \frac{1}{2}[(\sigma'_{11} - \sigma'_{22})^2 + (\sigma'_{22} - \sigma'_{33})^2 + (\sigma'_{33} - \sigma'_{11})^2 \\ &\quad + 6(\sigma'^2_{12} + \sigma'^2_{23} + \sigma'^2_{31})] \end{aligned} \quad \text{Eq. 2.15}$$

$$\begin{aligned} J_3 &= \frac{1}{3}(\sigma'_{11}\sigma'_{22}\sigma'_{33} + \sigma'_{12}\sigma'_{23}\sigma'_{31} + \sigma'_{13}\sigma'_{21}\sigma'_{32} - \sigma'_{11}\sigma'_{23}\sigma'_{32} - \sigma'_{22}\sigma'_{31}\sigma'_{13} \\ &\quad - \sigma'_{33}\sigma'_{12}\sigma'_{21}) \end{aligned} \quad \text{Eq. 2.16}$$

Drugi niezmiennik można wyrazić również w wykorzystując składowe całkowite naprężenia

$$\begin{aligned} J_2 &= \frac{1}{6}[(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2] \\ &= \frac{1}{3}[\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 - \sigma_1\sigma_2 - \sigma_2\sigma_3 - \sigma_3\sigma_1] \\ &= \frac{1}{6}[(\sigma_{11} - \sigma_{22})^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})^2 + (\sigma_{33} - \sigma_{11})^2] + \sigma_{12}^2 + \sigma_{23}^2 + \sigma_{13}^2 \end{aligned} \quad \text{Eq. 2.17}$$

Formy te są istotne, ponieważ pojawiają się w równaniach wytrzymałościowych (Jaeger i in., 2007).

Przedstawione powyżej niezmienniki są często wykorzystywane w mechanice materiałów i są istotne z kilku powodów: 1) charakteryzują stan naprężenia i ułatwiają dokonanie analizy porównawczej, 2) stanowią podstawy dla wyznaczenia kryteriów wytrzymałości, 3) są używane do opracowania modeli reologicznych. Wykorzystanie określonego niezmiennika i jego formy zależy głównie od konkretnego zastosowania. Niekiedy używa się także przekształcenia tych niezmienników tak jak w przypadku średniego naprężenia, zwanego także niezmiennikiem objętościowym, wyrażonym jako:

$$\sigma_{sr} = \frac{1}{3}I_1 \quad \text{Eq. 2.18}$$

Innym przykładem jest uogólnione naprężenie, zwane także intensywnością naprężenia dewiatorowego (*ang. effective deviatoric stress*) lub naprężeniem dewiatorowym (co jednak może prowadzić do mylenia tego pojęcia z dewiatorem naprężenia), które opisane przez

$$\sigma'_{eff} = \sqrt{J_2} \quad \text{Eq. 2.19}$$

W mechanice ciągłej często korzysta się z pierwiastka z wartości J_2 , ponieważ J_2 jest wyrażony w jednostkach naprężenia do kwadratu. Niekiedy, mnoży się wartość pod pierwiastkiem przez stałą, co zapewnia, że ten nowy inwariant przyjmuje wartość stosowanego naprężenia osiowego w jednym wymiarze, stąd też nazwa tego niezmiennika stosowana w języku angielskim *equivalent uniaxial stress*

$$\sigma'_{eff} = \sqrt{3J_2} \quad \text{Eq. 2.20}$$

Inny wariant tego naprężenia, opisywany także jako równoważne naprężenie ścinające (*ang. equivalent shear stress*) dany jest przez:

$$q = \sqrt{2J_2} \quad \text{Eq. 2.21}$$

2.1.2 Odształcenie

Kiedy ciało poddane jest obciążeniu może dojść do jego przemieszczenia i/lub deformacji. Deformacja jest opisywana zwykle w odniesieniu do początkowego kształtu i wyrażona za pomocą odkształcenia. Odształcenie opisywane jest jako względna zmiana długości, objętości lub geometrii danego ciała. Podobnie jak stan naprężenia, stan odkształcenia można opisać się w formie symetrycznego tensora odkształcenia

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{11} & \varepsilon_{12} & \varepsilon_{13} \\ \varepsilon_{21} & \varepsilon_{22} & \varepsilon_{23} \\ \varepsilon_{31} & \varepsilon_{32} & \varepsilon_{33} \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 2.22}$$

Składowe tensora odkształcenia można wyznaczyć z wektora przemieszczenia $u = [u_1, u_2, u_3]$ z następującej zależności

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial j} + \frac{\partial u_j}{\partial i} \right) \quad \text{Eq. 2.23}$$

W przypadku, gdy układ odniesienia pokrywa się z kierunkami głównymi, tensor będzie miał postać:

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \begin{bmatrix} \varepsilon_1 & 0 & 0 \\ 0 & \varepsilon_2 & 0 \\ 0 & 0 & \varepsilon_3 \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 2.24}$$

W przypadku związków konstytutywnych zachodzących w funkcji czasu (*ang. rate dependent*) zamiast całkowitego odkształcenia używa się tempa odkształcenia ($\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}$). Jest ono definiowane analogicznie do odkształcenia, ale przemieszczenia zastąpione są prędkościami, v , przez co uwzględniona jest rola czasu:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial j} + \frac{\partial v_j}{\partial i} \right) \quad \text{Eq. 2.25}$$

Relacje z wzorów do Eq. 2.24 do Eq. 2.34 są również prawdziwe jeżeli odkształcenia zastąpi się w nich tempami odkształcenia (m.in. Gerya, 2019). Niezmienniki stanu odkształcenia wyrażone przy pomocy odkształceń głównych mają postać:

$$I_1 = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 \quad \text{Eq. 2.26}$$

$$I_2 = -(\varepsilon_1 \varepsilon_2 + \varepsilon_2 \varepsilon_3 + \varepsilon_3 \varepsilon_1) \quad \text{Eq. 2.27}$$

$$I_3 = \varepsilon_1 \varepsilon_2 \varepsilon_3 \quad \text{Eq. 2.28}$$

W przypadku odkształceń wyrażonych w dowolnym układzie współrzędnych, mają one postać:

$$I_1 = \varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33} \quad \text{Eq. 2.29}$$

$$I_2 = -(\varepsilon_{11}\varepsilon_{22} + \varepsilon_{22}\varepsilon_{33} + \varepsilon_{33}\varepsilon_{11} - \varepsilon_{12}^2 - \varepsilon_{23}^2 - \varepsilon_{13}^2) \quad \text{Eq. 2.30}$$

$$I_3 = \varepsilon_{11}\varepsilon_{22}\varepsilon_{33} - \varepsilon_{11}\varepsilon_{23}^2 - \varepsilon_{22}\varepsilon_{13}^2 - \varepsilon_{33}\varepsilon_{12}^2 - 2\varepsilon_{12}\varepsilon_{23}\varepsilon_{13} \quad \text{Eq. 2.31}$$

Niezmienniki te pozostają stałe w różnych układach odniesienia i są niezmiennie podczas transformacji odkształceń. Analogiczne wyrażenia, opisujące niezmienniki tensora tempa odkształceń, przedstawiają równania Eq. 2.29 – 2, w których składowe odkształcenia są zastąpione odpowiednimi składowymi tempa odkształcenia.

W tensorze odkształcenia można wyróżnić część odkształcenia opisującą odkształcenie postaciowe, ε' , oraz objętościowe, ε_{vol} (analogicznie jak w przypadku naprężeń, jest to naprężenie średnie). Odkształcenie objętościowe jest również niezmiennikiem i opisuje zmiany objętości:

$$\varepsilon_{vol} = \frac{1}{3}(\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3) \quad \text{Eq. 2.32}$$

Tensor odkształcenia można zapisać jako

$$\varepsilon = \varepsilon' + \varepsilon_{vol} = \begin{bmatrix} \varepsilon'_{11} & \varepsilon'_{12} & \varepsilon'_{13} \\ \varepsilon'_{21} & \varepsilon'_{22} & \varepsilon'_{23} \\ \varepsilon'_{31} & \varepsilon'_{32} & \varepsilon'_{33} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_{vol} & 0 & 0 \\ 0 & \varepsilon_{vol} & 0 \\ 0 & 0 & \varepsilon_{vol} \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 2.33}$$

Analogicznie równanie to wygląda dla tensora tempa odkształcenia. Jednakże, dla warunku nieściśliwości, charakterystycznego dla płynów, wyrażeniem odkształcenie objętościowe $\dot{\varepsilon}_1 + \dot{\varepsilon}_2 + \dot{\varepsilon}_3 = 0$, i wówczas $\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}'$. Konsekwentnie niezmienniki tensora $\dot{\varepsilon}$ są równe niezmiennikom $\dot{\varepsilon}'$.

Ważnym niezmiennikiem jest również efektywne odkształcenie wyrażone jako (m.in. Fjær i in., 2008; Gerya, 2019):

$$\varepsilon'_{eff} = \sqrt{\frac{1}{2}(\varepsilon'^2_{11} + \varepsilon'^2_{22} + \varepsilon'^2_{33} + 2\varepsilon'^2_{12} + 2\varepsilon'^2_{13} + 2\varepsilon'^2_{23})} \quad \text{Eq. 2.34}$$

2.1.3 Układ cylindryczny

Z perspektywy wielu problemów, charakteryzujących się częściową lub całkowitą osiową symetrią geometrii i/lub przestrzennego rozkładu parametrów materiałowych korzystne jest zastąpienie kartezjańskiego, prostokątnego układu współrzędnych układem cylindrycznym. Układ ten jest definiowany przez centralną oś, płaszczyznę zerowej współrzędnej pionowej, prostopadłą do niej linię zerowej współrzędnej kątowej oraz skrętność (kierunek obrotu, w którym zwiększa się wartość kąta). Współrzędne dowolnego punktu w tym układzie są zdefiniowane jako: 1) kąt pomiędzy linią

zerowego kąta a linią łączącą punkt z osią liczony zgodnie ze zdefiniowaną skrętnością (współrzędna kątowa); 2) odległość punktu od osi w rzucie na płaszczyznę poziomą (promień, współrzędna promieniowa) i 3); odległość w pionie pomiędzy punktem a płaszczyzną zerowej wysokości (współrzędna pionowa, wysokość). Można to zapisać w formie wektora położenia jako $\{r, \varphi, z\}$, analogicznego do $\{x, y, z\}$ w układzie prostokątnym.

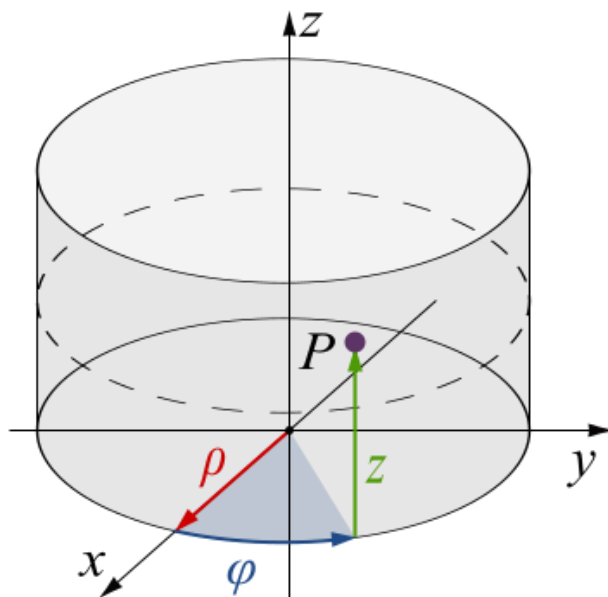


Fig. 2-2 Cylindryczny układ współrzędnych (Wikipedia)

Konwersja pomiędzy układem prostokątnym a cylindrycznym jest stosunkowo prosta i polega na zastosowaniu macierzy transformacji. Dla każdego wektora a (np. położenia czy przemieszczenia) o składowych we współrzędnych prostokątnych transformacja do wektora b o składowych we współrzędnych cylindrycznych wygląda ona następująco:

$$\begin{bmatrix} a_x \\ a_y \\ a_z \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta & 0 \\ \sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} b_r \\ b_\theta \\ b_z \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 2.35}$$

lub w przeciwnym kierunku:

$$\begin{bmatrix} b_r \\ b_\theta \\ b_z \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta & 0 \\ -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_x \\ a_y \\ a_z \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 2.36}$$

Jednakże, stosowanie tego typu konwersji wymaga przeliczeń w dwie strony na każdym kroku obliczeń. Z tego powodu, wygodniejsze może być, przeprowadzanie obliczeń w pełni w obrębie układu cylindrycznego. Definicja odkształcenia jako pochodnej przemieszczenia, przybiera w układzie cylindrycznym inną formę niż w układzie prostokątnym, co można wyprowadzić z zależności geometrycznych. W układzie prostokątnym wektor przemieszczenia ma formę $\{u_x, u_y, u_z\}$ podczas gdy w układzie cylindrycznym przechodzi to w $\{u_r, u_\varphi, u_z\}$. Tensor odkształcenia można więc zapisać jako:

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{rr} & \varepsilon_{r\theta} & \varepsilon_{rz} \\ \varepsilon_{\theta r} & \varepsilon_{\theta\theta} & \varepsilon_{\theta z} \\ \varepsilon_{zr} & \varepsilon_{z\theta} & \varepsilon_{zz} \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 2.37}$$

Analogicznie do układu prostokątnego, składowe przekątne tensora ($\varepsilon_{rr}, \varepsilon_{\theta\theta}, \varepsilon_{zz}$) nazywane są składowymi normalnymi i odpowiadają za skracanie/rozciąganie elementu, natomiast pozostałe składowe to składowe ścinające odpowiadające za deformację kątową. Składowa $\varepsilon_{\theta\theta}$, czyli tzw. składowa obwodowa jest definiowana w sposób wyrażnie odmienny od składowych w układzie prostokątnym. Jest to związane z tym, że jest ona nałożeniem na siebie dwóch elementów: elementu wynikającego z przemieszczenia wzdłuż promienia oraz elementu wynikającego ze zmiany obwodu:

$$\varepsilon_{\theta\theta}^1 = \frac{(r + u_r)d\theta - rd\theta}{rd\theta} = \frac{u_r}{r} \quad \text{Eq. 2.38}$$

$$\varepsilon_{\theta\theta}^2 = \frac{u_\theta + \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} - u_\theta}{rd\theta} = \frac{u_\theta}{r\theta} \quad \text{Eq. 2.39}$$

$$\varepsilon_{\theta\theta} = \varepsilon_{\theta\theta}^1 + \varepsilon_{\theta\theta}^2 = \frac{u_r}{r} + \frac{u_\theta}{r\theta} = \frac{u_r\theta + u_\theta}{r\theta} \quad \text{Eq. 2.40}$$

Składowa promieniowa (ε_{rr}) wychodzi z innych założeń geometrycznych niż składowe współrzędnych prostokątnych, ale upraszcza się do takiej samej zależności:

$$\varepsilon_{rr} = \frac{u_r + \frac{\partial u_r}{\partial r} dr - u_r}{dr} = \frac{\partial u_r}{\partial r} \quad \text{Eq. 2.41}$$

Składowa wysokościowa jest natomiast w pełni analogiczna do układu prostokątnego.

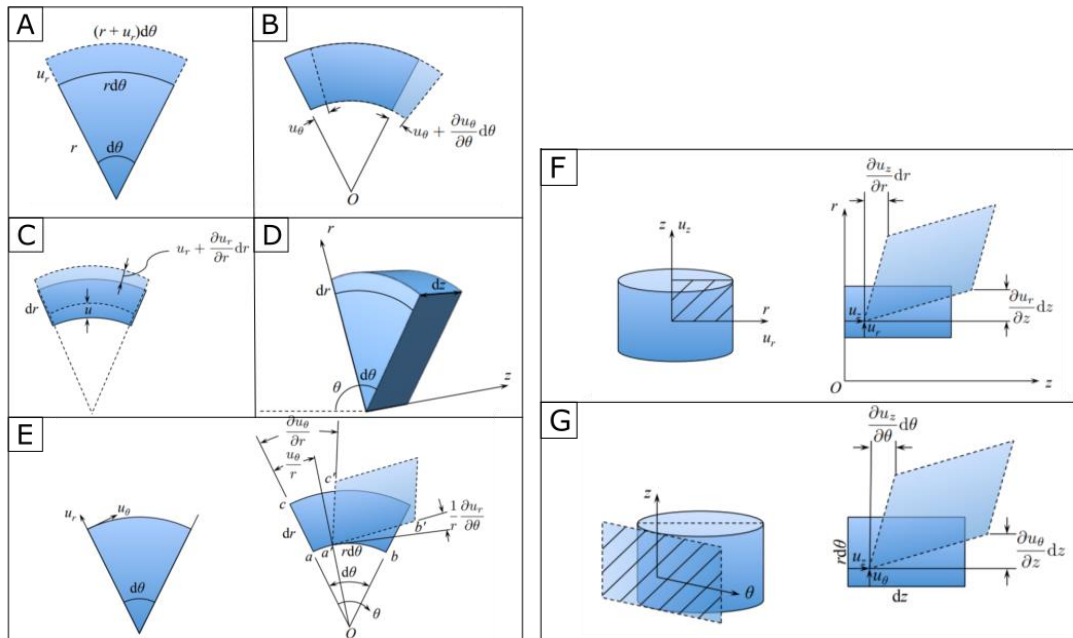


Fig. 2-3 Podstawy geometrycznego wyznaczania relacji przemieszczenie – odkształcenie w cylindrycznym układzie współrzędnych. A – promieniowa część składowej normalnej obwodowej; B – obwodowa część składowej normalnej obwodowej; C – składowa normalna promieniowa; D – składowa normalna wysokościowa; E – składowa ścinająca w płaszczyźnie $r\theta$; F – składowa ścinająca w płaszczyźnie rz ; G – składowa ścinająca w płaszczyźnie θz (Wierzbicki, 2013)

Składowe ścinające również muszą zostać zdefiniowane inaczej niż dla układu prostokątnego. Analogicznie do niego jednak, z warunku równowagowości tensor jest symetryczny co redukuje liczbę niezależnych składowych ścinających do trzech. $\varepsilon_{r\theta}$ opisuje zmianę kąta w stosunku do kąta prostego w płaszczyźnie $r\theta$, czyli płaszczyźnie równoległej do płaszczyzny zerowej wysokości, w wyniku złożenia wzajemnego przemieszczenia się tworzących ten kąt punktów po obwodzie i po promieniu:

$$\varepsilon_{r\theta} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial u_\theta}{\partial r} - \frac{u_r}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} \right] \quad \text{Eq. 2.42}$$

ε_{rz} opisuje zmianę kąta w płaszczyźnie rz , czyli w przekroju poprzecznym przechodzącym przez oś układu:

$$\varepsilon_{rz} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial u_z}{\partial r} + \frac{\partial u_r}{\partial z} \right] \quad \text{Eq. 2.43}$$

$\varepsilon_{\theta z}$ opisuje zmianę kąta w płaszczyźnie θz , czyli w płaszczyźnie stycznej do obwodu:

$$\varepsilon_{\theta z} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial u_z}{\partial \theta} + \frac{\partial u_\theta}{r \partial z} \right] \quad \text{Eq. 2.44}$$

2.2 Reologia

Sposób w jaki przyłożone naprężenie wpływa od odkształcenie danego ośrodka jest związane z jego reologią. W klasycznym podejściu wyróżnia się trzy podstawowe modele reologiczne (m.in. Turcotte i Schubert, 2014):

- 1) sprężyste
- 2) lepkie
- 3) plastyczne

Relacje między naprężeniem i odkształceniem dla tych modeli przedstawiono na Fig. 2-4 wraz z ich odpowiednimi analogami mechanicznymi tj.: 1) sprężyna obrazująca własności ciała idealnie sprężystego, 2) cylinder z lepką cieczą, w której porusza się perforowany tłok obrazujący własności ciała idealnie lepkiego oraz 3) suwak przesuwający się z tarciem po płaskiej powierzchni obrazujący własności ciała doskonale plastycznego (m.in. Twiss i Moores, 2007).

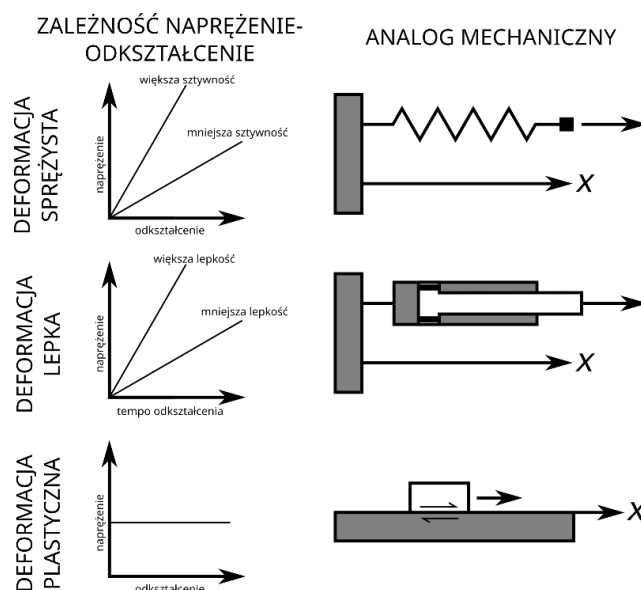


Fig. 2-4 Relacje między naprężeniem i odkształceniem oraz analogi mechaniczne dla poszczególnych form deformacji

W literaturze zaproponowanych zostało wiele modeli reologicznych. Modele te mają za zadanie aproksymować zachowanie się badanego ośrodka skalnego i nie będą nigdy dokładnym jego odzwierciedleniem. O wyborze odpowiedniego modelu reologicznego mogą decydować warunki badań laboratoryjnych a także cel badań. Często zdarza się, że im bardziej skomplikowany model teoretyczny ośrodka, tym mniejszy potencjał obliczeń prognostycznych i w konsekwencji mniejsza jego użyteczność. Wybór modelu reologicznego jest więc często kompromisem między dobrym dopasowaniem do wyników obserwacji a prostotą modelu. W niniejszym rozdziale przedstawiono charakterystykę trzech podstawowych modeli reologicznych oraz wybranych modeli złożonych.

2.2.1 Model idealnie sprężysty

Materiały sprężyste to takie, dla których aktualna deformacja jest zależna jedynie do aktualnego stanu naprężenia. Po usunięciu naprężenia ciało natychmiast wraca do pierwotnego kształtu i rozmiaru. Przyłożone jednoosiowe naprężenie (σ_1) wywołuje deformację w tym samym kierunku (ε_1), a odkształcenie to opisane jest zgodnie z prawem Hooke'a

$$\varepsilon_1 = \frac{\sigma_1}{E} \quad \text{Eq. 2.45}$$

gdzie jest E modułem sprężystości liniowej (moduł Younga), charakterystycznym dla danego materiału. Równanie to stanowi matematyczny model oparty na analogii do zachowania sprężyny, umożliwiając zrozumienie proporcjonalnego związku między przyłożonym naprężeniem a odkształceniem. Warunek ten jest typowy dla materiałów, zachowujących się sprężysto zgodnie z liniową relacją między naprężeniem a odkształceniem i obowiązuje jedynie dla małych odkształceń i nie przekracza kilku procent (m.in. Fjær i in., 2008; Turcotte i Schubert, 2014).

W materiałach sprężystych, w obecności przyłożonego naprężenia, wydłużenie (lub skrócenie) w jednym kierunku jest powiązane ze zwężeniem (lub rozszerzeniem) w kierunkach prostopadłych. Wartość współczynnika Poissona, ν , określa stosunek odkształcenia podłużnego do odkształcenia poprzecznego pod wpływem naprężenia wzdłużnego

$$\nu = -\frac{\varepsilon_{\parallel}}{\varepsilon_{\perp}} \quad \text{Eq. 2.46}$$

Wartość współczynnika Poissona mieści się w przedziale od -1 do 0.5.

Do pełnego opisu związku między trójwymiarowym stanem naprężenia i odkształcenia, stosuje się uogólnione prawo Hooke'a, które wykorzystuje tensor sprężystości czwartego rzędu. Tensor ten zawiera 81 współczynników, z czego tylko 36 może być niezależny. Dla ciał izotropowych, które mają jednolite właściwości w różnych kierunkach, liczba niezależnych parametrów sprężystych redukuje się do dwóch. Wówczas, związki między odkształceniem i naprężeniem normalnym, wyrażone są przez

$$\begin{aligned} \varepsilon_1 &= \frac{1}{E} [\sigma_1 - \nu(\sigma_2 + \sigma_3)] \\ \varepsilon_2 &= \frac{1}{E} [\sigma_2 - \nu(\sigma_1 + \sigma_3)] \\ \varepsilon_3 &= \frac{1}{E} [\sigma_3 - \nu(\sigma_1 + \sigma_2)] \end{aligned} \quad \text{Eq. 2.47}$$

W dowolnie zorientowanym układzie współrzędnych, relacje te mają postać:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{11} &= \frac{1}{E} [\sigma_{11} - \nu(\sigma_{22} + \sigma_{33})] \\ \varepsilon_{22} &= \frac{1}{E} [\sigma_{22} - \nu(\sigma_{11} + \sigma_{33})] \\ \varepsilon_{33} &= \frac{1}{E} [\sigma_{33} - \nu(\sigma_{11} + \sigma_{22})] \\ \varepsilon_{12} &= \frac{1 + \nu}{E} \sigma_{12} \\ \varepsilon_{23} &= \frac{1 + \nu}{E} \sigma_{23} \\ \varepsilon_{13} &= \frac{1 + \nu}{E} \sigma_{13} \end{aligned} \quad \text{Eq. 2.48}$$

Odwrotne relacje, tj. między naprężeniem i odkształceniem wyraża

$$\begin{aligned} \sigma_{11} &= \frac{E}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} [(1 - \nu)\varepsilon_{11} + \nu(\varepsilon_{22} + \varepsilon_{33})] \\ \sigma_{22} &= \frac{E}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} [(1 - \nu)\varepsilon_{22} + \nu(\varepsilon_{11} + \varepsilon_{33})] \\ \sigma_{33} &= \frac{E}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} [(1 - \nu)\varepsilon_{33} + \nu(\varepsilon_{11} + \varepsilon_{22})] \\ \varepsilon_{12} &= \frac{E}{1 + \nu} \sigma_{12} \end{aligned} \quad \text{Eq. 2.49}$$

$$\varepsilon_{23} = \frac{E}{1 + \nu} \sigma_{23}$$

$$\varepsilon_{13} = \frac{E}{1 + \nu} \sigma_{13}$$

Warto zauważyć, że naprężenia normalne powodują tylko odkształcenia normalne, natomiast naprężenia styczne powodują odkształcenia styczne.

Relacje między naprężeniem i odkształceniem sprężystym można również przekształcić, używając odpowiednio modułów, λ i G , które można wyrazić za pomocą E jak i ν poprzez relacje:

$$\lambda = \frac{E\nu}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \quad \text{Eq. 2.50}$$

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad \text{Eq. 2.51}$$

Innym często używanymi modułami sprężystości są moduł sprężystości objętościowej, zwany też modułem Hemholtza (K), oraz moduł fali podłużnej (H). To, które moduły sprężystości zostaną użyte jest kwestią tego w jaki sposób przebiegło ich eksperymentalne wyznaczenie oraz które są najbardziej wygodne w użyciu. Rozszerzona relacja między różnymi parami parametrów sprężystych została przedstawiona w Tab. 2-1.

Tab. 2-1 Relacje pomiędzy różnymi modułami sprężystości dla warunków liniowych i izotropowych w trzech wymiarach

	E	ν	G	λ	K	H
E, ν			$\frac{E}{2(1 + \nu)}$	$\frac{E\nu}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}$	$\frac{E}{3(1 - 2\nu)}$	$\frac{E(1 - \nu)}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}$
E, G		$\frac{E - 2G}{2G}$		$\frac{(2G - E)G}{E - 3G}$	$\frac{EG}{3(3G - E)}$	$\frac{G(4G - E)}{3G - E}$
E, λ		$\frac{E + 3\lambda + R^*}{6}$	$\frac{E - 3\lambda + R^*}{4}$		$\frac{2\lambda}{E + \lambda + R^*}$	$\frac{E - \lambda + R^*}{2}$
E, K		$\frac{3K - E}{6K}$	$\frac{3EK}{9K - E}$	$\frac{3K(3K - E)}{9K - E}$		$\frac{3K(3K + E)}{9K - E}$
E, H		$\frac{E - H + S^{**}}{4H}$	$\frac{E + 3H + S^{**}}{8}$	$\frac{H - E + S^{**}}{4}$	$\frac{3H - E + S^{**}}{6}$	
ν, G	$2G(1 + \nu)$			$\frac{2G\nu}{1 - 2\nu}$	$\frac{2G(1 + \nu)}{3(1 - 2\nu)}$	$\frac{2G(1 - \nu)}{1 - 2\nu}$
ν, λ	$\frac{\lambda(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{\nu}$		$\frac{\lambda(1 - 2\nu)}{2\nu}$		$\frac{\lambda(1 + \nu)}{3\nu}$	$\frac{\lambda(1 - \nu)}{\nu}$
ν, K	$3K(1 - 2\nu)$		$\frac{3K(1 - 2\nu)}{2(1 + \nu)}$	$\frac{3K\nu}{1 + \nu}$		$\frac{3K(1 - \nu)}{1 + \nu}$
ν, H	$\frac{H(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{1 - \nu}$		$\frac{H(1 - 2\nu)}{2(1 - \nu)}$	$\frac{H\nu}{1 - \nu}$	$\frac{H(1 + \nu)}{3(1 - \nu)}$	
G, λ	$\frac{G(3\lambda + 2G)}{\lambda + G}$	$\frac{\lambda}{2(\lambda + G)}$			$\frac{3\lambda + 2G}{3}$	$\lambda + 2G$

G, K	$\frac{9KG}{3K + G}$	$\frac{3K - 2G}{2(3K + G)}$		$\frac{3K - 2G}{3}$		$\frac{3K + 4G}{3}$
G, H	$\frac{G(3H + 4G)}{H - G}$	$\frac{H - 2G}{2H - 2G}$		$H - 2G$	$\frac{3H + 4G}{3}$	
λ, K	$\frac{9K(K - \lambda)}{3K - \lambda}$	$\frac{\lambda}{3K - \lambda}$	$\frac{3(K - \lambda)}{2}$			$3K - 2\lambda$
λ, H	$\frac{(H - \lambda)(H + 2\lambda)}{3K - \lambda}$	$\frac{\lambda}{H + \lambda}$	$\frac{H - \lambda}{2}$		$\frac{H + 2\lambda}{3}$	
K, H	$\frac{9K(H - K)}{3K + H}$	$\frac{3K - H}{3K + H}$	$\frac{3(H - K)}{4}$	$\frac{3K - H}{2}$		
$^*R = \sqrt{E^2 + 9\lambda^2 + 2E\lambda}$ $^{**}S = \sqrt{E^2 + 9H^2 + 10EH}$						

W przypadku zastosowania warunków innych niż izotropowe ilość niezależnych modułów sprężystości zwiększa się w zależności od typu symetrii do maksymalnie 21 (m.in. Malvern, 1969; Fjær i in., 2008). Modele te nie są jednak przedmiotem niniejszego raportu i nie będą dalej omawiane.

2.2.2 Model idealnie lepki

W przeciwieństwie do odkształceń sprężystych, odkształcenia lepkie są nieodwracalne. Tak długo jak ciało jest poddawane dowolnemu niezerowemu naprężeniu różnicowemu, podlega ono postępującej deformacji w tempie proporcjonalnym do tego naprężenia. Do opisu deformacji lepkich używa się terminu „pełzania”. Termin ten jest bardzo ogólny i określa bardzo powolną deformację ciał stałych makroskopowo analogiczną do płynięcia cieczy. Mimo, iż pełzanie zachodzi w kilkanaście do kilkudziesięciu rzędów wielkości wolniejszym tempie niż płynięcie typowych cieczy, analogia jest na tyle bliska, że zachowanie lepkie skał opisuje się szeroko wykorzystując narzędzia matematyczne wypracowane dla mechaniki płynów (m.in. Ranalli, 1995).

W mechanice płyny dzieli się na 1) newtonowskie, czyli te, dla których tempo odkształcenia jest liniowo zależne od przyłożonego naprężenia oraz 2) nienewtonowskie, czyli te, dla których ta zależność jest nieliniowa. Model reologiczny płynów newtonowskich dany jest przez równanie

$$\sigma' = 2\mu\dot{\epsilon}' \quad \text{Eq. 2.52}$$

gdzie μ to lepkość materiału, a $\dot{\epsilon}'$ to tempo odkształcenia.

Jeżeli chodzi o opis płynięcia nienewtonowskiego w literaturze zaproponowanych zostało wiele równań opisujących zależność między naprężeniem i tempem odkształcenia. W geodynamice, najważniejszą relację przedstawia równanie potęgowe (ang. *power-law*). Model generalnie opisany jest jako

$$\sigma^n = A\dot{\epsilon} \quad \text{Eq. 2.53}$$

lub

$$\sigma = B\dot{\epsilon}^{\frac{1}{n}} \quad \text{Eq. 2.54}$$

gdzie A i B to stała materiałowa, a n to współczynnik potęgowy. Wartości n dla skał w warunkach płytkiej skorupy (<10 km) z reguły mieszczą się w zakresie 3-6. W związku z tym pełzanie skał jest analogiczne do opisu cieczy rozrzedzonej ścinaniem (m.in. Ranalli, 1995; Twiss i Moores, 2007; Dziubiński i in., 2015). Relacje przedstawione w Eq. 2.53 i Eq. 2.54 nawiązują do relacji między tempem odkształcenia i naprężeniem określonej w warunkach laboratoryjnych podczas eksperymentów jedno- lub trójosiowych.

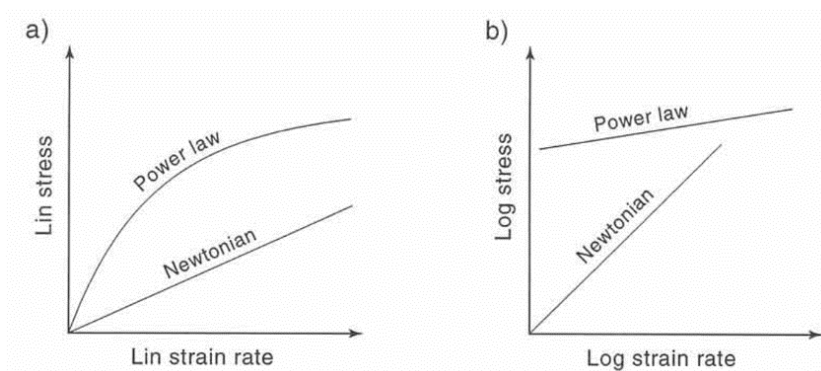


Fig. 2-5 Zależność między naprężeniem i odkształceniem dla materiałów Newtonowskich oraz opisanych przez prawo potęgowe na wykresach przy użyciu A) liniowej i B) logarytmicznej skali na osiach współrzędnych

Nieliniową relację między naprężeniem i odkształceniem wyraźnie widać na wykresie, gdzie używa się liniowej skali osi współrzędnych (Fig. 2-5A). W przypadku, kiedy relacje te przedstawia się na osiach logarytmicznych, relacja ta jest liniowa (Fig. 2-5B), gdzie kąt nachylenia prostej, α , jest funkcją n

$$\begin{aligned} n &= \cot \alpha \\ \alpha &= \cot^{-1} n \end{aligned} \quad \text{Eq. 2.55}$$

Aby równania potęgowe móc przedstawić w relacji między naprężeniem i odkształceniem wykorzystuje się prawo lepkości Newtona (Eq. 2.52), które można uogólnić na płyny nienewtonowskie, wówczas

$$\sigma = 2\mu_{eff}\dot{\epsilon} \quad \text{Eq. 2.56}$$

gdzie μ_{eff} jest efektywną lepkością. Ze względu na nieliniowe zachowanie się skał, efektywna lepkość jest tu współczynnikiem materiałowym, a nie właściwością materiału. W przypadku materiałów homogenicznych, izotropowych i nieściśliwych, efektywna lepkość będzie zależała, w zależności od opisu, od naprężenia

$$\mu_{eff} = \frac{1}{2}A\sigma^{1-n} \quad \text{Eq. 2.57}$$

lub od tempa deformacji

$$\mu_{eff} = \frac{1}{2} B \dot{\epsilon}^{\frac{1}{n}-1} \quad \text{Eq. 2.58}$$

Do przedstawienia reologii między naprężeniem i odkształceniem wyrażonych w relacji tensorowej wymaga odpowiedniej modyfikacji. Szczegółowe wyprowadzenia praw reologicznych na podstawie otrzymanych w wyniku eksperymentu relacji przedstawione są w sekcji 2.3.2.

Warto dodać, że procesy płynięcia/pełzania charakteryzują się wyraźną zależnością od temperatury. W literaturze zaproponowano wiele równań opisujących taką zależność. Najczęściej stosowany jest tzw. wyraz Arrheniusa, który jest używany również do opisu zależności wielu innych procesów fizycznych i chemicznych. Wówczas parametr materiałowy z równań Eq. 2.53 i Eq. 2.54, można zmodyfikować jako

$$A = A_0 e^{\frac{Q}{RT}} \quad \text{Eq. 2.59}$$

$$B = B_0 e^{\frac{Q}{RT}}$$

gdzie A_0 , B_0 i Q to stałe zależne od materiału (Q nazywa się standardowo energią aktywacyjną), R to uniwersalna stała gazowa; a T to temperatura w skali Kelvina (m.in. Ranalli, 1995; Dziubiński i in., 2015).

2.2.3 Model idealnie plastyczny

W odróżnieniu od odkształceń sprężystych, gdzie materiał powraca do swojego pierwotnego kształtu po usunięciu obciążenia, odkształcenia plastyczne podobnie jak odkształcenia lepkie powodują trwałe zmiany kształtu materiału. W odróżnieniu od ciał idealnie lepkich, które odkształcają się przy dowolnej wartości naprężenia różnicowego, ciała idealnie plastyczne nie ulegają odkształceniom aż do momentu przekroczenia granicy wytrzymałości. Granicę tą można określić jako maksymalne naprężenie (ang. *yield stress*), przy którym materiał zaczyna ulegać trwałym odkształceniom plastycznym i dochodzi do zniszczenia ciągłości ośrodka. Deformacja jest zlokalizowana tylko w obszarze, gdzie krytyczna wartość naprężenia została przekroczona. Prowadzi to do przerwania ciągłości pola przemieszczeń, co jest kolejną różnicą pomiędzy odkształceniem plastycznym a lepkiem, w którym takie przerwanie nie następuje. Trzecią różnicą jest to, że zwyczajowo traktuje się odkształcenia plastyczne jako niezależne od czasu i traktuje się odkształcenia te jako natychmiastowe. Tak definiowana plastyczność jest cechą charakterystyczną ciał stałych. Warto dodać, że w literaturze pojęcie plastyczności używane jest do opisu zachowań nieodwracalnych i obejmuje zarówno deformacje ciągliwe (ang. *ductile*), w których nie zachodzi (w rozpatrywanej skali) przerwania ciągłości ośrodka, jak i kruche (ang. *brittle*), w których takie przerwanie zachodzi. Jako że określenie „ciągliwe” jest stosowane w literaturze również jako określenie kategorii obejmującej zarówno ciągliwe odkształcenia lepkie jak i odkształcenia plastyczne, dla zachowania jednoznaczności w dalszej części tekstu te pierwsze będą określane jako ciągliwo-plastyczne. Należy zauważyć, że odkształcenia ciągliwo-plastyczne mają bardzo ograniczony zakres trwania, jeżeli nie dojdzie do zmniejszenia naprężenia nieuchronnie następują po nich odkształcenia kruche, natomiast w sytuacji, gdy naprężenia zmniejszy się poniżej wartości krytycznej ulegają one zahamowaniu.

Wytrzymałość materiałów idealnie plastycznych opisuje się matematycznie się za pomocą tzw. fenomenologicznych kryteriów zniszczenia. Najprostszą formą takiego kryterium jest kryterium

najwyższego naprężenia głównego, dla którego zniszczenie zachodzi, jeżeli naprężenie to przekracza jednoosiową wytrzymałość materiału na ściskanie (F_c) lub rozciąganie (F_t), będącą stałą. W geomechanicznej konwencji zwrotu naprężeń (naprężenia ściskające dodatnie, naprężenia rozciągające ujemne) można je zapisać jako:

$$\sigma_1 = F_c \quad \text{Eq. 2.60}$$

$$\sigma_3 = -F_t \quad \text{Eq. 2.61}$$

Kryterium to ma jednak bardzo niewielkie ma jednak praktycznego zastosowanie dla mechaniki skał, jako że wytrzymałość skał silnie zależy od pełnego, trójosiowego stanu naprężeń, który ze względu na obciążenie nadkładem zazwyczaj posiada wyraźną składową hydrostatyczną. Ma to mniejsze znaczenie w przypadku rozciągania, gdzie wytrzymałość skał jest i tak bardzo niska, często przyjmowana za zero, gdzie kryterium to przybiera formę:

$$\sigma_3 = 0 \quad \text{Eq. 2.62}$$

Natomiast praktycznie nie jest stosowane do modelowania zniszczenia ze ściskania, które to ze względu na naturę układów naprężeń występujących w górotworze jest też dużo ważniejszym aspektem zachowania plastycznego skał (m.in. Ranalli, 1995; Fjær i in., 2008). Z tego powodu dla skał stosowane są bardziej złożone kryteria zniszczenia, z reguły oparte na niezmiennikach tensora naprężenia. Najważniejszymi kryteriami w kontekście mechaniki skał są:

- 1) kryterium Coulmba-Mohra,
- 2) kryterium Hoeka-Browna,
- 3) kryterium Druckera-Pragera.

przy czym to ostatnie jest przeznaczone głównie do modelowania zachowania skał luźnych, a jego sporadyczne zastosowanie w wypadku skał litych budzi kontrowersje (Alejano i Bobet, 2012).

Kryteria Coulomba-Mohra i Druckera-Pragera są różnego stopnia uogólnieniami kryterium Tresci, które jest podobne do kryterium maksymalnego naprężenia głównego, ale sformułowanego dla maksymalnego naprężenia ścinającego:

$$|\sigma_s| = F_s \quad \text{Eq. 2.63}$$

gdzie F_s to wytrzymałość materiału na czyste ścinanie, a σ_s to naprężenie ścinające spełniające kryterium. Kryterium to jest niezmiennie względem skrętności ścinania (znaku przy wartości naprężenia ścinającego), z czego wynika wartość bezwzględna we wzorze. Samo kryterium Tresci jest mało przydatne w opisie zachowania skał (m.in. Fjær i in., 2008).

Aby uzyskać kryterium pozwalające na uwzględnienie zależności wytrzymałości od ciśnienia obejmującego należy to kryterium uogólnić poprzez wydzielenie z wytrzymałości F_s składowej stałej i składowej zależnej od naprężenia normalnego:

$$|\sigma_s| = f(\sigma_n) + c \quad \text{Eq. 2.64}$$

gdzie $f(\sigma_n)$ jest funkcją ciśnienia normalnego, a c jest stałym parametrem wytrzymałościowym (wytrzymałość inherentna). Jeżeli przyjmiemy, że funkcja $f(\sigma_n)$ jest funkcją liniową, można to kryterium zapisać w formie równania liniowego o współczynniku kierunkowym wyrażonym przez tangens kąta nachylenia prostej, φ :

$$|\sigma_s| = \sigma_n \tan(\varphi) + c \quad \text{Eq. 2.65}$$

Jest to tzw. kryterium Coulomba-Mohra. Dla kryterium tego parametr wytrzymałości inherentnej, c , nazywany jest kohezją lub spójnością, a kąt φ – kątem tarcia wewnętrznego. Są to parametry materiałowe, gdzie pierwszy odpowiada inherentnej wytrzymałości materiału, a drugi jest miarą zależności pomiędzy naprężeniem normalnym a krytycznym naprężeniem ścinającym. Graficznie jest to przedstawiane na tzw. wykresie Mohra, czyli na wykresie w przestrzeni $\sigma_s(\sigma_n)$, w którym stan naprężeń jest reprezentowany przez układ 3 kół (koło Mohra) o średnicach równych różnicom pomiędzy poszczególnymi naprężeniami głównymi, i środkami w punktach stanowiących ich wartości średnie. Jeżeli $\sigma_2 = \sigma_3$ (ściskanie osiowe), wszystkie 3 koła pokrywają się. Niezależnie od tego, środek najbardziej zewnętrznego koła (opartego na σ_1 i σ_3) znajduje się w punkcie równym p , a jego promień jest równy maksymalnemu naprężeniu ścinającemu. Drugą składową wykresu jest tzw. obwódka zniszczenia, czyli wykres zależności z Eq. 2.65. Obwódka zniszczenia, a czasem cały wykres bywają dla uproszczenia przedstawiane dla tylko dodatniego wariantu skrętności. Przecięcie lub zetknięcie się obwodu koła z wykresem obwódki zniszczenia wyznacza punkt spełnienia kryterium. Dodatkowo można wyznaczyć z wykresu kąt pomiędzy kierunkiem maksymalnego naprężenia głównego a normalną powierzchni zniszczenia (β), który jest równy połowie lewoskrętnego kąta pomiędzy osią σ_n a promieniem koła normalną do obwódki zniszczenia przechodzącą przez środek koła (Fig. 2-6).

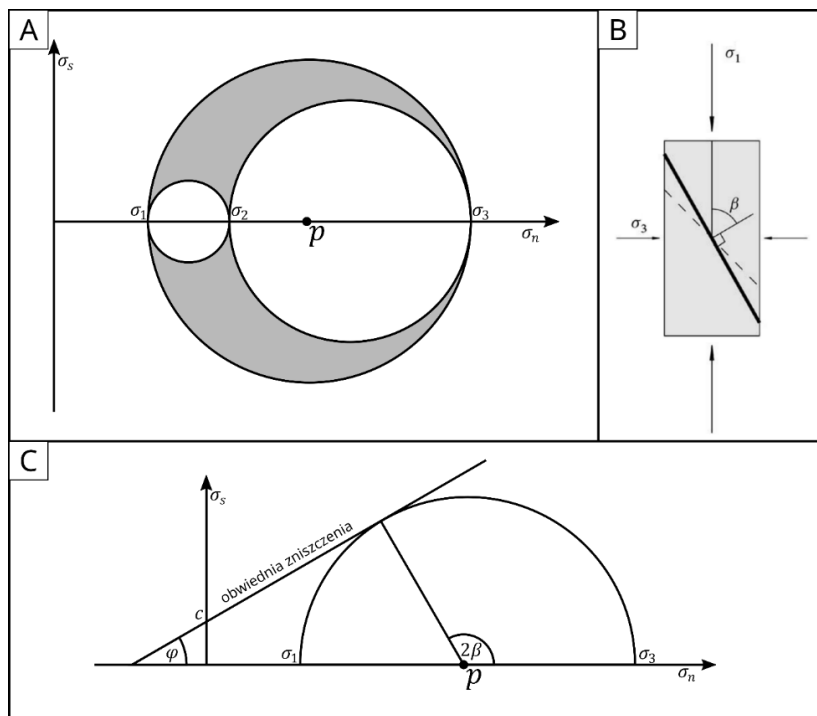


Fig. 2-6 A – wykres Mohra dla trójosiowego stanu naprężeń, B – Położenie powierzchni zniszczenia w stosunku do naprężeń głównych, C – krytyczny stan naprężeń dla kryterium Coulomba-Mohra (zmodyfikowano za: Fjær i in., 2008)

Z formy graficznej można przejść na opis matematyczny przez przekształcenia trygonometryczne. Tak więc, niszczące naprężenie ścinające można wyznaczyć jako:

$$\sigma_s = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin(2\beta) \quad \text{Eq. 2.66}$$

A odpowiadające mu naprężenie normalne jako

$$\sigma_n = p + \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right) \cos(2\beta) \quad \text{Eq. 2.67}$$

Kąt β zaś jako:

$$\beta = \frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2} \quad \text{Eq. 2.68}$$

Wskazuje to na pewną niedokładność kryterium Coulomba-Mohra, jako że w powyższym wzorze kąt β zależy wyłącznie parametru materiałowego φ , podczas gdy eksperymenty wskazują niewielką, ale zauważalną odwrotną zależność β od p , zwłaszcza dla niskich zakresów p (m.in. Twiss i Moores, 2007; Fjær i in., 2008).

Równania Eq. 2.66-Eq. 2.68 można scalić z kryterium w formie z Eq. 2.65. czego ostatecznym efektem jest uzyskanie kryterium w formie zależności pomiędzy maksymalnym i minimalnym naprężeniem głównym:

$$\sigma_1 = \frac{\sigma_3(1 + \sin \varphi)}{1 - \sin \varphi} + \frac{2c \cos \varphi}{1 - \sin \varphi} \quad \text{Eq. 2.69}$$

co umożliwia przedstawienie obwiedni zniszczenia na wykresie w przestrzeni $\sigma_1(\sigma_3)$ zamiast $\sigma_s(\sigma_n)$ (Fig. 2-7). Jest to użyteczne przy niektórych omawianych dalej zastosowaniach. Dodatkowo, można uprościć tą relację do:

$$\sigma_1 = \sigma_3 \tan(\gamma) + F_c \quad \text{Eq. 2.70}$$

Obecność wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie, F_c w tej relacji z faktu, że dla zerowego σ_3 relacja upraszcza się do kryterium maksymalnego naprężenia głównego (Eq. 2.60). kąt γ to pozbawiony interpretacji fizycznej kąt kierunkowy którego tangens jest równy współczynnikowi kierunkowemu w relacji z Eq. 2.69:

$$\tan(\gamma) = \frac{1 + \sin \varphi}{1 - \sin \varphi} \quad \text{Eq. 2.71}$$

W związku z tym wartość F_c można wyliczyć z parametrów kryterium Coulomba-Mohra jako:

$$F_c = \frac{2c \cos \varphi}{1 - \sin \varphi} = 2c \tan \beta \quad \text{Eq. 2.72}$$

Kryterium Coulomba Mohra upraszcza się do kryterium Tresci dla przypadku $\varphi=0$.

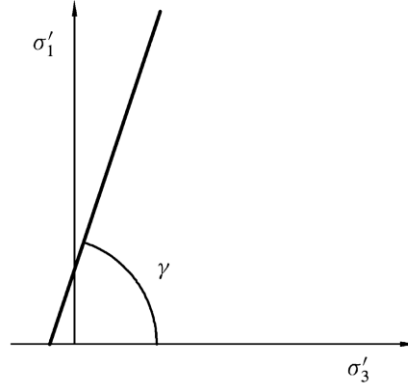


Fig. 2-7 Obwiednia zniszczenia Coulomba-Mohra w przestrzeni $\sigma_1(\sigma_3)$ (Fjær i in., 2008)

Inną formą uogólnienia kryterium Tresci jest kryterium von Misesa, które jest uogólnieniem uwzględniającym wpływ pośredniego naprężenia głównego (σ_2). Realizuje się je przez uwzględnienie drugiego niezmiennika dewiatora:

$$\sqrt{3J_2} = F_s \quad \text{Eq. 2.73}$$

Jako że J_2 może zostać wyrażone w funkcji naprężeń głównych jako:

$$J_2 = \frac{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2}{6} \quad \text{Eq. 2.74}$$

widać, że dla unikalnych wartości naprężeń głównych wszystkie odgrywają rolę w kryterium, podczas gdy dla $\sigma_2 = \sigma_3 \sqrt{3J_2}$ upraszcza się do:

$$\sqrt{3J_2} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_3^2} \quad \text{Eq. 2.75}$$

co jest tożsame z maksymalnym naprężeniem ścinającym, a więc całe kryterium redukuje się do kryterium Tresci (m.in. Fjær i in., 2008).

Generalizując, w taki sam sposób kryterium Coulomba-Mohra (inaczej mówiąc, generalizując kryterium Tresci przez zarówno uwzględnienie zmienności φ i wpływu σ_2) uzyskujemy kryterium Druckera-Pragera:

$$\sqrt{J_2} = A_{DP} + B_{DP}I_1 \quad \text{Eq. 2.76}$$

gdzie C_A i C_B to parametry materiałowe powiązane z kohezją i kątem tarcia wewnętrznego:

$$A_{DP} = \frac{6c \cos \varphi}{\sqrt{3}(3 - \sin \varphi)} \quad \text{Eq. 2.77}$$

$$B_{DP} = \frac{2 \sin \varphi}{\sqrt{3}(3 - \sin \varphi)} \quad \text{Eq. 2.78}$$

Różnicę pomiędzy kryterium Coulomba-Mohra a kryterium Druckera-Pragera najlepiej ilustruje obwiednia zniszczenia w trzech wymiarach, przedstawiona na trójwymiarowym wykresie lub na cięciu przez tzw. płaszczyznę π , czyli płaszczyznę prostopadłą do linii $\sigma'_1 = \sigma'_2 = \sigma'_3$ (Fig. 2-8) (m.in. Fjær i in., 2008).

Łamana forma obwiedni kryterium Coulomba-Mohra wynika z nieuwzględniania pośredniego naprężenia głównego. W miejscu w przestrzeni, w którym następuje zmiana kolejności wielkości naprężeń, inne naprężenie zaczyna być uwzględniane w związku z czym powierzchnia załamuje się. Należy jednak zauważyć, że dla niektórych materiałów mimo pozornej nienaturalności tej powierzchni odwzorowuje ona dobrze zachowanie danego materiału, i to czy pośrednie naprężenie główne powinno być uwzględniane czy nie jest zależne od danego ośrodka (m. in. Jaeger i in., 2007; Fjær i in., 2008).

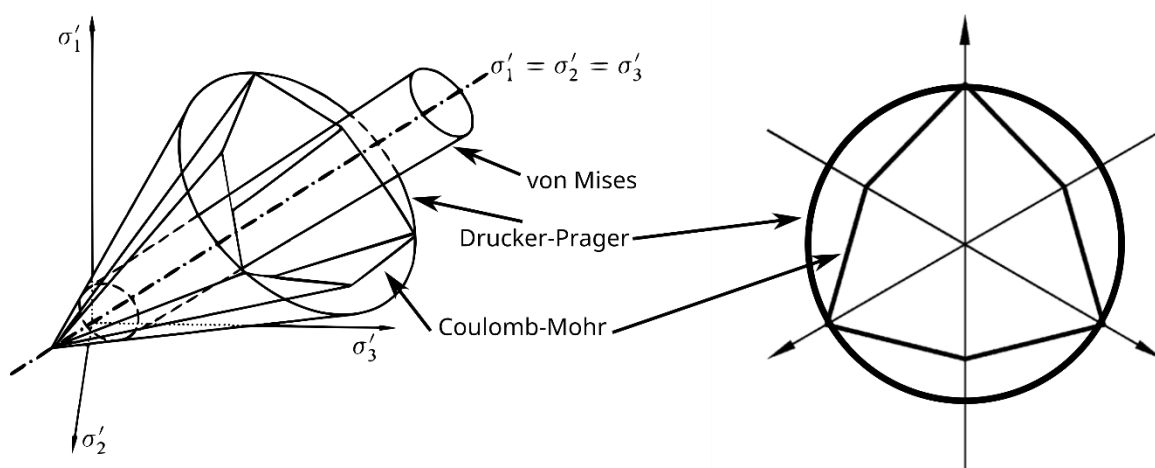


Fig. 2-8 Obwiednie zniszczenia w trzech wymiarach dla kryteriów Coulomba-Mohra i Druckera-Pragera, wraz z rzutami na płaszczyznę π (zmodyfikowano za: Fjær i in., 2008)

Kolejnym kryterium jest kryterium Hoeka-Browna, zbliżonym w formie do kryterium Coulomba-Mohra. Jest to kryterium wyznaczone czysto empirycznie i można je zapisać w formie zależności $\sigma_s(p)$:

$$\sigma_s = \frac{\sqrt{A_{HB}(p - \sigma_s) + B_{HB}^2}}{2} \quad \text{Eq. 2.79}$$

lub w formie zależności $\sigma_1(\sigma_3)$:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sqrt{\sigma_3 A_{HB} + B_{HB}^2} \quad \text{Eq. 2.80}$$

gdzie A_{HB} i B_{HB} to parametry materiałowe. Kryterium to, mimo iż w pełni empiryczne (nie jest generalizacją ani uszczegółowieniem istniejących kryteriów ani wyprowadzeniem analitycznym z mechaniki cząstek) i nie uwzględnia zależności od pośredniego naprężenia głównego, charakteryzuje się bardzo dobrym dopasowaniem do obserwacji eksperymentalnych w przypadku skał zwięzłych (m. in. Jaeger i in., 2007; Fjær i in., 2008).

Poza kryteriami fenomenologicznymi istnieje szereg teorii zniszczenia opartych na wyprowadzeniach z teorii sprężystości liniowej. Są one jednak rzadko stosowane dla skał. Najczęściej spośród nich używane jest kryterium Griffitha. Jest to kryterium oparte na ocenie energii wymaganej do propagacji eliptycznych mikroszczelin. Z tego powodu jego wyprowadzenie jest dość złożone i nie będzie tu omawiane, natomiast po sprowadzeniu go do postaci zależności $\sigma_s(\sigma_n)$ w skali makro przybiera formę:

$$\sigma_s = \sqrt{4F_t\sigma_n(\sigma_n + 4F_t)} \quad \text{Eq. 2.81}$$

Zauważone zostało, że kryterium to bardzo dobrze odwzorowuje wyniki eksperymentalne dla niskich ciśnień obejmujących, podczas gdy dla wyższych lepiej sprawdza się kryterium Coulomba-Mohra. Z tego powodu często wykorzystywane jest zmodyfikowane kryterium Griffitha, będącego sklejeniem standardowego kryterium Griffitha dla niskich ciśnień z kryterium Coulomba-Mohra dla ciśnień wyższych. Przy tym założeniu sprzężenie to musi spełniać warunek:

$$c + \sigma_{n0} \tan(\varphi) = \sqrt{4F_t\sigma_{n0}(\sigma_{n0} + 4F_t)} \quad \text{Eq. 2.82}$$

gdzie σ_{n0} to współrzędna punktu sklejenia na osi σ_n . Punktem sklejenia zwykle jest punkt $\sigma_n=0$, co oznacza zastosowanie kryterium Griffitha dla naprężeń rozciągających, a kryterium Coulomba-Mohra dla naprężeń ściskających. W konsekwencji, redukuje to wyrażenie do:

$$c = 2F_t \quad \text{Eq. 2.83}$$

Kryterium Griffitha-Murella jest natomiast generalizacją standardowego kryterium Griffitha do formy zależnej od naprężenia pośredniego w 3 wymiarach:

$$J_2 = A_{GM}(B_{GM} + I_1) \quad \text{Eq. 2.84}$$

gdzie A_{GM} i B_{GM} to parametry materiałowe powiązane z kohezją i kątem tarcia wewnętrznego (m.in. Fjær i in., 2008).

Poza wyznaczeniem kryteriów plastyczności lub zniszczenia, opis matematyczny plastyczności powinien uwzględniać opis zachowania ciągłego bądź pogniszczeniowego. To drugie jednak nie jest możliwe w przypadku mechaniki ośrodka ciągłego – kruche zniszczenie wyznacza przerwanie ciągłości ośrodka i neguje możliwość dalszego wykorzystywania tego typu metod.

2.2.4 Złożone reologie – podstawowe przykłady

Większość skał wykazuje bardziej złożone właściwości reologiczne niż te opisane przez idealnie sprężyste, lepkie czy plastyczne ciała. W rzeczywistości, w większości materiałów zachodzą równocześnie wszystkie trzy formy odkształceń. Jednakże w konkretnych warunkach (jak ciśnienie, temperatura, stan naprężeń) jedna lub dwie z nich często dominują. Modele mechaniczne materiałów o złożonych właściwościach reologicznych buduje się poprzez odpowiednie połączenia trzech modeli idealnych ciał. Te modele wykorzystują różne kombinacje i rodzaje idealnych ciał, łącząc je w układy szeregowo lub równoległe. Gdy dwie formy odkształceń mają wpływ, mówimy

o deformacji lepko-sprężystej, sprężysto-plastycznej lub lepko-plastycznej. Natomiast gdy wszystkie formy odkształceń są istotne, występuje deformacja lepko-sprężysto-plastyczna. Te złożenia mogą być interpretowane jako szeregowe lub równoległe połączenia poszczególnych form odkształceń, często przedstawiane w formie analogów mechanicznych jak na Fig. 2-9.

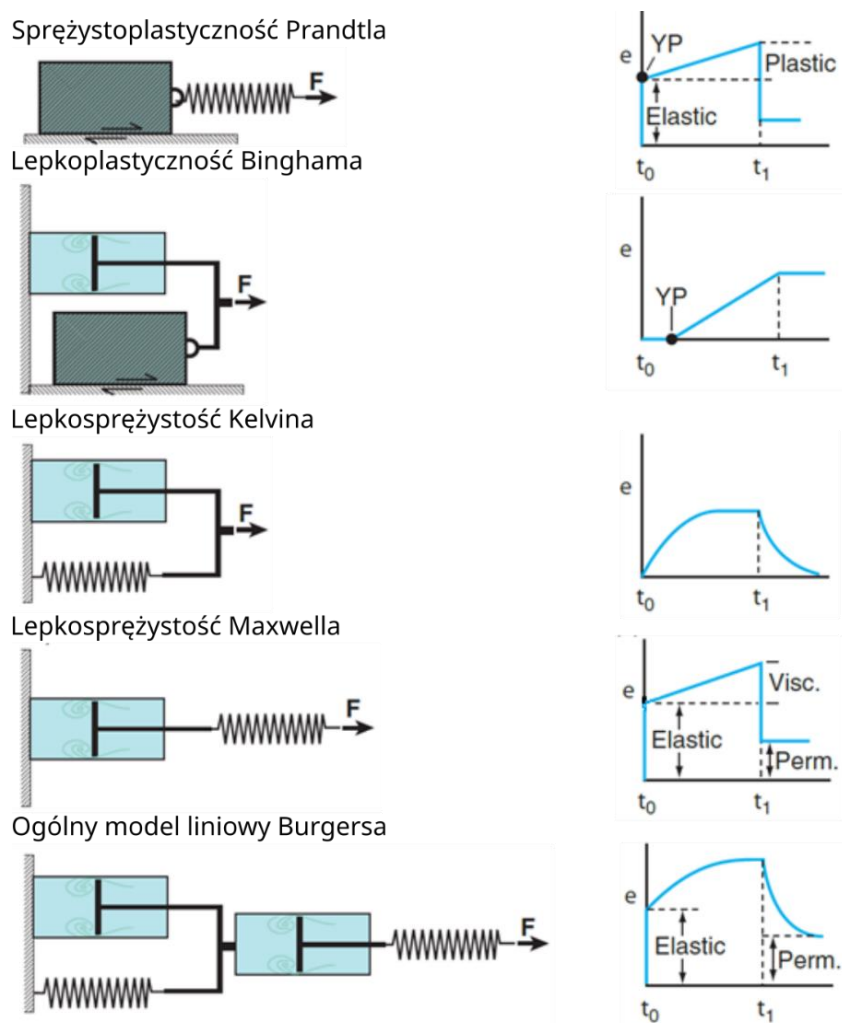


Fig. 2-9 Graficzne przedstawienie analogów mechanicznych oraz ścieżek odkształcenia w czasie dla pięciu podstawowych złożów różnych typów deformacji (zmodyfikowano za: Fossen, 2016)

Przykładami reologicznych modeli lepko-sprężystych są modele Maxwella i Kelvina. Model Maxwella opisuje szeregowe połączenie odkształceń lepkich i sprężystych. W tym modelu odwracalne odkształcenia sprężyste stopniowo przekształcają się w nieodwracalne odkształcenia lepkie w czasie, powodując relaksację naprężenia. W modelu Kelvina, deformacje lepkie i sprężyste są połączone równoległe. Odkształcenia pozostają odwracalne, ale ich relaksacja nie jest natychmiastowa, lecz następuje z tempem określonym przez właściwości lepkie materiału.

Przykładem modelu sprężysto-plastycznego jest model Prandtla (Prandtl-Reuss). Ten model zakłada, że materiał doświadcza odkształcenia sprężystego do momentu przekroczenia granicy wytrzymałości, po czym zachodzi odkształcenie plastyczne. Składowa sprężysta jest odwracalna, natomiast plastyczna jest nieodwracalna. Model Prandtla opisuje równoległe połączenie modelu sprężystego i plastycznego.

Model Binghama to przykład reologii, w którym deformacja lepka i plastyczna jest połączona równolegle. Materiał jest opisywany jako odkształcający się w sposób lepki (tj. jako proces zachodzący w czasie, a nie natychmiastowy), ale uruchomienie się deformacji wymaga przekroczenia krytycznej wartości naprężenia.

Model Burgers jest bardziej złożonym modelem lepko-sprężystym i złożony jest z szeregowego połączenia modelu Kelvina i modelu Maxwella. Model ten ma na celu implementację zalet zarówno lepko-sprężystości Maxwella jak i Kelvina, którymi są odpowiednio lepka relaksacja odkształceń sprężystych w połączeniu z prawdziwie nieodwracalną deformacją, i lepko-opóźniona odwracalność odkształceń sprężystych.

Przedstawione powyżej modele stanowią jedynie część dostępnych rozwiązań. Istnieje wiele innych możliwości tworzenia modeli, wykorzystujących różnorodne kombinacje szeregowych i równoległych połączeń różnych form deformacji. Istotne jest, żeby wyniki przewidywane przez dany model były jak najbardziej zbliżone do obserwacji rzeczywistej deformacji. Przydatność tych modeli w modelowaniu zjawisk zależy właśnie od ich zdolności do dokładnego odwzorowania zachowania się materiału podczas różnych warunków obciążenia, jak również od ich zdolności do przewidywania wyników eksperymentów i zachowań rzeczywistych struktur. (m.in. Twiss i Moores, 2007; Fossen, 2016).

2.2.5 Zależności pomiędzy deformacją sprężystą, lepką i plastyczną

W skałach odkształcenia sprężyste stanowią początkową fazę deformacji w odpowiedzi na przyłożone zewnętrzne naprężenia. Ośrodki skalne przyjmują jedynie niewielkie procentowe odkształcenia sprężyste, zanim przekroczą naprężenie krytyczne (ang. *yield strength*) i zaczną odkształcać się plastycznie. Obok odkształceń sprężystych i plastycznych zachodzą ciągle odkształcenia lepkie, których intensywność jest jednak bardzo zależna od parametrów materiałowych i warunków deformacji, i dla typowych skał w warunkach górnej skorupy ziemskiej zachodzą z pomijalnie małym tempem. Wyjątkiem są tu pewne typy skał o szczególnych właściwościach materiałowych, jak np. sól kamienna.

Rozgraniczenie pomiędzy plastycznością ciągliwą i kruchą jest zasadniczo kwestią skali obserwacji i/lub aproksymacji. Ciągliwość-plastyczność obserwowana w danej skali jest w zasadzie zawsze efektem plastyczności kruchej w skali mniejszej np. ciągliwa deformacja warstwy skalnej może wynikać z rozwoju spękań na poziomie pojedynczych pakietów czy nawet ziaren (m.in. Fossen, 2016).

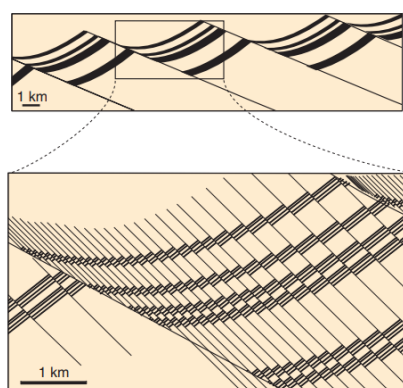


Fig. 2-10 Ilustracja zależności obserwacji deformacji jako ciągliwej lub kruchej w zależności od skali (Fossen, 2016)

Istotny w determinacji charakteru deformacji jest wpływ ciśnienia obejmującego i temperatury. Przy ciśnieniu obejmującym bliskim zera i niskiej temperaturze dochodzi do pęknięcia wzdłuż kierunku największego naprężenia głównego. W przypadku rozciągania do rozerwania próby dochodzi w kierunku prostopadłym do przyłożonego naprężenia (prostopadle do kierunku osiowego próby) (Fig. 2-11A), natomiast w przypadku ściskania równoległe do kierunku przyłożonego naprężenia (zgodnie z kierunkiem osiowym próby) (Fig. 2-11B). Poprzez zwiększanie się naprężeń okalających w stosunku do naprężenia maksymalnego, najpierw powoduje przejście układu naprężeń z czystego ściskania lub rozciągania do ścinania, co wywołuje reorientację płaszczyzny zniszczenia. Dalszy wzrost ciśnienia i/lub temperatury powoduje wzrost intensywności deformacji lepkiej do zauważalnych wielkości. Deformacja ta rozładowuje częściowo naprężenia i wyhamowuje deformację plastyczną, opóźniając przejście pomiędzy deformacją w danej skali ciągliwo-plastyczną a kruchą, w wyniku czego ta druga nie zachodzi. Przy odpowiednio wysokich wartościach ciśnienia i/lub temperatury odkształcenia lepkie zachodzą na tyle intensywnie, że naprężenia są rozładowywane przez bieżącą deformację z prędkością uniemożliwiającą osiągnięcie przez nie wartości krytycznych, i odkształcenia plastyczne zostają całkowicie wyhamowane (m.in. Ranalli, 1995; Fjær i in., 2008; Fossen, 2016).

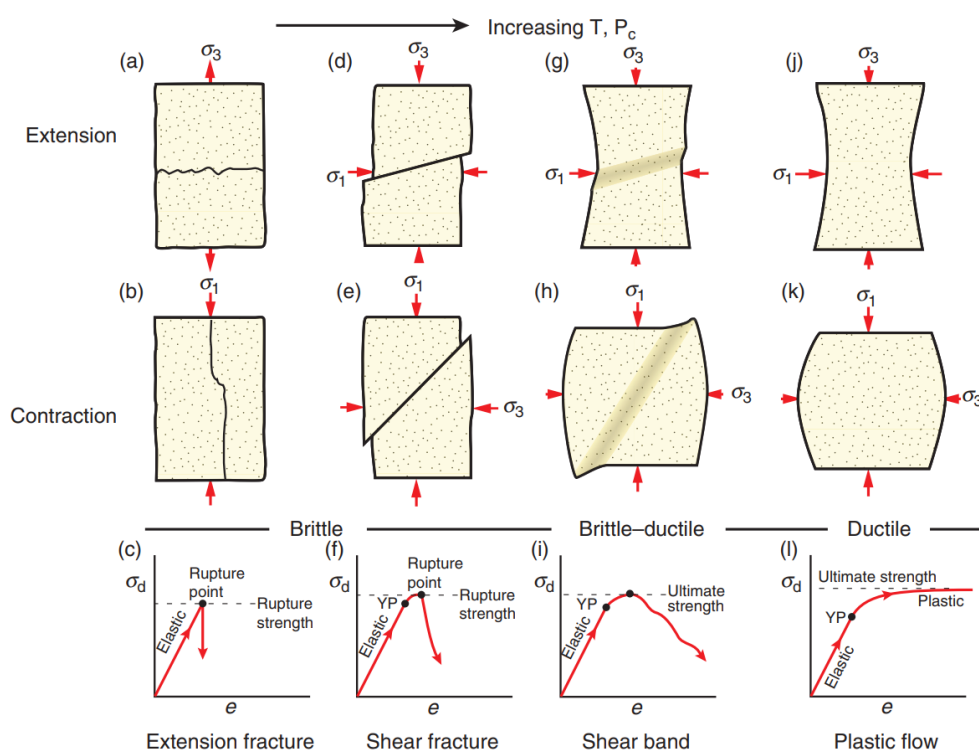


Fig. 2-11 Zależność charakterystyki deformacji plastycznej od warunków ciśnieniowo-temperaturowych. (a) i (b) przedstawiają przejście od pęknięcia/rozerwania, przez zlokalizowane i strefowe ścicie, aż do czysto ciągliwej deformacji, (c) przedstawia skojarzone z nimi wykresy odkształcenie/naprężenie (Fossen, 2016)

2.3 Badania laboratoryjne

Eksperymenty stanowią podstawę naszego zrozumienia na temat reologii skał. W laboratorium możemy wybrać dany ośrodek skalny i kontrolować zmienne fizyczne, takie jak temperatura, ciśnienie, warunki naprężenia i szybkość odkształcenia. Oczywistą wadą jest brak wystarczającego czasu na przyłożenie geologicznych temp odkształcenia, co utrudnia porównanie wyników laboratoryjnych z naturalnie zdeformowanymi ośrodkami skałami.

Istnieje wiele różnych układów eksperymentalnych stosowanych w laboratoriach do określenia parametrów mechanicznych skał. Najczęściej przeprowadza się badania w jedno- i/lub trójosiowym stanie naprężenia. Badania takie polegają na umieszczeniu próbki w aparacie, który przykłada do niej zmienne naprężenie w różnych kierunkach. W przypadku badań jednoosiowych, obciążenie przykładane jest tylko w jednym kierunku tak, że $\sigma_1 \neq 0$, a $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$. Kierunek σ_1 jest zgodny z osią podłużną próbki (Fig. 2-12).

W warunkach zwyczajowo zwanych trójosiowymi, próbka dodatkowo poddawana jest działaniu sił hydrostatycznych (ciśnienie obejmujące/okólne) w kierunkach poprzecznych do σ_1 , co jest efektem umieszczenia próbki w medium (zazwyczaj jest to olej) znajdującym się pod odpowiednim ciśnieniem (np. Heard, 1972; Peach i Spiers, 1996; Ter Heege i in., 2005). Jako że tylko dwa z naprężeń głównych są niezależne, określenie „trójosiowe”, mimo powszechnego użycia nie jest do końca poprawne. W badaniach tych różnica ($\sigma_1 - \sigma_3$) określana jest ciśnieniem różnicowym.

Dla odróżnienia od „prawdziwego” trójosiowego stanu naprężenia, gdzie $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$, ten typ stanu naprężenia można określić jako pseudotrójosiowe lub osiowe z ciśnieniem obejmującym. Eksperymenty dla stanu prawdziwie trójosiowego są przeprowadzane bardzo rzadko. Przykładem takich analiz są badania wykonane na w sześciennych próbkach solnych (Hunsche i Albrecht, 1990; Hunsche, 1992).

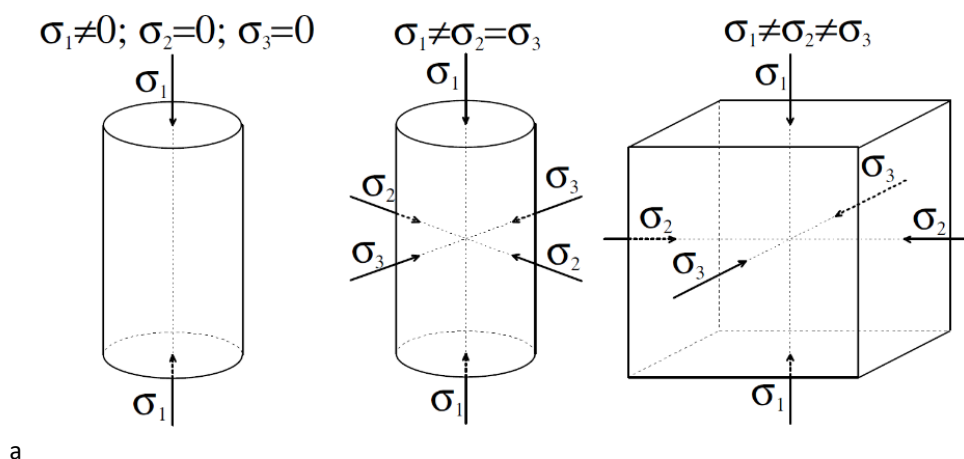


Fig. 2-12 Schemat badań próbek skalnych w a) jednoosiowym, b) pseudotrójosiowym i c) prawdziwie trójosiowym stanie naprężenia

Badania tego typu można podzielić na odkształceniowe (mierzone jest odkształcenie próbki w zależności od przyłożonego stanu naprężenia) oraz wytrzymałościowe (próbka jest poddawana deformacji do momentu zniszczenia, kiedy to notowany jest stan naprężeń w momencie zniszczenia).

W przypadku badań jedno-osiowych i pseudotrójosiowych próbki mają kształt cylindra o przekroju kołowym zwykle o średnicy ok. 5.0 cm i wysokości ok. 54 cm. W przypadku badań trójosiowych, próbki mają kształt sześciątów.

Typowe są ciśnienia osiowe mogą być w przedziale 2-300 MPa, a ciśnienia obejmujące sięgają 50-100 MPa, podczas gdy temperatury mogą sięgać nawet 1400 stopni Celsjusza, a obserwowane tempa odkształcenia wynoszą od 10^{-3} do 10^{-8} s^{-1} .

W badaniach laboratoryjnych wykorzystuje się pojęcie temperatury homologicznej, T_H , która jest stosunkiem temperatury materiału, T , do temperatury jego topnienia, T_m :

$$T_H = \frac{T}{T_m} \quad \text{Eq. 2.85}$$

2.3.1 Sprężystość i wytrzymałość

W próbach jednoosiowego ściskania można wyznaczyć: jednoosiową wytrzymałość na ściskanie, parametry sprężyste takie jak moduł Younga i współczynnik Poissona. Podczas badania próbę poddaje się obciążeniu w kierunku osiowym. Wielkość naprężenia (σ_a) wyznaczona przez stosunek przyłożonego obciążenia do przekroju próby przedstawia się na wykresie w relacji do monitorowanego podczas deformacji odkształcenia w kierunku podłużnym (kierunek działania obciążenia) (ε_a) i niekiedy także w kierunku poprzecznym (ε_r). Typowy wykres relacji naprężenia do odkształcenia przedstawia Fig. 2-13.

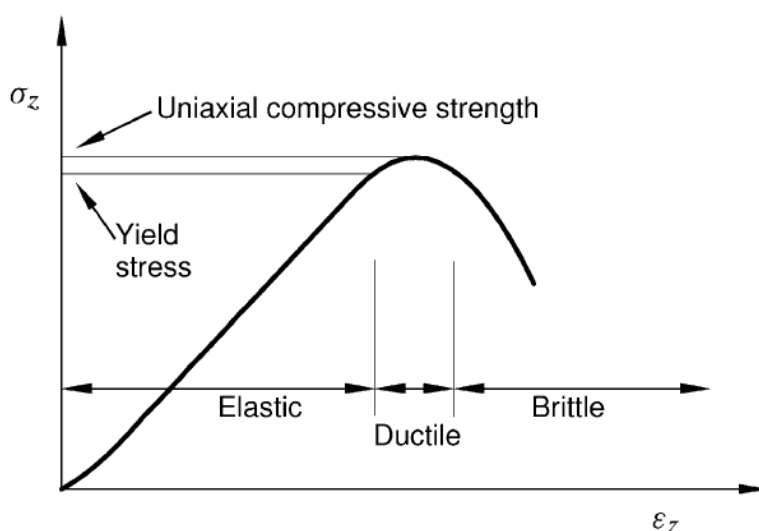


Fig. 2-13 Przykładowy wykres wielkości przyłożonego naprężenia w funkcji odkształcenia uzyskany podczas próby jednoosiowego ściskania (Fjær i in., 2008)

Na wykresie można wyróżnić kilka kluczowych elementów: a) zakres deformacji sprężystej (ang. *elastic regime*), b) naprężenie graniczne lub naprężenie krytyczne (σ_Y lub σ_C) (ang. *yield stress*), c) wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie (ang. *uniaxial compressive strength* - UCS), d) naprężenie niszczące, e) zakres deformacji podatnej (ang. *ductile regime*) i f) zakres deformacji kruchej (ang. *brittle regime*). W zakresie deformacji sprężystej, deformacja jest odwracalna, natomiast po przekroczeniu naprężenia krytycznego ośrodek ulega trwałemu odkształceniu, czyli nie powraca do

pierwotnej formy. Wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie określa maksymalne naprężenie jakiemu poddana została próba podczas testu. Trwałe odkształcenie składa się deformacja podatna, która zachodzi bez utraty spójności, oraz deformacja krucha, która rozpoczyna się w momencie, gdy spójność materiału została naruszona.

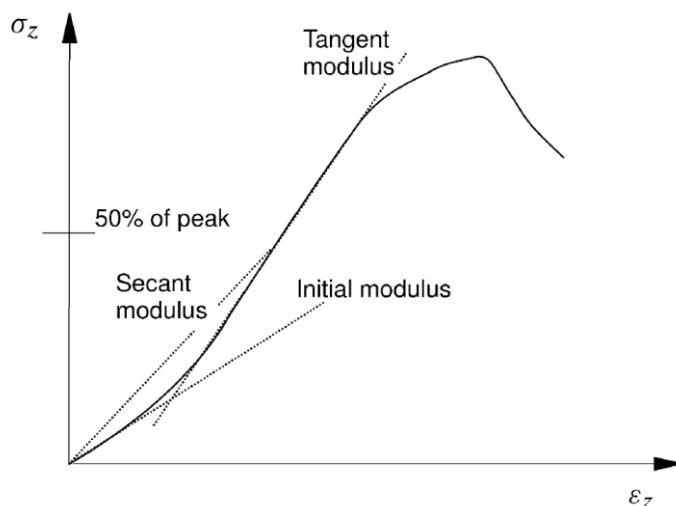


Fig. 2-14 Schemat wyznaczenia modułu Younga na podstawie krzywej naprężenia osiowego w funkcji odkształcenia osiowego (Fjær i in., 2008)

Istnieją różne podejścia wyznaczenia modułu Younga na podstawie krzywej relacji naprężenia (σ_Y lub $(\sigma_1 - \sigma_3)$) i odkształcenia osiowego (ε_a). Powszechnie stosuje się wyznaczanie modułu Younga jako:

- 1) moduł średni (E_{av}) wyrażony zależnością między naprężeniem a odkształceniem na odcinku prostoliniowym krzywej naprężenie, gdzie odkształcenie osiowe zawiera się zwykle między 20 a 80 % naprężenia niszczącego,
- 2) moduł styczny (E_t lub E_{fr}) wyrażony zależnością między naprężeniem a odkształceniem na odcinku od 25% do 75% maksymalnej wartości naprężenia, zwykle około 50 % naprężenia niszczącego,
- 3) moduł sieczny (E_s) wyrażony zależnością między naprężeniem krytycznym (σ_c) lub naprężeniem różnicowym ($\sigma_1 - \sigma_3$) a odkształceniami osiowymi (ε_a) na odcinku od zera do 50% maksymalnej wartości naprężenia, najczęściej do 50 % naprężenia niszczącego,
- 4) moduł początkowy wyrażony przez początkowe nachylenie krzywej

Współczynnik Poissona jest wyliczany na podstawie wzoru:

$$v = - \frac{\Delta\sigma_a/\Delta\varepsilon_a}{\Delta\sigma_a/\Delta\varepsilon_r} \quad \text{Eq. 2.86}$$

Badania trójosiowe stanowią bardziej rzetelne źródło danych w porównaniu z badaniami jednoosiowymi, gdzie zauważalne mogą być rozbieżności wyników spowodowane defektami materiału oraz uszkodzeniami powstałymi podczas pozyskiwania rdzenia lub przygotowywania próbek. Te efekty wykazują mniejszy wpływ w przypadku badań trójosiowych, gdzie próbka jest poddana różnorodnym naprężeniom osiowym i bocznym.

W przypadku badań (pseudo)trójosiowych wyróżnia się cztery główne rodzaje testów (Ślizowski i in., 2010):

- a) zwiększa się wartość ciśnienia osiowego, a obciążenie boczne pozostaje stałe,
- b) zwiększa się wartość ciśnienia bocznego przy stałym naprężeniu osiowym,
- c) obniża się wartość ciśnienia bocznego przy stałym naprężeniu osiowym,
- d) obniża się wartość naprężenia osiowego przy stałym naprężeniu bocznym.

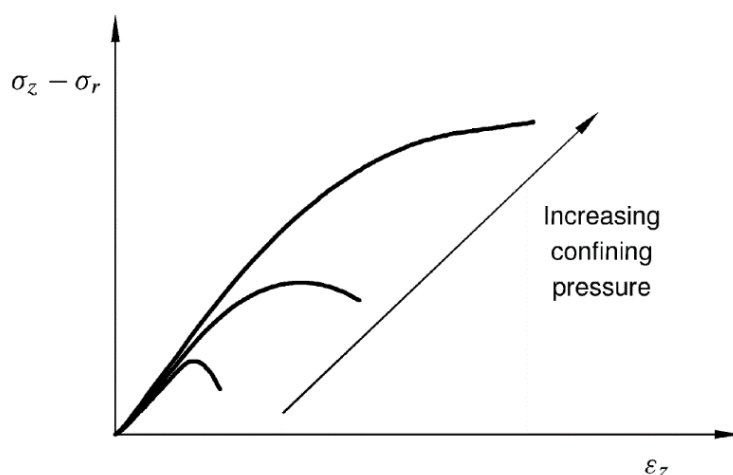


Fig. 2-15 Relacja między naprężeniem różnicowym a odkształceniem osiowym dla różnej wartości ciśnienia bocznego

Typowa relacja między naprężeniem różnicowym a odkształceniem osiowym dla trzech różnych wartości ciśnienia obejmującego w trójosiowym eksperymencie przedstawiona jest na Fig. 2-15. Wzrost ciśnienia obejmującego prowadzi do osiągnięcia wyższych wartości odkształcenia, a także wyższych maksymalnych wartości naprężeń różnicowych. Dodatkowo, wyższe ciśnienia przesuwają wartość naprężenia niszczącego, zwiększając udział deformacji lepkiej w całkowitym odkształceniu.

Testy trójosiowe służą przede wszystkim do testów wytrzymałościowych. W badaniu wykonuje się serie testów, gdzie notuje stan naprężeń, dla którego doszło do zniszczenia. Po wykonaniu serii testów dla różnych warunków (w przypadku testów trójosiowych – różnych ciśnień obejmujących) i kreśli się wyniki w przestrzeni składowych stanu naprężeń. Na końcu dopasowuje się wyniki do krzywej albo reprezentującej jedno ze standardowych kryteriów zniszczeniowych, z dopasowanymi do wyników eksperymentu wartościami stałych, albo wyznacza się inną zależność, reprezentującą nowe, autorskie kryterium zniszczeniowe. (np. Ślizowski i in., 2010; Liu i in., 2011; Sriapai i in., 2012; Ma i in., 2013).

2.3.2 Lepkość

Tempa deformacji skał obserwowane w przyrodzie mieszczą się generalnie w przedziale 10^{-15} do 10^{-13} s^{-1} . Skały poddane takim tempom deformacji mogą odkształcać się lepkو, a deformacja odbywa się w skali ziaren (poruszone w rozdz. 2.4). W laboratoriach tempa deformacji poniżej 10^{-9} s^{-1} są rzadkością i wymagają długiego okresu trwania eksperymentu rzędu kilku lat (Weijermars, 1997). W eksperymentach deformację lepką przyspiesza się poddając deformacji skałę w podwyższonych

warunkach temperatury i ciśnienia. Informacje na temat odkształceń w skali geologicznej otrzymuje się wówczas poprzez ekstrapolacje wyników eksperymentów oraz przesłanek teoretycznych.

Wynikiem badań laboratoryjnych, przeważnie trójosiowych, jest relacja między naprężeniem różnicowym, często wyrażonym przez σ lub σ_d i tempem odkształcenia mierzonym w kierunku przykładanego obciążenia wyrażonym $\dot{\epsilon}$ jako

$$\dot{\epsilon} = A_E \sigma_d^n \quad \text{Eq. 2.87}$$

W przypadku, kiedy $n = 1$, równanie Eq. 2.77 przedstawia model liniowy, natomiast gdy $n > 1$, równanie to charakteryzuje model potęgowy.

Dla większości zastosowań konieczne jest jednak uzyskanie zależności pomiędzy tensorem naprężenia i tensorem tempa odkształcenia, dlatego wyrażenie to należy przeformułować i otrzymać relację

$$\dot{\epsilon}_{eff} = A_E \sigma'_{eff}{}^n \quad \text{Eq. 2.88}$$

gdzie $\dot{\epsilon}_{eff}$ i σ'_{eff} są odpowiednio efektywnym tempem odkształcenia i efektywnym naprężeniem dewiatorowym

$$\dot{\epsilon}_{eff} = \sqrt{\frac{1}{2} \dot{\epsilon}'_1{}^2 + \frac{1}{2} \dot{\epsilon}'_2{}^2 + \frac{1}{2} \dot{\epsilon}'_3{}^2} \quad \text{Eq. 2.89}$$

$$\sigma'_{eff} = \sqrt{J_2} = \sqrt{\frac{1}{2} (\sigma'^2_1 + \sigma'^2_2 + \sigma'^2_3)}$$

Aby to otrzymać, należy najpierw ustalić relację między $\dot{\epsilon}$ i $\dot{\epsilon}_{eff}$, a także między σ_d i σ'_{eff} . Relacja ta zależy jednak bezpośrednio od warunków eksperymentu. Warto dodać, że poniższe wyprowadzenia są poprawne tylko dla założenia, że materiał jest izotropowy i nieściśliwy.

Dla przypadku jednoosiowego ściskania, w tempa odkształceń są

$$\dot{\epsilon}_1 = \dot{\epsilon}$$

$$\dot{\epsilon}_2 = \dot{\epsilon}_3 = -\frac{\dot{\epsilon}}{2} \quad \text{Eq. 2.90}$$

Wówczas

$$\dot{\epsilon}_{eff} = \sqrt{\frac{1}{2} \dot{\epsilon}^2 + \frac{1}{2} \left(-\frac{\dot{\epsilon}}{2}\right)^2 + \frac{1}{2} \left(-\frac{\dot{\epsilon}}{2}\right)^2} = \sqrt{\frac{3}{4} \dot{\epsilon}^2} = \frac{\sqrt{3}}{2} \dot{\epsilon} \quad \text{Eq. 2.91}$$

Natomiast, dla naprężeń mamy

$$\sigma_1 = \sigma_d$$

$$\sigma_2 = \sigma_3 = 0$$

Eq. 2.92

$$p = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) = \frac{\sigma_d}{3}$$

Dla naprężeń dewiatorowych, gdzie $p = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$

$$\sigma'_1 = \sigma_1 - p = \frac{2}{3}\sigma_d$$

Eq. 2.93

$$\sigma'_2 = \sigma'_3 = -\frac{1}{3}\sigma_d$$

wówczas

$$\sigma'_{eff} = \sqrt{\frac{1}{2} \left[\left(\frac{2}{3}\sigma_d \right)^2 + \left(-\frac{1}{3}\sigma_d \right)^2 + \left(-\frac{1}{3}\sigma_d \right)^2 \right]} = \sqrt{\frac{1}{2} \left(\frac{2}{3}\sigma_d^2 \right)} = \frac{1}{\sqrt{3}}\sigma_d$$

Eq. 2.94

Podstawiając do Eq. 2.87, przekształcenia z Eq. 2.91 i Eq. 2.94, otrzymamy

$$\frac{2}{\sqrt{3}}\dot{\epsilon}_{eff} = A_E (\sqrt{3}\sigma'_{eff})^n$$

Eq. 2.95

Porządkując równanie

$$\dot{\epsilon}_{eff} = \frac{3^{\frac{n+1}{2}}}{2} A_E \sigma'_{eff}{}^n$$

Eq. 2.96

Jeżeli efektywną lepkość wyliczymy jako

$$\mu_{eff} = \frac{\sigma'_{eff}}{2\dot{\epsilon}_{eff}} = \frac{3^{-\frac{n+1}{2}}}{A_E} \sigma'_{eff}{}^{1-n}$$

Eq. 2.97

wówczas opis tensorowych relacji między naprężeniem i tempem odkształceniem (Eq. 2.52), może być wyrażony jako

$$\sigma'_{ij} = 2 \left[\frac{3^{-\frac{n+1}{2}}}{A_E} \sigma'_{eff}{}^{1-n} \right] \dot{\epsilon}_{ij}$$

Eq. 2.98

Efektywna lepkość jest tu funkcją naprężenia. Równanie to można wyprowadzić, aby efektywna lepkość była funkcją tempa odkształcenia. Modyfikując odpowiednio równanie Eq. 2.94, otrzymamy:

$$\left(\frac{2}{\sqrt{3}}\dot{\epsilon}_{eff} \right)^{\frac{1}{n}} = (A_E)^{\frac{1}{n}} (\sqrt{3}\sigma'_{eff})$$

Eq. 2.99

Porządkując to równanie, dojdziemy do

$$\dot{\epsilon}_{eff}^{\frac{1}{n}} = \frac{3^{\frac{n+1}{2n}}}{2^{\frac{1}{n}}} (A_E)^{\frac{1}{n}} \sigma'_{eff} \quad \text{Eq. 2.100}$$

Efektywną lepkość wyrazimy jako

$$\mu_{eff} = \frac{\sigma'_{eff}}{2\dot{\epsilon}_{eff}} = \frac{1}{2^{\frac{n-1}{n}} 3^{\frac{n+1}{2n}} (A_E)^{\frac{1}{n}}} \dot{\epsilon}_{eff}^{\frac{1}{n}-1} \quad \text{Eq. 2.101}$$

to opis tensorowych relacji między naprężeniem i tempem odkształceniem, będzie przedstawiony jako

$$\sigma'_{ij} = 2 \left[\frac{1}{2^{\frac{n-1}{n}} 3^{\frac{n+1}{2n}} (A_E)^{\frac{1}{n}}} \dot{\epsilon}_{eff}^{\frac{1}{n}-1} \right] \dot{\epsilon}_{ij} \quad \text{Eq. 2.102}$$

2.4 Analiza mikrostrukturalna

Celem rozdziału jest przedstawienie najważniejszych procesów, które zachodzą w strukturze krystalicznej podczas procesu deformacji ośrodka. Informacje te są kluczowe do zrozumienia makroskopowego opisu zachowania się ośrodków skalnych podczas deformacji w różnych ciśnieniu i temperatury w tym także deformacji lepkiej soli kamiennej.

2.4.1 Defekty w sieci krystalicznej

W przeciwieństwie do idealnych kryształów, sieć krystaliczna rzeczywistych kryształów zawiera defekty, które obejmują defekty geometrii sieciowej lub okresowego układu atomów wewnątrz kryształu. Defekty sieciowe mają duży wpływ na zachowanie się rzeczywistych kryształów podczas deformacji. Zgodnie z przestrzennym rozszerzeniem w sieci krystalicznej można wyróżnić następujące defekty:

- a) punktowe,
- b) liniowe,
- c) dwuwymiarowe lub płaszczyznowe,
- d) trójwymiarowe lub objętościowe.

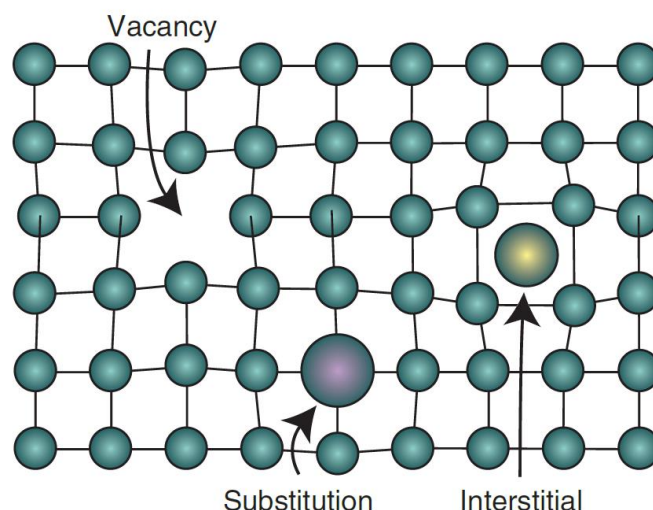


Fig. 2-16 Typy defektów punktowych w kryształach: wakancje, podstawienia i interstycje (Fossen, 2016)

Defekty punktowe w kryształach odnoszą się do braków w regularnej sieci atomowej. Istnieją trzy główne typy defektów punktowych: wakancje (ang. *vacancies*), podstawienia (ang. *substitution*) i interstycje (ang. *interstitial*) (Fig. 2-16). Wakancje są defektami polegającymi na braku atomu w sieci, co prowadzi do powstania pustki w sieci krystalicznej. Podstawienia występują, gdy jedne atomy, jony lub cząsteczki są zastępowane przez inne w strukturze krystalicznej. Interstycje to dodatkowe substancje lub atomy, które znajdują się między istniejącymi pozycjami atomów w strukturze krystalicznej.

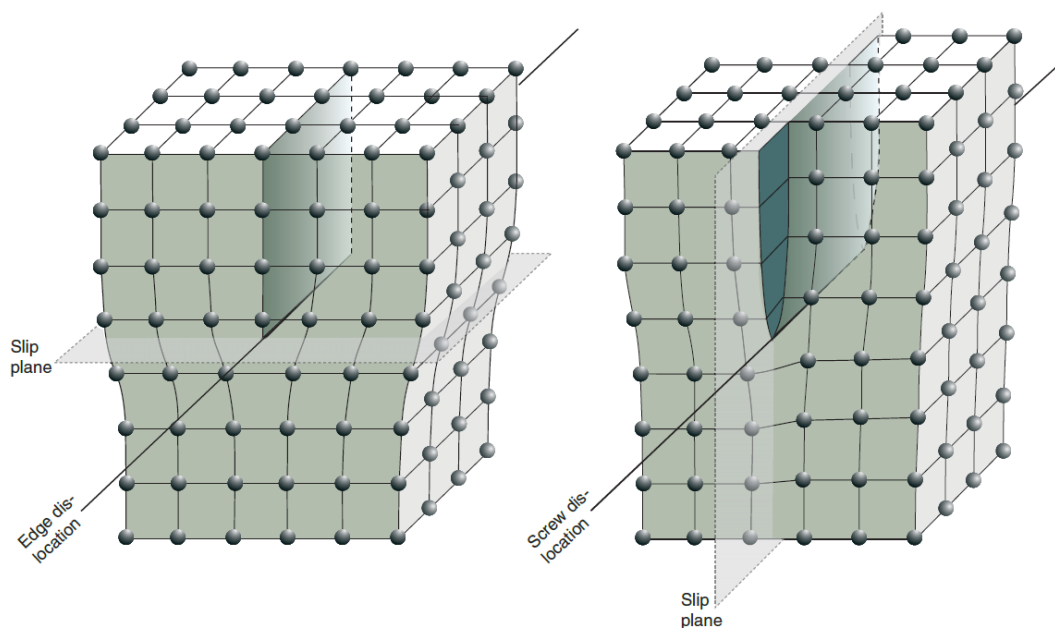


Fig. 2-17 Typy defektów liniowych w kryształach (Fossen, 2016)

Innym rodzajem defektów są defekty liniowe, które ogólnie określa się jako dyslokacje. Wyróżnia się dwa typy defektów liniowych: krawędziowe i śrubowe. Defekty krawędziowe powodują wprowadzenie dodatkowej płaszczyzny między nieco rozsunięte płaszczyzny sieciowe (Fig. 2-17A), natomiast defekty śrubowe powstają w wyniku przesunięcia płaszczyzn atomowych (Fig. 2-17B).

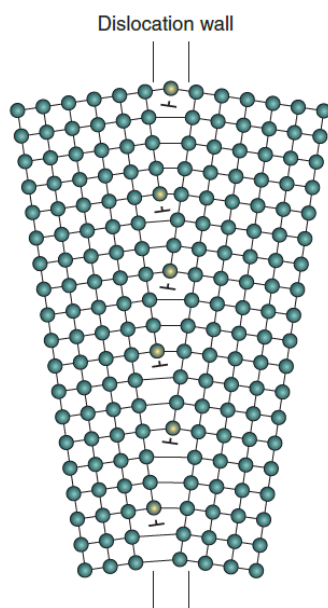


Fig. 2-18 Przykład defektu płaszczyznowego w kryształach (Fossen, 2016)

Defekty płaszczyznowe to niedoskonałości występujące w kryształach, które obejmują struktury takie jak granice ziaren, granice subziarnowe i płaszczyzny bliźniacze (Fig. 2-18). Granice ziaren pojawiają się tam, gdzie istnieje różnica orientacji między kierunkami sąsiadujących ze sobą sieci krystalograficznych. Jeśli ten kąt zmiany jest mniejszy niż 15 stopni, mówimy o subziarnowych granicach.

Defekty objętościowe to nieprawidłowości występujące wewnątrz struktury kryształów, takie jak pory, mikropęknięcia i inkluzje. Porowatość oznacza obecność pustek lub otworów wewnątrz materiału. Mikropęknięcia są drobnymi pęknięciami lub szczelinami w strukturze kryształu. Natomiast inkluzje to obce ciała lub substancje zamknięte wewnątrz kryształu. Te defekty objętościowe mogą mieć istotny wpływ na właściwości materiału. Na przykład, pory mogą osłabić strukturę kryształu, zmniejszając jego wytrzymałość, podczas gdy inkluzje mogą wprowadzać dodatkowe naprężenia lub zakłócać regularną strukturę kryształu. Podczas odkształcania się kryształów, te defekty mogą ulegać zmianom, a ich zachowanie się może mieć istotny wpływ na procesy deformacji i właściwości mechaniczne materiału.

2.4.2 Pełzanie dyfuzyjne

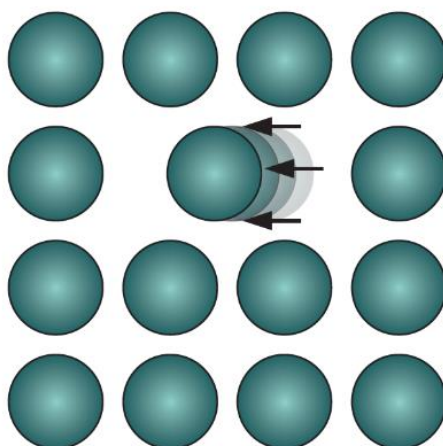


Fig. 2-19 Proces dyfuzji związany z przemieszczaniem się wakancji (Fossen, 2016)

Ruch wakancji, nazywany dyfuzją lub pełzaniem dyfuzyjnym (Fig. 2-19). Przemieszczanie się wakancji w obrębie kryształu nazwane jest pełzaniem Nabarro-Herring (Fig. 2-20). Proces ten zachodzi bardzo wolno z prędkością ok. kilku centymetrów na milion lat (Fossen, 2016). Wyższa temperatura przyspiesza ten proces, ponieważ zwiększa ruchliwość atomów w sieci kryształowej, co w efekcie zwiększa tempo migracji wakancji. Wakacje mogą przemieszczać się również wzdłuż granic ziaren (Fig. 2-20), a proces ten nosi nazwę pełzania Coble'a. Tempa pełzania Nabarro-Herring i Coble'a zwiększają się w przypadku materiałów drobnokrystalicznych.

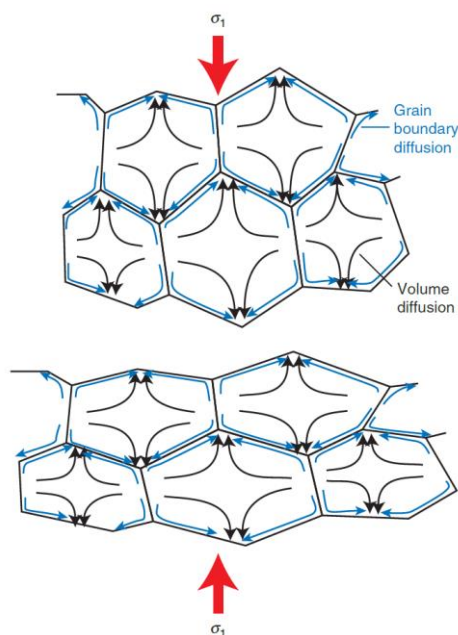


Fig. 2-20 Pełzanie dyfuzyjne w obrębie kryształów (pełzanie Nabarro-Herring) oraz na granicach kryształów (pełzanie Coble'a). Przyłożone naprężenie różnicowe powoduje przemieszczenie się wakacji w kierunku obszaru o podwyższonym naprężeniu, co w efekcie prowadzi do zmiany kształtu kryształów (Fossen, 2016)

Kolejnym przykładem pełzania dyfuzyjnego jest rozpuszczanie pod ciśnieniem (ang. *pressure solution creep* lub *solution-precipitation creep*) i zachodzi w obecności płynów znajdujących się na granicach ziaren. W trakcie tego procesu minerał poddany naprężeniom dyferencjalnym rozpuszcza się, a jego jony są transportowane wraz z płynem z obszaru o podwyższonym naprężeniu do obszarów o niższej wielkości naprężenia. Tempo procesu zależy wprost proporcjonalnie od wielkości naprężenia.

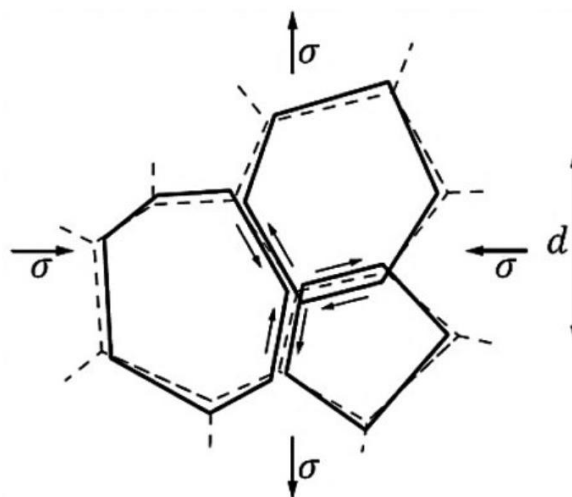


Fig. 2-21 Ślizganie wzdłuż granic ziaren (Igwemezie i in., 2015)

Ślizganie wzdłuż granic ziaren (ang. *grain boundary sliding*) jest przykładem deformacji materiałów w przypadku, kiedy dyfuzja jest procesem pozwalającym na szybką zmianę kształtów. Mechanizm ten zapobiega tworzeniu się pustych przestrzeni (Fig. 2-21). Cechuje się stosunkowo dużymi prędkościami przy niskich naprężeniach różnicowych i występuje w drobnoziarnistych skałach w warunkach wysokich temperatur (nazwane jest także pełzaniem superplastycznym).

2.4.3 Pełzanie dyslokacyjne

Dyslokacja to ruchomy defekt liniowy, który przyczynia się do odkształceń wewnątrz kryształowych poprzez mechanizm zwanego ślizgiem. Ślizg polega na ruchu frontu dyslokacji w płaszczyźnie.

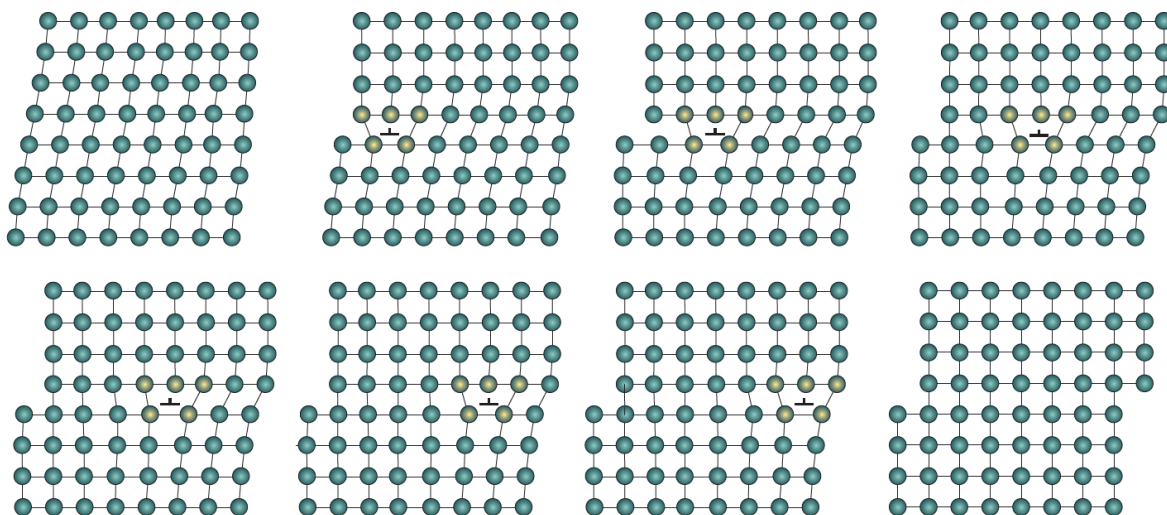


Fig. 2-22 Powstanie, przemieszczenie i dyslokacji krawędziowej wewnątrz kryształu (Fossen, 2016)

Pełzanie dyslokacyjne to mechanizm odkształcania się materiałów krystalicznych, w którym w przeciwieństwie do pełzania dyfuzyjnego dochodzi do przemieszczania się dyslokacji wewnątrz sieci krystalicznej materiału. Pełzanie to obejmuje etap powstawania, przemieszczania się i zanikania dyslokacji wewnątrz kryształu. W trakcie tego procesu jedynie niewielki obszar wokół defektu liniowego ulega deformacji. Ruch krawędziowej dyslokacji, znany jako ślizg, jest przedstawiony na Fig. 2-22. Kiedy dyslokacja prześlizguje się przez kryształ, proces przemieszczenia kończy się. Pełzanie dyslokacyjne może przebiegać równoległe do płaszczyzny ślizgu (ang. *dislocation glide*) lub prostopadle do niej, co nazywane jest również wspinaniem się dyslokacji (ang. *dislocation climb*). Ten typ deformacji zdecydowanie różni się od kruchego pękania, gdzie niemal natychmiastowo następuje pęknięcie całego ziarna. Proces ten może zachodzić także przy znacznie mniejszych naprężeniach różnicowych.

2.4.4 Zdrowienie i rekrytalizacja

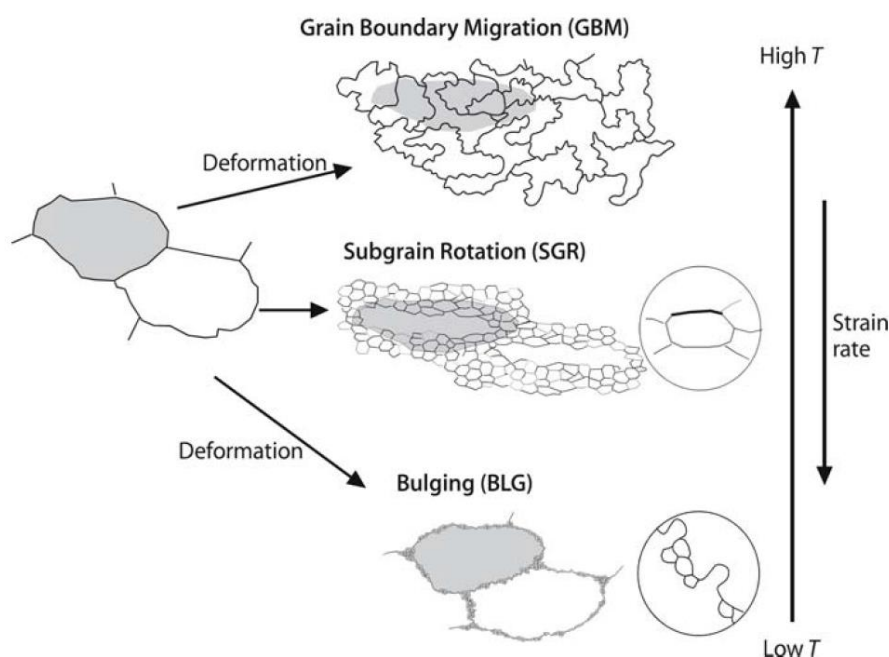


Fig. 2-23 Trzy warianty dynamicznej rekrytalizacji prowadzące do: migracji granic ziaren (ang. grain boundary migration), rotacji subziarna (ang. subgrain rotation) lub wybrzuszania granice ziaren (ang. bulging) (Passchier i Trouw, 2005)

Istotnymi procesami zachodzącymi w krysztalach są zdrowienie (ang. *recovery*) oraz rekrytalizacja (ang. *recrystallization*). Zdrowienie odnosi się do procesów, które przywracają częściowo strukturę krysztalu poprzez uporządkowanie defektów w obrębie sieci krystalicznej. Rekrytalizacja natomiast to bardziej zaawansowany proces, w którym zmiany mikrostruktury są bardziej radykalne i związane z zastępowaniem krysztalów, które uległy odkształceniu, nowymi. W procesach tych m.in. dochodzi do migracji granic ziaren (ang. *grain boundary migration*), rotacji subziarna (ang. *subgrain rotation*) lub wybrzuszania granice ziaren (ang. *bulging*) (Fig. 2-23). Występowanie różnych procesów zdrowienia i rekrytalizacji zależy od temperatury i tempa deformacji.

2.4.5 Mapa mechanizmów deformacji

Różne mechanizmy deformacji mogą dominować podczas odkształcenia różnych minerałów w zróżnicowanych warunkach fizycznych. Relacje te są często przedstawiane w literaturze za pomocą mapy mechanizmów odkształcenia. Mapa ta ilustruje dominujące mechanizmy odkształcenia w materiale w zależności od jego warunków fizycznych, takich jak temperatura, naprężenie i prędkość odkształcenia. Na mapie takiej przedstawia się obszary, w których konkretny mechanizm odgrywa główną rolę. Mapy te tworzy się głównie w oparciu o badania laboratoryjne. Przykładową mapę mechanizmów odkształcenia na diagramie w relacji naprężenia różnicowego ($\sigma_d = \sigma_1 - \sigma_3$) oraz temperatury przedstawia Fig. 2.24A, która została sporządzona dla kwarcu. Generalnie w niskich temperaturach $<750^\circ\text{C}$ dominującym mechanizmem deformacji kwarcu jest pełzanie dyfuzyjne, za które odpowiedzialne jest w głównej mierze proces rozpuszczania pod ciśnieniem. Dla temperatur $>750^\circ\text{C}$ w zależności od wielkości naprężeń różnicowych, mogą dominować trzy procesy: a) pełzanie Nabarro-Herring dla naprężeń poniżej 1 MPa, b) pełzanie dyslokacyjne w kierunku równoległym do płaszczyzny ślizgu dla naprężeń nie większych niż 100 MPa i c) pełzanie dyslokacyjne w wyniku

spinania dyslokacji dla naprężeń powyżej 100 MPa. Przerywaną linią zaznaczone są odpowiadające danym warunkom naprężenia i temperatury tempa deformacji minerału.

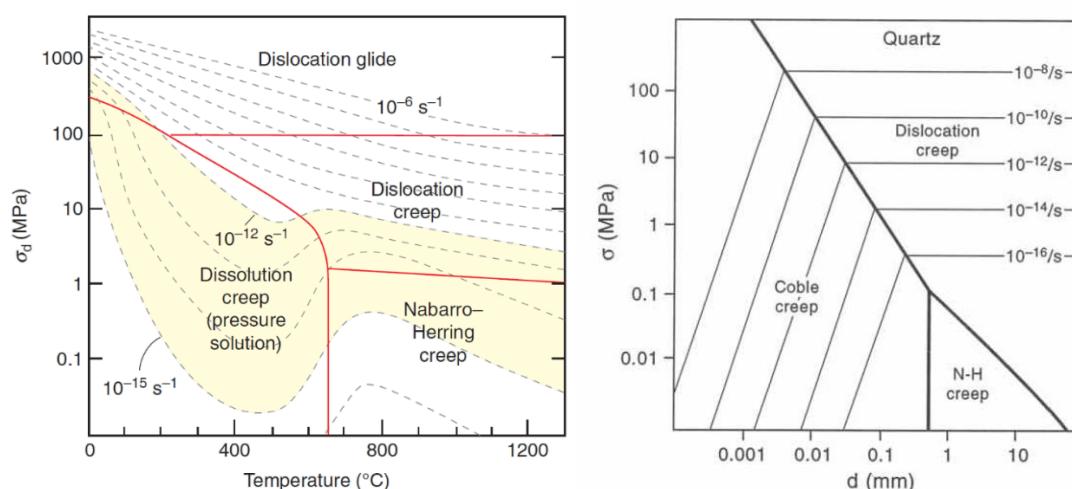


Fig. 2.24 Mapy mechanizmów odkształcenia dla kwarcu w funkcji A) naprężenia i temperatury (Fossen, 2016), B) naprężenia i wielkości ziarna (Weijermars, 1997)

Figura 2B przedstawia mapę mechanizmów odkształcenia kwarcu w relacji naprężenia różnicowego oraz wielkości kryształów, d . Dla małych wielkości kryształów i generalnie niskich naprężeń dominuje pełzanie dyfuzyjne, natomiast pełzanie dyslokacyjne jest charakterystyczne dla dużych wielkości kryształów i wysokich naprężeń.

Warto dodać, że dla poszczególnych materiałów, nie wszystkie mechanizmy deformacji muszą zachodzić.

2.4.6 Pełzanie a modele konstytutywne

Za deformację lepką w skałach odpowiadają pełzanie dyfuzyjne i dyslokacyjne. Pełzanie dyfuzyjne jest procesem, które liniowo wpływają na zależność przyłożonego naprężenia do tempa odkształcenia. Dodatkowo, pełzanie Coble'a jest proporcjonalne do trzeciej potęgi wielkości ziarna, natomiast pełzanie Nabarro-Herring do drugiej potęgi wielkości ziarna. Zmiana wielkości ziaren np. w wyniku rekrytalizacji może gwałtownie zmienić lepkość ośrodka. Pełzanie Nabarro-Herring zwykle dominuje w wysokich temperaturach i dlatego uważa się, że jest procesem, który rzadko pojawia się w płytko pogrążonych basenach sedymentacyjnych (Weijermars, 1997).

Pełzanie dyslokacyjne jest natomiast procesem, który nieliniowo wpływa na zależność przyłożonego naprężenia do tempa odkształcenia. Zwykle pełzanie dyslokacyjne opisane jest przez prawo potęgowe. Pełzanie dyslokacyjne równoległe do płaszczyzny ślizgu jest charakterystyczne dla niższych temperatur w porównaniu do pełzania poprzez wspinanie się dyslokacji, które to wymaga wyższych temperatur $T_H > 0.5$.

2.5 Literatura

- Alejano, L.R., Bobet, A., 2012. Drucker–Prager Criterion. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 45, 995–999. <https://doi.org/10.1007/s00603-012-0278-2>
- Dziubiński, M., Kiljański, T., Sęk, J., 2015. Podstawy teoretyczne i metody pomiarowe reologii, Monografie Politechniki Łódzkiej. Wydawnictwo Politechniki Łódzkiej, Łódź.
- Fjær, E., Holt, R.M., Horsund, P., Raaen, A.M., Risnes, R. (Red.), 2008. Petroleum related rock mechanics, 2. ed. wyd. Developments in petroleum science. Elsevier, Amsterdam.
- Fossen, H., 2016. Structural geology, Second edition. wyd. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Gerya, T., 2019. Introduction to Numerical Geodynamic Modelling, 2. wyd. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316534243>
- Heard, H.C., 1972. Steady-state flow in polycrystalline halite at pressure of 2 kilobars. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series 16, 191–209.
- Hunsche, U., Albrecht, H., 1990. Results of true triaxial strength tests on rock salt. *Engineering Fracture Mechanics* 35, 867–877. [https://doi.org/10.1016/0013-7944\(90\)90171-C](https://doi.org/10.1016/0013-7944(90)90171-C)
- Hunsche, U.E., 1992. True Triaxial Failure Tests on Cubic Rock Salt Samples. *Experimental Methods and Results*. W: Besdo, D., Stein, E. (Red.), *Finite Inelastic Deformations — Theory and Applications*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 525–536. https://doi.org/10.1007/978-3-642-84833-9_47
- Igwemezie, V.C., Ugwuegbu, C.C., Anaele, J.U., Agu, P.C., 2015. Review of Physical Metallurgy of Creep Steel for the Design of Modern Steam Power Plants – Fundamental Theories and Parametric Models. *Journal of Engineering Science and Technology Review* 8, 84–94. <https://doi.org/10.25103/jestr.085.12>
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmerman, R.W., 2007. Fundamentals of rock mechanics, 4th ed. wyd. Blackwell, Malden.
- Liu, X.-Y., Ma, L.-J., Ma, S.-N., Zhang, X.-W., Gao, L., 2011. Comparative study of four failure criteria for intact bedded rock salt. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 48, 341–346. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2010.08.017>
- Ma, L., Liu, X., Fang, Q., Xu, H., Xia, H., Li, E., Yang, S., Li, W., 2013. A New Elasto-Viscoplastic Damage Model Combined with the Generalized Hoek–Brown Failure Criterion for Bedded Rock Salt and its Application. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 46, 53–66. <https://doi.org/10.1007/s00603-012-0256-8>
- Malvern, L.E., 1969. Introduction to the mechanics of a continuous medium, Prentice-Hall series in engineering of the physical sciences. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A., 2005. Microtectonics. Springer Science & Business Media.

- Peach, C.J., Spiers, C.J., 1996. Influence of crystal plastic deformation on dilatancy and permeability development in synthetic salt rock. *Tectonophysics* 256, 101–128. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00170-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00170-0)
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the earth*, 2nd ed. wyd. Chapman & Hall, London ; New York.
- Sriapai, T., Walsri, C., Fuenkajorn, K., 2012. Effect of temperature on compressive and tensile strengths of salt. *ScienceAsia* 38, 166. <https://doi.org/10.2306/scienceasia1513-1874.2012.38.166>
- Ślizowski, J., Urbańczyk, K., Serbin, K., 2010. Wytrzymałość doraźna i odkształcenie niszczące w laboratoryjnych badaniach soli kamiennej. *Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN* 57–65.
- Ter Heege, J.H., De Bresser, J., Spiers, C., 2005. Rheological behaviour of synthetic rocksalt: the interplay between water, dynamic recrystallization and deformation mechanisms. *Journal of Structural Geology* 27, 948–963.
- Turcotte, D., Schubert, G., 2014. *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 2007. *Structural geology*, 2. ed., 3. print. wyd. Freeman, New York.
- Weijermars, R., 1997. *Principles of rock mechanics*. Alboran Science Publishing.
- Wierzbicki, T., 2013. *Structural Mechanics*. MIT OpenCourseWare, Massachusetts Institute of Technology.

3 Właściwości reologiczne soli kamiennej

(Michał Słotwiński, Marta Adamuszek)

3.1 Modele konstytutywne dla soli kamiennej

W przypadku soli kamiennej, zarówno w kontekście geologicznym, jak i geoinżynierskim, dominującą reologią jest zachowanie lepkie (Urai i in., 2008). O ile teoretycznie składa się na nią wiele różnych mechanizmów pełzania w skali mikro, to obserwacje mikrostrukturalne (np. Urai, 1987; Závada i in., 2012; Barabasch i in., 2022) oraz wyniki laboratoryjne (patrz Tab. 3-2) wskazują na zmienną dominację pomiędzy mechanizmami pełzania dyslokacyjnego i pełzania z rozpuszczania i precypitacji (będące typem pełzania dyfuzyjnego) (Fig. 3-1, Fig. 3-2). Inne rodzaje deformacji lepkiej takie jak pozostałe typy pełzania dyfuzyjnego czy pełzanie wykładnicze (Peierlsa) nie odgrywają roli w deformacji soli kamiennej (Twiss i Moores, 2007; Faul i in., 2011). Stąd też w przypadku soli kamiennej pojęcia „pełzania dyfuzyjnego” i „pełzania z rozpuszczania i precypitacji” są używane w zasadzie zamiennie.

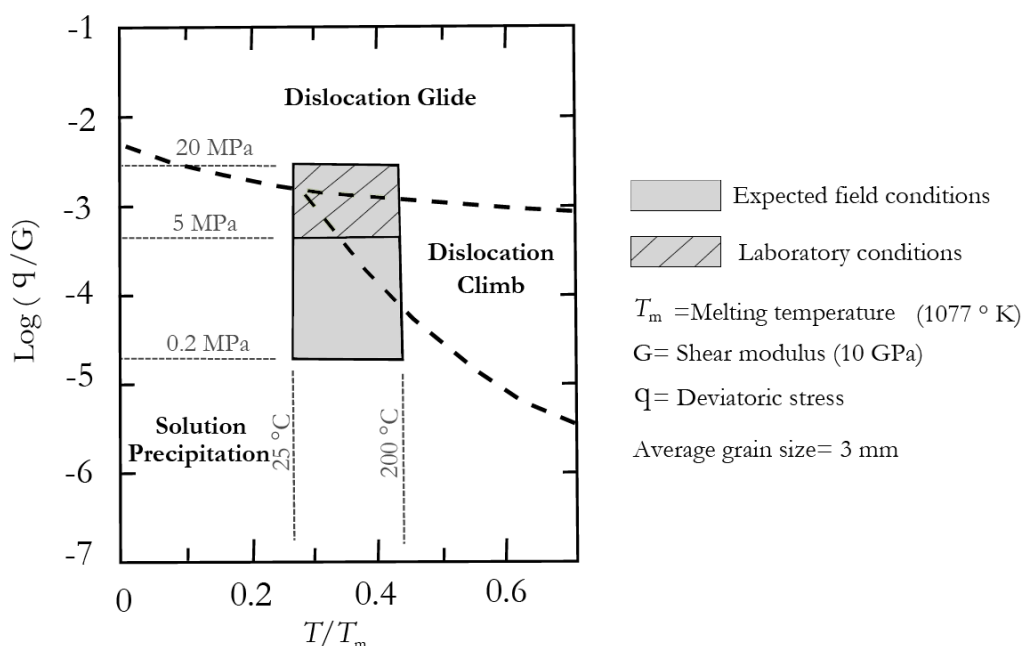


Fig. 3-1 Zakres dominacji różnych mechanizmów pełzania w zależności od warunków naprężenia dewiatorowego (wyrażonego w stosunku do modułu ścinania) i temperatury (wyrażonej jako temperatura homologiczna, tj. jako ułamek temperatury topnienia). Wspinaczka i poślizg dyslokacji (dislocation climb, dislocation glide) to składowe procesy pełzania dyslokacyjnego

Zjawiska sprężyste i plastyczne są w przypadku soli kamiennej często pomijane. Jeżeli są modelowane, traktuje się je jako zjawiska podrzędne względem pełzania. Sprężystość zazwyczaj implementowana jest jako proste, szeregowo połączenie liniowej z sprężystości z lepkością (sprężenie Maxwella). Opisy zjawisk plastycznych są zwykle nieobecne w modelowaniu zjawisk w skali geologicznej, są natomiast często wykorzystywane do modelowania zjawisk w skali geotechnicznej. Nawet w przypadku tych drugich jednak z reguły ich uwzględnienie ogranicza się do zastosowania kryteriów wystąpienia stanów niepożądanych: dylatacji, uszkodzenia czy zniszczenia ośrodka.

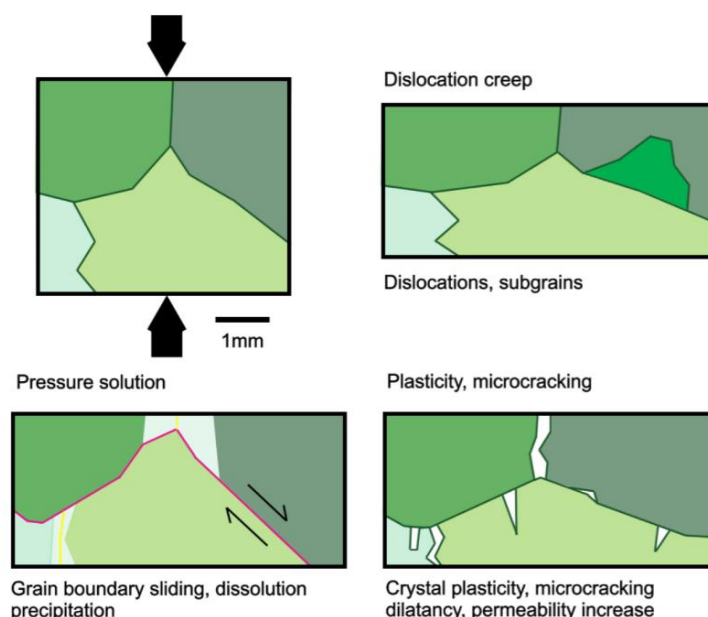


Fig. 3-2 Ilustracja różnych mechanizmów deformacji soli obserwowanych podczas badań eksperymentalnych (Urai i in., 2008)

3.1.1 Model pełzania z rozpuszczania-precypitacji

Pełzanie dyfuzyjne z rozpuszczania-precypitacji jest procesem płynięcia liniowego (newtonowskiego), w którym współczynnik skalujący tempo procesu (czyli lepkość) można przedstawić w funkcji jako (np. Urai i in., 1986; Spiers i in., 1989, 1990; Peach i in., 2001):

$$\dot{\epsilon} = B e^{\frac{-Q_{PS}}{RT}} \cdot \frac{\sigma}{TD^m} \quad \text{Eq. 3.1}$$

gdzie $\dot{\epsilon}$ jest tempem odkształcenia, σ jest naprężeniem różnicowym, B jest liniowym współczynnikiem materiałowym, R jest stałą gazową, T jest temperaturą, Q_{PS} jest energią aktywacyjną pełzania dyfuzyjnego (zależną od materiału), D jest wielkością ziarna m jest wykładnikiem funkcji uziarnienia. Znacząca aktywność w soli innych typów pełzania dyfuzyjnego (pełzanie Coble'a, pełzanie Herringa-Nabarro czy pełzanie superplastyczne) nie została w żaden sposób potwierdzona. Jest to zgodne z przewidywaniami teoretycznymi, jako że żaden z tych procesów nie osiąga znaczącego tempa w temperaturach niższych niż około 350-400 °C, czyli znacznie wyższych niż normalnie rozpatrywane dla soli (Urai i in., 1986).

3.1.2 Model pełzania dyslokacyjnego

Pełzanie dyslokacyjne soli kamiennej można opisać modelem pełzania potęgowego (np. Carter i Heard, 1970; Heard, 1972; Carter i Hansen, 1983):

$$\dot{\epsilon} = A e^{\frac{-Q_{DC}}{RT}} \sigma^n \quad \text{Eq. 3.2}$$

gdzie A jest liniowym współczynnikiem materiałowym, Q_{DC} jest energią aktywacyjną pełzania dyslokacyjnego (zależną od materiału), a n jest materiałowym wykładnikiem funkcji (Urai i in., 2008; Jackson i Hudec, 2017).

3.1.3 Złożenie pełzania dyslokacyjnego i dyfuzyjnego

W procesie deformacji soli kamiennej aktywne są dwa główne mechanizmy: pełzanie związane z rozpuszczaniem i precypitacją oraz pełzanie dyslokacyjne. W zależności od warunków, każdy z tych mechanizmów może dominować nad drugim, wpływając na charakter i intensywność deformacji. Istnieje kilka modeli biorących pod uwagę te dwa mechanizmy, z czego najprostszym jest sprzężenie bilinearne:

$$\mu_{eff} = \begin{cases} \mu_{effDC}, & \text{gdy } \mu_{effDC} \leq \mu_{effPS} \\ \mu_{effPS}, & \text{gdy } \mu_{effDC} > \mu_{effPS} \end{cases} \quad \text{Eq. 3.3}$$

w którym wartość lepkości efektywnej jest tożsama wartości wynikającej z dominującego mechanizmu (Bérest i Brouard, 2003; Cornet i in., 2018). Często stosowane są również modele bardziej złożone takie jak Ellis czy Carreau (Carreau, 1972; Van Keken i in., 1993; Massimi i in., 2006; Cornet i in., 2017, 2018).

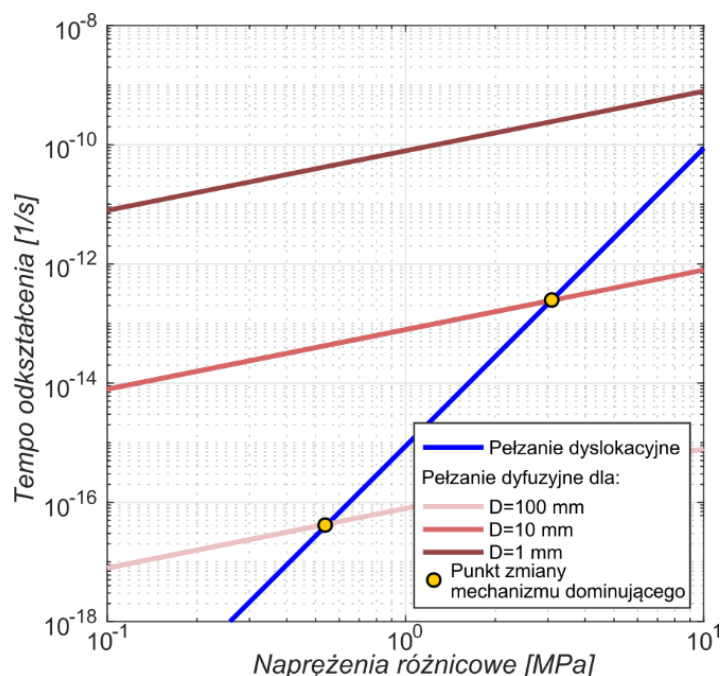


Fig. 3-3 Porównanie pełzania dyslokacyjnego i pełzania dyfuzyjnego dla różnych wielkości uziarnienia $D=1$ mm, $D=10$ mm oraz $D=100$ mm

Fig. 3-3 przedstawia zależność tempa odkształcenia od naprężenia dla dwóch różnych mechanizmów deformacji soli kamiennej. W przypadku pełzania dyfuzyjnego parametry przyjęto zgodnie z prawem BGRa (Albrecht i Hunsche, 1981), natomiast dla pełzania dyfuzyjnego przyjęto parametry za Spiersem (parametry za: Spiers i in., 1990). Ze względu na fakt, że sole kamienne mogą charakteryzować się dużym rozrzutem uziarnienia, od soli bardzo drobnokrystalicznych złożonych z kryształów o rozmiarach poniżej 1 mm, do soli bardzo grubokrystalicznych (tzw. soli kryształowych) o wymiarach kryształów rzędu kilku cm, krzywe dla pełzania dyfuzyjnego przedstawione są dla trzech różnych rozmiarów ziaren $D=1$ mm, $D=10$ mm oraz $D=100$ mm. Krzywe pokazują, jak dla różnej wielkości naprężenia różnicowego inny mechanizm deformacji może dominować i jak ogromne znaczenie ma wielkość uziarnienia na tempo odkształcenia. Przykładowo, dla naprężenia różnicowego wielkości 1 MPa i wielkości rozmiaru ziaren 100 mm dominującym mechanizmem deformacji jest pełzanie

dyslokacyjne, a wielkość tempa odkształceń są rzędu $10^{-15} s^{-1}$. Natomiast dla takiego samego naprężenia, ale wielkości ziaren soli kamiennej ok. 10 mm lub 1 mm, dominującym mechanizmem jest pełzanie dyfuzyjne w wielkość odkształcenia jest rzędu odpowiednio $10^{-13} s^{-1}$ i $10^{-10} s^{-1}$. W przypadku pełzania dyfuzyjnego zmiana wielkości uziarnienia o jeden rząd wielkości powoduje zmianę tempa deformacji o trzy rzędy wielkości.

3.1.4 Model Munsona i Dawsona

Istnieją również bardziej skomplikowane modele konstytutywne lepkiego zachowania soli. Popularny przykładem jest model Munsona i Dawsona (1981), roz dzielający pełzanie dyslokacyjne na jego składowe poślizgową i wspinaczkową:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{GL} + \dot{\epsilon}_{CL} + \dot{\epsilon}_3 \quad \text{Eq. 3.4}$$

gdzie $\dot{\epsilon}_{GL}$ to tempo odkształcenia wynikające z poślizgu dyslokacji, $\dot{\epsilon}_{CL}$ to tempo odkształcenia wynikające z wspinaczki dyslokacji, a $\dot{\epsilon}_3$ to tempo deformacji wynikające z trzeciej składowej pełzania, niezidentyfikowanej jednoznacznie, ale często utożsamianej z pełzaniem dyfuzyjnym (jest to jednak kwestia sporna) (Firme i in., 2016). Wspinaczka i poślizg dyslokacji jak wcześniej wspomniano składowymi pełzania dyslokacyjnego i wyrażanymi przez zależności:

$$\dot{\epsilon}_{GL} = A_1 e^{\frac{-Q_1}{RT}} \frac{\sigma'^{n_1}}{G} \quad \text{Eq. 3.5}$$

$$\dot{\epsilon}_{CL} = |H(\sigma' - \sigma_0)| \left(B_1 e^{\frac{-Q_1}{RT}} + B_2 e^{\frac{-Q_2}{RT}} \right) \cdot \sinh \left(\frac{q(\sigma' - \sigma_0)}{G} \right) \quad \text{Eq. 3.6}$$

gdzie A_1 , B_1 i B_2 to liniowe parametry materiałowe, Q_1 i Q_2 to materiałowe energie aktywacji, n_1 to materiałowy wykładnik naprężenia dla poślizgu, G to moduł Kirchhoffa, σ_0 to naprężenie referencyjne dla wspinaczki dyslokacji, $H(\sigma' - \sigma_0)$ to funkcja krokowa Heaviside'a, a q to stała naprężeniowa, również będąca parametrem materiałowym. Jest to jednak praktyka stosowana znacznie rzadziej niż wyrażone w jednolity sposób pełzanie dyslokacyjne. Większa ilość parametrów prowadzi bowiem do znacznej komplikacji ich eksperymentalnego wyznaczenia. W zasadzie jedyne testy umożliwiające pełne określenie wszystkich parametrów materiałowych koniecznych do opisu wyodrębnienia poszczególnych składowych pełzania dyslokacyjnego zostały wykonane dla długotrwałego programu pilotażowego składowania w solach odpadów radioaktywnych (WIPP) (Munson i Dawson, 1981). Dla innych soli czasem natomiast dokonuje się uproszczonej kalibracji do tych parametrów (np. Firme i in., 2016).

3.1.5 Modele pełzania w stanie nieustalonym

Procesy zachodzące w stanie nieustalonym (tj. podczas pełzania przejściowego oraz pełzania trzeciego rzędu), w przeciwieństwie do pełzania w stanie ustalonym nie posiadają powszechnie akceptowanego konsensusu co do ich wyrażenia matematycznego. Zamiast tego mamy do czynienia z szeregiem różnych modeli, wychodzących od zróżnicowanych założeń i mechanizmów, zarówno teoretycznych jak i empirycznych (np. Munson i Dawson, 1981 (przejściowe); Wawersik i in., 1982 (przejściowe); Carter i Hansen, 1983 (przejściowe); Cristescu, 1993 (przejściowe); Chan i in., 1997 (trzeciego rzędu); Jin i Cristescu, 1998 (przejściowe); Hou, 2003 (przejściowe i trzeciego rzędu);

Günther i Salzer, 2007 (przejściowe i trzeciego rzędu); Wang i in., 2014 (trzeciego rzędu)). Należy zauważyć że pełzanie przejściowe jest rozpatrywane dużo częściej niż pełzanie trzeciego rzędu, a jego najbardziej popularne wyrażenie przedstawia model Munsona i Dawsona (1981), który oprócz podziału pełzania dyslokacyjnego na składowe zawiera również składową niestacjonarną:

$$\dot{\varepsilon} = F \dot{\varepsilon}_{SS} \quad \text{Eq. 3.7}$$

gdzie $\dot{\varepsilon}_{SS}$ to tempo odkształcenia wynikające z zależności dla stanu ustalonego a F to funkcja przejściowości, definiowana jako:

$$F = \begin{cases} e^{\Delta(1-\frac{\zeta}{\varepsilon_t^*})^2}, & \text{gdy } \zeta < \varepsilon_t^* \\ 1, & \text{gdy } \zeta = \varepsilon_t^* \\ e^{-\delta(1-\frac{\zeta}{\varepsilon_t^*})^2}, & \text{gdy } \zeta > \varepsilon_t^* \end{cases} \quad \text{Eq. 3.8}$$

gdzie Δ to parametr utwardzania, δ to parametr osłabiania, ζ to wewnętrzna izotropowa zmienna utwardzenia, a ε_t^* to punkt przecięcia tempa pełzania w stanie ustalonym z osią pionową. Parametry Δ , δ , i ε_t^* są wyznaczane z następujących zależności:

$$\Delta = \alpha_h + \beta_h \log\left(\frac{\sigma'}{G}\right) \quad \text{Eq. 3.9}$$

$$\delta = \alpha_s + \beta_s \log\left(\frac{\sigma'}{G}\right) \quad \text{Eq. 3.10}$$

$$\varepsilon_t^* = K_0 e^{cT(\frac{\sigma'}{G})^k} \quad \text{Eq. 3.11}$$

gdzie α_h , β_h , α_s i β_s to wyznaczane eksperymentalnie parametry dopasowania, K_0 to eksperymentalny współczynnik pełzania przejściowego, c to ustalony teoretycznie parametr stały, a k to wykładnik (osiągający wartości całkowite). Zmienna ζ jest obliczana z zależności ewolucyjnej:

$$\zeta = (F - 1) \dot{\varepsilon}_{SS} \quad \text{Eq. 3.12}$$

Model Munsona i Dawsona był wielokrotnie modyfikowany przez późniejszych autorów. Nadal jednak, zastosowanie pełzania przejściowego w modelach jest poza bardzo specjalistycznymi pracami bardzo rzadkie. Pełzanie trzeciego rzędu jest natomiast modelowane jeszcze rzadziej, najczęściej za pomocą sprzężenia lepkości z plastycznością, co jest opisane w sekcji 3.1.7 poniżej.

3.1.6 Modele lepko-sprężyste

Jak wspomniano, większość podejść do modelowania zachowania soli kamiennej nie uwzględnia zjawisk sprężystych. Jeżeli już się pojawiają, to w formie lepko-sprężystości Maxwella, w której składowa sprężysta jest liniowa i izotropowa. Lepko-sprężystość Maxwella (połączenie szeregowo modelu lepkiego i sprężystego) można opisać matematycznie w formie:

$$\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}_E + \dot{\varepsilon}_V \quad \text{Eq. 3.13}$$

gdzie $\dot{\epsilon}_E$ to tempo odkształcenia wynikające ze składowej sprężystej, a $\dot{\epsilon}_V$ to tempo odkształcenia wynikające ze składowej lepkiej.

3.1.7 Modele lepko-plastyczne

Uwzględnianie zjawisk plastycznych w modelach lepkich deformacji soli można podzielić na kilka kategorii:

- 1) przewidywanie wystąpienia negatywnych zjawisk plastycznych za pomocą kryteriów,
- 2) przewidywanie zmian parametrów materiałowych w wyniku przekroczenia kryteriów z kategorii poprzedniej i
- 3) jawne modelowanie procesów plastycznych w formie pełzania trzeciego rzędu (pełzania zniszczeniowego).

Należy zaznaczyć, że ostatnie z tych podejść jest stosowane dość rzadko.

Zjawiska plastyczne, które są uwzględniane w należących do pierwszej grupy kryteriów to przede wszystkim:

- 1) makroskalowe zniszczenie tensyjne,
- 2) makroskalowe zniszczenie ścinaniem
- 3) dylatacja,
- 4) zasięg stref uszkodzeniowych.

Uwzględnienie pierwszego z tych zjawisk jest realizowane najczęściej za pomocą prostego kryterium braku efektywnych naprężeń tensyjnych, co wynika z bardzo niskiej wytrzymałości soli na rozciąganie (np. Hou, 2003; Günther i in., 2015). Drugie określa zniszczenie przez wywołane kompresją ścinanie, których występowanie jest przewidywane zazwyczaj za pomocą jednego z klasycznych kryteriów dla skał: kryterium Coulomba-Mohra, kryterium Druckera-Pragera, czy kryterium Hoeka-Browna (np. Ślizowski i in., 2010; Liu i in., 2011; Ma i in., 2013), rzadziej używane są kryteria wytrzymałościowe specjalnie opracowane dla soli kamiennej (np. Hunsche, 1994; Hou, 2003; Ślizowski i in., 2010). Jeżeli chodzi o dylatację i rozwój uszkodzeń, to granica pomiędzy tymi zjawiskami jest dyskusyjna i zależy od przyjętych definicji. Najczęściej w opisie mikroskopowych zjawisk plastycznych mówi się po prostu o dylatacji, nie modelując jej wolumetrycznego aspektu i rozumiejąc przez ten termin zarówno proces powstawania mikrouszkodzeń jak i wszystkie jego konsekwencje (Spiers i in., 1989; Cristescu, 1993; DeVries i in., 2005; Khaledi i in., 2016; Labaune i in., 2018). Innym podejściem do nazewnictwa jest traktowanie dylatacji i rozwoju uszkodzeń odrębnych efektów tego samego procesu – rozwoju mikrospekkań, gdzie dylatacja oznacza jego efekt wolumetryczny (zwiększanie się objętości skały), a uszkodzenia są efektem mechanicznym (osłabianie materiału) (Chan i in., 1997; Ma i in., 2013; Günther i in., 2015). Podstawy teoretyczne dla zajścia dylatacji w soli kamiennej są dość dobrze określone. Stany, w jakich sól może znajdować się względem kryterium dylatacji to:

- 1) znajdujący się poniżej kryterium dylatancji stan kompaktacji, w którym sól może zmniejszać objętość,
- 2) stan nieściśliwości, znajdujący się na granicy dylatancji, w którym objętość nie może się zmieniać,
- 3) stan dylatancyjny, powyżej granicy dylatancji, ale poniżej granicy zniszczenia, w stanie tym dochodzi do zwiększenia objętości i pogarszania się parametrów materiałowych przez rozwój uszkodzeń
- 4) stan krótkoterminowego zniszczenia na lub powyżej granicy opisanej przez kryterium zniszczeniowe - osiągnięcie tej granicy oznacza stan krytyczny i kruche zniszczenie materiału.

Kryterium dylatancji zanika dla wysokich naprężeń obejmujących, i zjawisko dylatancji nie jest w takich warunkach możliwe. Wynika to z faktu, że przy dużych ciśnieniach obejmujących rozwieranie się mikroprzestrzeni jest bardzo utrudnione, przeciwstawia się mu bowiem ogólna kompresja materiału. Należy też zaznaczyć, że nienaruszona sól jest nieściśliwa, zmniejszanie objętości w stanie kompresyjnym dotyczy wyłącznie soli poddanej wcześniejszej dylatancji. Sól podlega też w reżimie kompresyjnym procesom regeneracyjnym tj. oprócz zmniejszania się objętości do objętości pierwotnej, w kierunku pierwotnych zmieniają się również parametry materiałowe (Cristescu, 1993; Peach i Spiers, 1996; Jin i Cristescu, 1998; Peach i in., 2001; Urai i in., 2008). Przykład przebiegu omawianych tu granic jest przedstawiony na Fig. 3-4. Jeżeli model soli w stanie dylatancyjnym zawiera dokładny i złożony opis rozwoju uszkodzeń i jego wpływu na zmiany parametrów materiałowych, nadaje się on do modelowania pełzania trzeciego rzędu i dodanie odpowiedniego kryterium pozwala przewidzieć zniszczenie pełzaniem (np. Hou i Lux, 1999a; Günther i Salzer, 2007; Ma i in., 2013; Makhmutov i in., 2021)

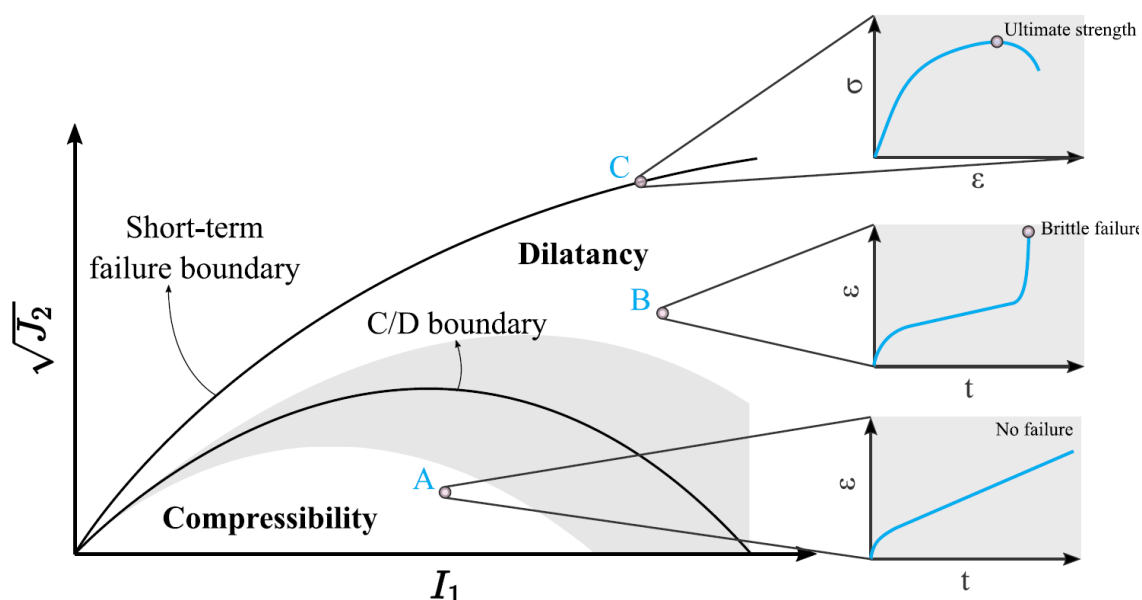


Fig. 3-4 Granice reżimów kompakcyjnego, dylatantnego i zniszczeniowego (Ramesh Kumar i in., 2023). W reżimie kompakcyjnym zniszczenie/uplastycznienie materiału jest niemożliwe. W reżimie dylatantnym może dojść do długoterminowego zniszczenia przez pełzanie w wyniku stopniowego pogarszania się parametrów materiałowych. Osiągnięcie granicy zniszczenia krótkoterminowego (obwiedni zniszczenia) oznacza makroskalowe, natychmiastowe kruche zniszczenie materiału

Te dwa zjawiska należą też do zjawisk, które modelowane są czasem szerzej niż przez samo przewidywanie ich zajścia. Nie jest to nadal jawne modelowanie deformacji, tj. wynikających z nich pełnych zależności naprężenie-odkształcenie, ale uwzględniana jest tutaj czasem zmiana objętości i odkształcenia z niej wynikające oraz zmiana parametrów materiałowych skały (osłabienie rozwojem uszkodzeń, i redukcja uszkodzeń przez procesy zasklepiania) (np. Chan i in., 1997; Hou i Lux, 1999b; Hou, 2003; Deng i in., 2020).

Jawne modelowanie procesów plastycznych jest rzadkie i dotyczy właściwie wyłącznie procesów pełzania trzeciego rzędu (pełzania zniszczeniowego). Modele takie wykorzystują wyznaczone empirycznie zależności obserwowane podczas eksperymentalnych badań pełzania trzeciego rzędu (pełzania zniszczeniowego) do opisu zachodzącego w takiej sytuacji płynięcia plastycznego i uwzględniają je w przebiegu modelu, będąc w stanie przewidzieć przebieg procesu aż do momentu faktycznego zniszczenia materiału (np. Desai, 2007; Ma i in., 2013; Nazary Moghadam i in., 2013). Inne aspekty plastycznej deformacji soli takie jak wpływ efektów termodynamicznych, np. rozszerzalności cieplnej oraz efekty zmęczenia materiału są również sporadycznie modelowane (np. Desai, 2007; Böttcher i in., 2017).

3.1.8 Złożone prawa konstytutywne

Przy analizie zjawisk tektonicznych zwykle przyjmuje się, że wystarczającym jest podejście uwzględniające jedynie liniowo-lepkie zachowanie soli w warunkach izotermicznych i dla pełzania ustalonego. W takich warunkach lepkość efektywna jest stałą, co stanowi najniższy poziom komplikacji opisu procesu. W rzadkich przypadkach stosuje się pełzanie potęgowe, czy to samodzielnie czy sprzężone z liniowym za pomocą relacji opisanych w poprzedniej sekcji (np. Mazariegos i in., 1996; Massimi i in., 2006; Li i Urai, 2016). W modelach geotechnicznych najczęściej używa się co najmniej pełzania potęgowego w stanie ustalonym, zwykle sprzężonego z innymi zjawiskami (pełzanie przejściowe i trzeciego rzędu, zjawiska plastyczne i sprężyste) w formie złożonych modeli konstytutywnych. Najważniejsze modele konstytutywne używane w modelowaniach, wraz z ich cechami są przedstawione w Tab. 3-1.

Żaden z modeli w swojej podstawowej formie nie uwzględnia zjawiska ekspansji termicznej, niemniej jednak w niektórych przypadkach było ono wprowadzane w modyfikacjach, np. Böttcher i in. (2017) dla Lubby2.

Tab. 3-1 Modele konstytutywne reologii soli kamiennej. W kolumnach 2. i kolejnych zaznaczone jest (i podświetlone kolorem zielonym), czy model uwzględnia poszczególne zjawiska składowe

Nazwa Źródło (pierwsza wersja)	Pełzanie przejściow e	Pełzanie ustalone	Pełzanie III rzędu	Pełzanie liniowe	Pełzanie potęgowe	Odkształce nia sprężyste	Dylatacja	Zjawiska zmęczenio we	Zasklepiani e	Makroskop owe zniszczenia kruche
Lubby2 Heusermann i in. (2003)	✓	✓	X	X	✓	✓	X	X	X	X
BGRa/BGRb Hunsche i Schulze (1994)	X	✓	X	X	✓	✓	X	X	X	X
CM Weidinger i in. (1997)	✓	✓	X	✓	✓	✓	X	X	X	X
MD Munson i Dawson (1981)	✓	✓	X	✓	✓	✓	X	X	X	X
SUVIC Aubertin i in. (1991)	✓	✓	X	X	✓	✓	X	X	X	X
Urai et al. Model Urai i in. (1986)	X	✓	X	✓	✓	?	X	X	X	X
Wawersik and Zeuch model Wawersik i Zeuch (1986)	X	✓	X	?	✓	?	X	X	X	X

Cristescu model Cristescu (1993)	✓	✓	X	X	✓	✓	✓	X	X	X
IfG/GS Günther i Salzer (2007)	✓	✓	✓	X	✓	✓	✓	X	✓	✓
IfG/Minkley Minkley i Muehlbauer (2007)	✓	✓	X	X	✓	✓	✓	X	X	✓
MDSC Desai (2007)	✓	✓	✓	X	✓	✓	✓	✓	✓	✓
CDM Hampel i Schulze (2007)	✓	✓	X	✓	✓	✓	✓	X	✓	✓
FZK-INE Hein (1991)	✓	✓	X	✓	✓	✓	✓	X	X	✓
MDCF Chan i in. (1992)	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	X	✓	✓
Hou/Lux model Hou i Lux (1999a)	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	X	✓	✓
Ma et al. model Ma i in. (2013)	✓	✓	✓	X	✓	✓	X	X	X	✓

Deng et al. model Deng i in. (2020)	✓	✓	X	X	✓	✓	✓	X	X	✓
Makhmutov et al. (2021)	✓	✓	✓	X	✓	✓	X	X	X	X

3.2 Reologia soli kamiennej

Opis reologiczny soli kamiennej opiera się na kilku źródłach, którymi są: (1): mikroskopowa analiza strukturalna, mająca na celu identyfikację cech wskazujących na zajęcie danego typu deformacji na poziomie ziarnowym; (2) deformacja soli w warunkach laboratoryjnych i wyznaczane na jej podstawie parametrów pełzania, a także parametrów sprężystych i wytrzymałościowych; (3) inferencja z obserwacji naturalnych struktur. Metody te posiadają szereg ograniczeń, w wyniku których żadna metoda nie samodzielnie nie pozwala na wyznaczenie pełnego opisu zachowania reologicznego soli kamiennej, ale synteza obserwacji ze wszystkich trzech pozwala w dużym stopniu obejść te ograniczenia.

3.2.1 Opis fenomenologiczny

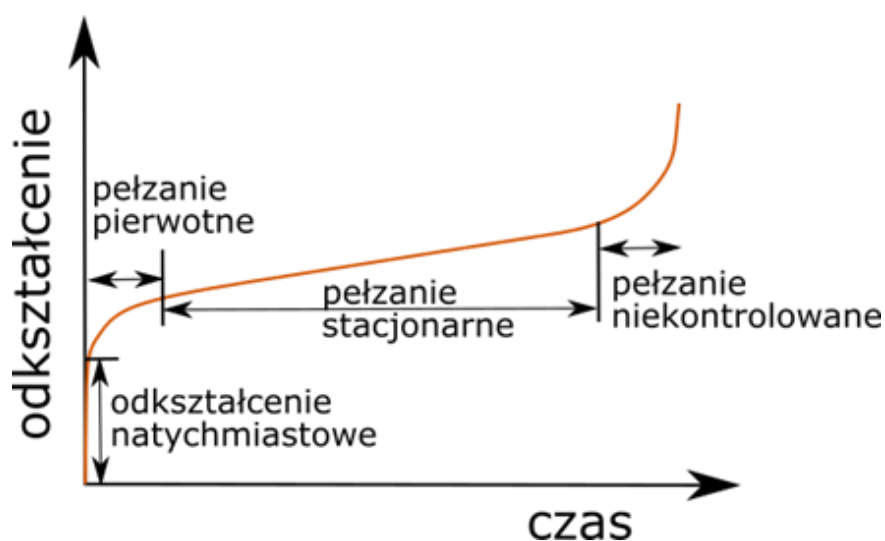


Fig. 3-5 Trójetapowy model deformacji typowy dla soli kamiennej

Przyjmuje się, że deformacja soli ma charakter czteroetapowy (Carter i Hansen, 1983; Cristescu, 1993; Jin i Cristescu, 1998). Po (1) natychmiastowej i stosunkowo niewielkiej reakcji sprężystej następuje (2) tzw. pełzanie przejściowe lub pierwotne (*ang. transient, primary*). Na tym etapie procesy sprężyste wciąż mają pewne znaczenie, ale dominują procesy lepkie, dokładniej pełzanie dyslokacyjne. Szybkie tempo deformacji prowadzi tutaj do braku równowagi pomiędzy składowymi poślizgu i wspinaczki w mechanizmie pełzania dyslokacyjnego. Procesy poślizgowe zachodzą szybciej niż procesy wspinaczki, co powoduje, że każdy kolejny poślizg napotyka większy opór. W efekcie prowadzi to do logarytmicznej deceleracji tempa odkształceń. Deceleracja trwa do momentu w którym procesy poślizgowe zostają wyhamowane do poziomu w którym są w pełni balansowane przez procesy wspinaczki i pełzanie przechodzi w (3) tryb stacjonarny/ustalony (Carter i Hansen, 1983; Jin i Cristescu, 1998). W trybie ustalonym deformacja ma charakter praktycznie czysto lepki, realizujący się poprzez pełzanie dyslokacyjne i dyfuzyjne, z których jedno zazwyczaj wyraźnie dominuje. Pełzanie trzeciego rzędu (ostateczne, zniszczeniowe) (4) jest najslabiej rozpoznane, ze względu na trudność w jego badaniu metodami eksperymentalnymi, ale przyjmuje się, że jest ono efektem przekroczenia przez odkształcenia całkowite pewnej krytycznej wartości w reżimie, w którym niemożliwe jest dalsza ich kompensacji przez procesy zasklepiania, co prowadzi do uruchomienia się procesów plastycznych (mikrospękania, dylatacja). Procesy te osłabiają materiał, ułatwiając rozwój dalszych uszkodzeń, co wywołuje efekt sprężenia zwrotnego, w wyniku czego

dochodzi do akcelerującego osłabiania odkształceniem aż do zniszczenia materiału (Chan i in., 1992, 1997; Cristescu, 1993; Chen i in., 1997; Jin i Cristescu, 1998; Wang i in., 2015). Należy zaznaczyć, że pełzanie trzeciego rzędu i wynikające z niego zniszczenie pełzaniem jest procesem odrębnym od zwykłego zniszczenia kruchoplastycznego, które kontekście soli nazywane jest często zniszczeniem krótkoterminowym. Zniszczenie krótkoterminowe nie wymaga przejścia przez materiał wszystkich wcześniejszych faz odkształcenia i niezależnie od historii deformacji zachodzi natychmiastowo po wystąpieniu niszczącego stanu naprężeń (matematycznie opisanego przez kryterium zniszczenia) (np. Cristescu, 1993; Chen i in., 1997; Ramesh Kumar i in., 2023).

Należy też zaznaczyć, że oprócz samej wartości składowych stanu naprężeń na rozwój uszkodzeń wpływa też ich zmienność w czasie. Częste zmiany w polu naprężeń mogą prowadzić do rozwoju uszkodzeń o genezie zmęczeniowej (He i in., 2018; Fan i in., 2019). Na procesy te mogą istotnie wpływać również zjawiska termiczne, zarówno poprzez naprężenia wywołane rozszerzalnością/kontrakcją cieplną jak i poprzez zmianę w zachowaniu się materiału w innym stanie energetycznym (wpływ wyrazu Arrheniusa na przebieg procesów deformacyjnych) (Böttcher i in., 2017).

3.2.2 Badania laboratoryjne

Za najważniejsze parametry mechaniczne soli kamiennej uważane są parametry lepkie, ze względu na ich dominujący charakter. Typową metodą wyznaczania laboratoryjnego parametrów lepkich soli są testy pełzania, czyli powolne testy odkształceniowe osiowego (z ciśnieniem obejmującym bądź bez) ściskania (np. Carter i Heard, 1970; Heard, 1972; Carter i Hansen, 1983; H. C. Heard i Ryerson, 1986). Testy takie są bardzo długotrwałe co pozwala wyznaczyć przebieg deformacji w czasie i wyznaczyć tempo odkształcenia. Dopasowując następnie na wykresie wyznaczone tempa odkształcenia dla różnych warunków można uzyskać parametry funkcji wyznaczającej prawo pełzania. Najczęściej wyniki takich testów wskazują na zależność potęgową (pełzanie potęgowe). Kilka przykładowych wyników takich eksperymentów przedstawiono w Tab. 3-2. Jednak należy zauważyć, że testy pełzania mimo niewielkich temp odkształceń i długiego czasu trwania nadal przebiegają znacznie szybciej niż naturalne procesy deformacji. Przeprowadzenie eksperymentów w skalach czasu, naprężenia i tempa odkształceń analogicznego do naturalnego jest bowiem niepraktyczne. Testy wystarczająco powolne by uzyskać liniowy typ pełzania są bardzo rzadkie, a jedynym przykładem tego typu testów które zakończyły się wyznaczeniem i opublikowaniem kompletnego zestawu parametrów jest praca Spiersa i in. z 1990. Uzyskane w niej parametry są powszechnie używane do modelowania liniowego pełzania soli i wynoszą jest $B = 3,7^{-4} \text{ K/mm}^3$, $Q_{PS} = 24,5 \text{ kJ/mol}$, $m = 3$.

Tab. 3-2 Parametry materiałowe dla pełzania potęgowego z eksperymentów

Źródło	Lokalizacja	A	n	Q_{DC}	Zakres P	Zakres σ	Zakres T
		MPa^{-n}/s	-	kJ/mol	MPa	MPa	$^{\circ}\text{C}$
Heard (1972)	Próbka syntetyczna	0,12 - 5	5,5	98	200	1,6-47	23-400
BGRa – Albrechts i Hunsche (1981)	Asse, Niemcy	$2.8 \cdot 10^{-6}$	5	54	10-20	20	Nie podano
Heard i Ryerson (1986)	Próbka syntetyczna	0,08-0.5	5,8	96	200	1,6-47	23-400
Wawersik i Zeuch (1986)	Salado, NM West Hackberry, LA Bayou Chocktaw, LA Bryan's Mound, TX Asse, Niemcy	$5 \cdot 10^{-7} - 4.3 \cdot 10^{-4}$	4,1-6,3	50-83	14-21	8.3-24	23-160
Horseman i in. (1992)	Avery Island	$6,5 \cdot 10^{-5}$	5,9	69,7	15	4,7-12,6	50-100
Carter i in. (1993)	Avery island	$1,6 \cdot 10^{-4}$	5,3	68,1	jednoosiowe	2.5 - ~15	50-200
Carter i in. (1993)	Avery island	$8,1 \cdot 10^{-5}$	3,4	51,6	jednoosiowe	~5 -20.7	50-200

Franssen (1994)	Próbka syntetyczna	5.75	5,7	129	jednoosiowe	0-10	250-450
Franssen (1994)	Próbka syntetyczna	$6,57 \cdot 10^7$	3,3	227	jednoosiowe	0-10	500-780
Ter Heege i in. (2005)	Próbka syntetyczna	$10^{-2}-10^{-1}$	5,6	80	50	7,2-22,4	75-200
Taheri i in. (2020)	Gachsaran, Iran	2.92	2	38	17,6–32,2	15	23–90
Habibi i in. (2021)	Nasrabad, Iran	2.92	2	38	0-2.5	11-12,5	25

Uzyskiwane w wyniku badań laboratoryjnych pomiary naprężenia i odkształcenia są następnie wstawiane na wykres, do których dopasowana jest krzywa, której współczynniki definiują parametry materiałowe. Parametry te są charakterystyczne dla konkretnych rodzajów soli (co zależy np. od domieszek i historii tektonicznej danej soli) i są mocno zależne od temperatury i ciśnienia obejmującego (np. Carter i in., 1993; Urai i in., 2008).

O ile dla wielu skał stosuje się również eksperymenty prostego ścinania (Gerya, 2019), w przypadku soli kamiennej nie jest w praktyce stosowany – wyjątkiem jest tu praca Franssena i Spiersa (1990), która miała jednak charakter testowo-porównawczy i nie zakończyła się wyznaczeniem parametrów materiałowych.

W kwestii parametrów plastycznych stosunkowo łatwe jest wyznaczenie kryteriów zniszczeniowych w skali makro. Mogą być one wyznaczane za pomocą testów zniszczeniowych, wykonywanych w aparatach jedno- lub trójosiowego ściskania, podobnie jak testy pełzania. Różnica polega jednak na wartościach używanych naprężeń i temp odkształceń, czasie trwania eksperymentu i jego zakończeniem poprzez zniszczenie próbki. W przypadku testów ściskania jednoosiowego interpretacja wyników jest prosta – naprężenie, które zostało zanotowane w momencie zniszczenia próbki jest równoznaczne wytrzymałości materiału na jednoosiowe ściskanie. W przypadku prób ściskania trójosiowego należy je powtórzyć kilkakrotnie dla różnych naprężeń obejmujących, a wyniki przenieść na wykres i dopasować do nich krzywą, której parametry definiują parametry materiału dla danego kryterium. To, które kryterium najlepiej stosować do soli kamiennej jest kwestią dyskusyjną, najczęściej wskazuje się jednak na to, że kryterium Hoeka-Browna i jego modyfikacje dają najlepsze dopasowanie do wyników eksperymentalnych. Może to jednak być spowodowane tym, że większość takich prób dopasowania było przeprowadzanych dla dość specyficznych soli (charakterystycznych dla złóż chińskich, które charakteryzują się bardzo niską czystością i obecnością dużej ilości przewarstwień. W przypadku soli takich można spodziewać się zachowania przesuniętego bardziej w stronę deformacji kruchej niż w przypadku soli czystych (Ma i in., 2013; Wang i in., 2014; Li i in., 2020). Stosowane są też autorskie kryteria, opracowane specjalnie dla soli kamiennej, jak np. kryteria Ślizowskiego i Urbańczyka (2004) czy Flisiak i Tajduś (1994). Mimo niskiej przydatności tego parametru, czasem wyznaczana jest również wytrzymałość soli na rozciąganie. Eksperymenty używane do wyznaczenia tego parametru można podzielić na pośrednie, takie jak test brazylijski i test obciążenia punktowego, oraz rzadziej stosowane bezpośrednie rozciąganie osiowe (np. Bell, 1981; Sriapai i in., 2012; Ślizowski i in., 2013)

Bardziej skomplikowane jest wyznaczenie dla soli parametrów procesów plastycznych w skali mikro, takich jak reguła płynięcia plastycznego, reguła utwardzania/osłabiania czy kryteriów opisujących zjawiska zmęczeniowe. Jest to spowodowane głównie trudnością w rozdzieleniu tych zjawisk od pełzania lepkiego, co nie jest możliwe przy wykorzystaniu metod standardowych i zamiast tego wymaga stosowania specjalnych, złożonych metod przeprowadzania eksperymentów odkształceniowych (Cristescu, 1994; Alejano i Alonso, 2005). Sytuację komplikuje fakt, że duża część praw płynięcia plastycznego dla soli ma charakter autorski, tj. nie są one tożsame z jednym z powszechnie używanych praw, a wyznaczane przez autorów pracy indywidualnie za pomocą metod analitycznych i empirycznych. Każde takie prawo posiada własny zestaw kluczowych parametrów, których metody wyznaczania również muszą być opracowane indywidualnie (np. Cristescu i Hunsche, 1992; Cristescu, 1993, 1994; Hou i Lux, 1999a; Günther i in., 2015). Oprócz praw autorskich czasem jednak stosowane jest w modelowaniu zachowania soli jedno ze standardowych praw płynięcia plastycznego. Najczęściej są to prawa płynięcia niesprężonego na bazie kryterium Coulomba Mohra, rzadziej innego, zbliżonego kryterium. W takim wypadku, do wyznaczenia konieczne są parametry kryterium uplastycznienia (w przypadku kryterium Coulomba-Mohra - φ i c) oraz parametry określające brak sprężenia (w przypadku kryterium Coulomba-Mohra jest to kąt dylatacji, ψ). Metody pomiaru kryterium uplastycznienia wymagają tutaj technik pozwalających na rozdział pomiędzy odkształceniem wynikającym z płynięcia lepkiego i płynięcia plastycznego, wyznaczenie kąta dylatacji jest natomiast prostsze i polega na obserwacji zmian objętości próbki (np. Chen i in., 2016; Zhao i in., 2019; Baryakh i Tsayukov, 2022).

Parametry sprężyste skał wyznacza się zasadniczo dwoma metodami: wcześniej opisanymi testami w aparatach do ściskania oraz eksperymentów akustycznych. Metody te mogą być używane w tandemie, gdzie ta druga jest używana do walidacji pierwszej (Cristescu i Hunsche, 1992; Senseny i in., 1992; Singh i in., 2018). W przypadku soli testy akustyczne są szczególnie użyteczne, gdyż w przeciwieństwie do testów w aparatach odkształceniowych nie wymagają rozdziału odkształceń odwracalnych i nieodwracalnych co w przypadku soli jest kłopotliwe ze względu na zjawisko lepkiej relaksacji. W przypadku pomiarów akustycznych mamy do czynienia z pomiarem prędkości fal z których można bezpośrednio wyznaczyć parametry sprężyste, niezakłócone przez wpływ efektów lepkich i plastycznych. Drugą zaletą metod akustycznych jest ich możliwość do zastosowania bezpośrednio w otworze wiertniczym, bez konieczności poboru i preparatyki próbek (Zong i in., 2017; Singh i in., 2018). Parametry sprężyste natomiast są w testach ściskania często wynikiem dodatkowym, gdzie głównym celem eksperymentu jest wyznaczenie parametrów plastycznych. Jako że zachowanie sprężyste soli jest zwykle opisywane jest jako liniowe i izotropowe, podczas badań laboratoryjnych wyznacza się dwa parametry sprężyste: moduł Younga (E) i współczynnik Poissona (ν). W teorii żaden z tych współczynników nie powinien wykazywać znacznej zależności od parametrów eksperymentu (Senseny i in., 1992).

3.2.3 Obserwacje makroskopowe

Przez obserwacje makroskopowe rozumiemy wszelkiego rodzaju obserwacje deformacji lub jej wskaźników w warunkach rzeczywistych (tj. warunkach deformacji realnego ośrodka geologicznego, czy to naturalnej czy indukowanej obecnością wyrobisk). Makroskopowe obserwacje struktur solnych historycznie jako pierwsze wskazały na dominująco lepki charakter jej deformacji. O ile te pierwsze wnioski miały charakter czysto opisowy, stosowanie różnego rodzaju pomiarów może prowadzić do

pozyskania kwantyfikowalnych danych. Nie są to dane tak dokładne jak w przypadku danych eksperymentalnych, ale w sprzężeniu z modelami analogowymi i numerycznymi często pozwalają ocenić zakres parametrów mechanicznych soli – przede wszystkim lepkości efektywnej oraz parametrów wytrzymałościowych dla zniszczenia kruchego. Lepkość efektywną można wyznaczać przez: (1) bezpośrednie pomiary odkształcenia deformującej się soli, np. za pomocą ekstensometrów; (2) zdalne (np. geodezyjne lub InSAR) pomiary przemieszczeń ekstruzji solnych z których można obliczyć tempa odkształcenia; lub (3) analizę geometrii fałdów i podobnych struktur i porównanie ich z wzorcami (uzyskanymi np. w wyniku modelowania analogowego lub numerycznego). Ta ostatnia grupa metod pozwala raczej na określenie stosunków lepkości pomiędzy składowymi zdeformowanego ośrodka niż bezpośrednie określenie bezwzględnych wartości lepkości (np. Słotwiński i in., 2020; Adamuszek i in., 2021). Przykłady szacunków lepkości z grup (1), (2) i (3) przedstawiono w Tab. 3-3.

Tab. 3-3 Lepkości efektywne soli z obserwacji makroskopowych

Źródło	Lokalizacja	Typ	Lepkość efektywna (Pas)
Hunsche (1977)	Różne diapiry, północne Niemcy	Pomiary wzrostu diapirów	$3 \cdot 10^{17}$
Talbot i Jarvis (1984)	Kuh-e-Namak, Iran	Pomiar ekstruzji diapiru	$2,6 \cdot 10^{17}$
Talbot i in. (2000)	Kuh-e-Jahani, Iran	Pomiar ekstruzji diapiru	$10^{16} - 10^{17}$
Talbot (2002)	Zagros, Iran	Pomiar ekstruzji diapiru	$10^{16} - 10^{17}$
Weinberger i in. (2006)	Mt. Sedom, Izrael	Pomiary satelitarne ekstruzji diapiru	$2-3 \cdot 10^{18}$
Mukherjee i in. (2010)	Hormuz, Iran Namakdan, Iran	Ocena wzrostu wysadu na podstawie cech geologicznych	$10^{17} - 10^{21}$

Oprócz parametrów lepkich, można za pomocą obserwacji makroskopowych parametry wytrzymałościowe można w dużym przybliżeniu ocenić przez ocenę stanu naprężeń w ociosach wyrobisk w wypadku rozwijania się w nich zniszczeń kruchoplastycznych. Najczęściej obserwowanym przykładem tego typu zniszczeń są pęknięcia i złuszczenia ociosów w kopalniach soli (Fig. 3-6) (np. Hou, 2003; Wang i in., 2014; Günther i in., 2015; Kortas, 2015). Makroskalowe zjawiska plastyczne w przypadku innych obiektów geotechnicznych w solach (odwierty, kawerny magazynowe) są gorzej rozpoznane ze względu na utrudnioną obserwację, jednak przypadki takie były odnotowane – przykładem może być wykryty za pomocą monitoringu sonarowego obryw stropu w jednej z chińskich kawern magazynowych (Wang i in., 2018). Zjawiska kruchoplastyczne są z reguły ignorowane w opisie naturalnych procesów geologicznych, jako że nie mają w tej skali zauważalnego znaczenia – o ile mogą występować w miejscach lokalnych akumulacji naprężeń, ma to pomijalne znaczenie dla opisu procesów tektoniki solnej (Jackson i Hudec, 2017). W skali geotechnicznej nie można ich natomiast pomijać, stanowią bowiem poważne zagrożenie dla integralności obiektów geotechnicznych ulokowanych w solach.

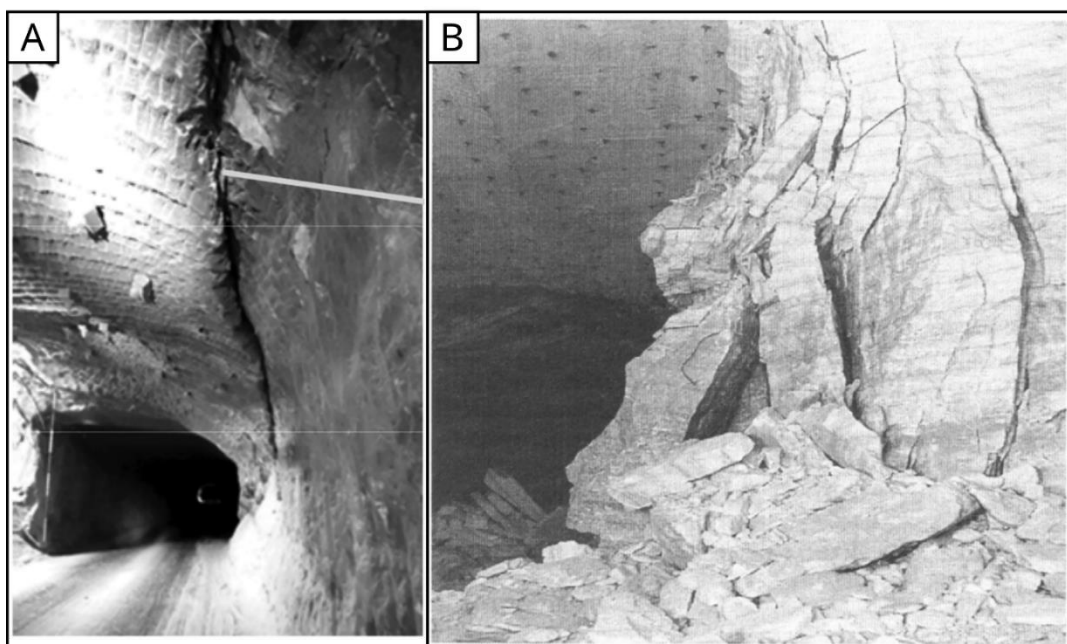


Fig. 3-6 Przykłady makroskalowego zniszczenia materiału dla soli kamiennej. A) wielkoskalowe pęknięcie w stropie chodnika kopalnianego, Asse, Niemcy (Günther i in., 2015); B) złuszczenie ociosów w kopalni soli, Sondershausen, Niemcy (Hou, 2003)

3.3 Literatura

- Adamuszek, M., Tămaş, D.M., Barabasch, J., Urai, J.L., 2021. Rheological stratification in impure rock salt during long-term creep: morphology, microstructure, and numerical models of multilayer folds in the Ocnele Mari salt mine, Romania. *Solid Earth* 12, 2041–2065. <https://doi.org/10.5194/se-12-2041-2021>
- Albrecht, H., Hunsche, U., 1981. Gebirgsmechanische Aspekte bei der Endlagerung radioaktiver Abfälle in Salzdiapiren unter besonderer Berücksichtigung des Fließverhaltens von Steinsalz.
- Alejano, L.R., Alonso, E., 2005. Considerations of the dilatancy angle in rocks and rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 42, 481–507. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2005.01.003>
- Aubertin, M., Gill, D.E., Ladanyi, B., 1991. An internal variable model for the creep of rock salt. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 24, 81–97. <https://doi.org/10.1007/BF01032500>
- Barabasch, J., Schmatz, J., Klaver, J., Schwedt, A., Urai, J.L., 2022. Grain size dependent large rheology contrasts of halite at low deviatoric stress: evidence from microstructural study of naturally deformed gneissic Zechstein-2 rock salt (Kristallbrockensalz) from the Northern Netherlands. preprint. *Tectonic plate interactions, magma genesis, and lithosphere deformation at all scales/Structural geology and tectonics, paleoseismology, rock physics, experimental deformation/Structural geology*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-655>
- Baryakh, A., Tsayukov, A., 2022. Justification of fracture criteria for salt rocks. *Frattura ed Integrità Strutturale* 16, 585–601. <https://doi.org/10.3221/IGF-ESIS.62.40>

- Bell, F.G., 1981. Geotechnical properties of some evaporitic rocks. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 24, 137–144. <https://doi.org/10.1007/BF02595264>
- Bérest, P., Brouard, B., 2003. Safety of Salt Caverns Used for Underground Storage Blow Out; Mechanical Instability; Seepage; Cavern Abandonment. *Oil & Gas Science and Technology* 58, 361–384. <https://doi.org/10.2516/ogst:2003023>
- Böttcher, N., Görke, U.-J., Kolditz, O., Nagel, T., 2017. Thermo-mechanical investigation of salt caverns for short-term hydrogen storage. *Environmental Earth Sciences* 76, 98. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6414-2>
- Carreau, P.J., 1972. Rheological equations from molecular network theories. *Transactions of the Society of Rheology* 16, 99–127.
- Carter, N., Horseman, S., Russell, J., Handin, J., 1993. Rheology of rocksalt. *Journal of Structural Geology* 15, 1257–1271.
- Carter, N.L., Hansen, F.D., 1983. Creep of rocksalt. *Tectonophysics* 92, 275–333. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90200-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90200-7)
- Carter, N.L., Heard, H.C., 1970. Temperature and rate dependent deformation of halite. *American Journal of Science* 269, 193–249.
- Chan, K.S., Bodner, S.R., Fossum, A.F., Munson, D.E., 1992. A constitutive model for inelastic flow and damage evolution in solids under triaxial compression. *Mechanics of Materials* 14, 1–14. [https://doi.org/10.1016/0167-6636\(92\)90014-5](https://doi.org/10.1016/0167-6636(92)90014-5)
- Chan, K.S., Bodner, S.R., Fossum, A.F., Munson, D.E., 1997. A Damage Mechanics Treatment of Creep Failure in Rock Salt. *International Journal of Damage Mechanics* 6, 121–152. <https://doi.org/10.1177/105678959700600201>
- Chen, Y., Ma, L., Fan, P., Yang, X., Dong, L., 2016. Nonlinear Volumetric Deformation Behavior of Rock Salt Using the Concept of Mobilized Dilatancy Angle. *The Open Civil Engineering Journal* 10, 524–531. <https://doi.org/10.2174/1874149501610010524>
- Chen, Z., Wang, M.L., Lu, T., 1997. Study of Tertiary Creep of Rock Salt. *Journal of Engineering Mechanics* 123, 77–82. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9399\(1997\)123:1\(77\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9399(1997)123:1(77))
- Cornet, J., Dabrowski, M., Schmid, D.W., 2017. Long-term cavity closure in non-linear rocks. *Geophysical Journal International* 210, 1231–1243. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx227>
- Cornet, J.S., Dabrowski, M., Schmid, D.W., 2018. Long term creep closure of salt cavities. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 103, 96–106. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2018.01.025>
- Cristescu, N., 1993. A general constitutive equation for transient and stationary creep of rock salt. *International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics abstracts*. Elsevier, 125–140.

- Cristescu, N., 1994. A procedure to determine nonassociated constitutive equations for geomaterials. *International Journal of Plasticity* 10, 103–131. [https://doi.org/10.1016/0749-6419\(94\)90031-0](https://doi.org/10.1016/0749-6419(94)90031-0)
- Cristescu, N., Hunsche, U., 1992. Determination of Nonassociated Constitutive Equation for Rock Salt from Experiments. W: Besdo, D., Stein, E. (Red.), *Finite Inelastic Deformations — Theory and Applications*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 511–523.
- Deng, J., Liu, Yaoru, Yang, Q., Cui, W., Zhu, Y., Liu, Yi, Li, B., 2020. A viscoelastic, viscoplastic, and viscodamage constitutive model of salt rock for underground energy storage cavern. *Computers and Geotechnics* 119, 103288. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2019.103288>
- Desai, C.S., 2007. Unified DSC Constitutive Model for Pavement Materials with Numerical Implementation. *International Journal of Geomechanics* 7, 83–101. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1532-3641\(2007\)7:2\(83\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1532-3641(2007)7:2(83))
- DeVries, K.L., Mellegard, K.D., Callahan, G.D., Goodman, W.M., 2005. *Cavern Roof Stability for Natural Gas Storage in Bedded Salt*. United States Department of Energy, Rapid City, South Dakota.
- Fan, J., Jiang, D., Liu, W., Wu, F., Chen, J., Daemen, Jj., 2019. Discontinuous fatigue of salt rock with low-stress intervals. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 115, 77–86. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2019.01.013>
- Faul, U.H., Fitz Gerald, J.D., Farla, R.J.M., Ahlefeldt, R., Jackson, I., 2011. Dislocation creep of fine-grained olivine. *Journal of Geophysical Research* 116, B01203. <https://doi.org/10.1029/2009JB007174>
- Firme, P.A.L.P., Roehl, D., Romanel, C., 2016. An assessment of the creep behaviour of Brazilian salt rocks using the multi-mechanism deformation model. *Acta Geotechnica* 11, 1445–1463. <https://doi.org/10.1007/s11440-016-0451-y>
- Flisiak, D., Tajduś, A., 1994. Weryfikacja niektórych hipotez wyężeniowych dla soli kamiennej w świetle laboratoryjnych badań wytrzymałościowych, *Prace Naukowe Instytutu Geotechniki i Hydrotechniki*. Politechnika Wrocławska, Wrocław.
- Franssen, R.C.M.W., 1994. The rheology of synthetic rocksalt in uniaxial compression. *Tectonophysics* 233, 1–40. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90218-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90218-6)
- Franssen, R.C.M.W., Spiers, C.J., 1990. Deformation of polycrystalline salt in compression and in shear at 250–350°C. *Geological Society, London, Special Publications* 54, 201–213. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.054.01.20>
- Gerya, T., 2019. *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling*, 2. wyd. Cambridge University Press.
- Günther, R., Salzer, K., Minkley, W., Popp, T., 2015. Impact of tensile stresses and tensile fractures in rock salt on the evolution of the EDZ—capability of numerical modeling. W: Roberts, L.,

- Mellegard, K., Hansen, F. (Red.), Mechanical Behavior of Salt VIII, S. Taylor & Francis, 115–125.
- Günther, R.-M., Salzer, K., 2007. A model for rock salt, describing transient, stationary, and accelerated creep and dilatancy. Zaprezentowano na 6th conference on the mechanical behavior of salt- SALTMECH6, Hannover, Germany.
- Habibi, R., Moomivand, H., Ahmadi, M., Asgari, A., 2021. Stability analysis of complex behavior of salt cavern subjected to cyclic loading by laboratory measurement and numerical modeling using LOCAS (case study: Nasrabad gas storage salt cavern). Environmental Earth Sciences 80, 1–21.
- Hampel, A., Schulze, O., 2007. The composite dilatancy model: a constitutive model for the mechanical behavior of rock salt. Zaprezentowano na 6th conference on the mechanical behavior of salt- SALTMECH6, Hannover, Germany.
- He, M., Huang, B., Zhu, C., Chen, Y., Li, N., 2018. Energy Dissipation-Based Method for Fatigue Life Prediction of Rock Salt. Rock Mechanics and Rock Engineering 51, 1447–1455. <https://doi.org/10.1007/s00603-018-1402-8>
- Heard, H.C., 1972. Steady-state flow in polycrystalline halite at pressure of 2 kilobars. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series 16, 191–209.
- Heard, Hugh Corey, Ryerson, F., 1986. Effect of cation impurities on steady-state flow of salt. Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies 36, 99–115.
- Heard, H. C., Ryerson, F.J., 1986. Effect of cation impurities on steady-state flow of salt. W: Hobbs, B.E., Heard, H.C. (Red.), Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, Washington, D. C., 99–115.
- Hein, H., 1991. Ein Stoffgesetz zur Beschreibung des thermomechanischen Verhaltens von Salzgranulat. Dissertation R. WTH Aachen.
- Heusermann, S., Rolfs, O., Schmidt, U., 2003. Nonlinear finite-element analysis of solution mined storage caverns in rock salt using the LUBBY2 constitutive model. Computers & Structures 81, 629–638. [https://doi.org/10.1016/S0045-7949\(02\)00415-7](https://doi.org/10.1016/S0045-7949(02)00415-7)
- Horseman, S., Russell, J., Handin, J., Carter, N., 1992. Slow experimental deformation of Avery Island salt. Proceedings of the Seventh International Symposium on Salt, Kyoto, Japan. 67e74.
- Hou, Z., 2003. Mechanical and hydraulic behavior of rock salt in the excavation disturbed zone around underground facilities. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 40, 725–738. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(03\)00064-9](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(03)00064-9)
- Hou, Z., Lux, K., 1999a. A constitutive model for rock salt including structural damages as well as practice-oriented applications. Proceedings of the Fifth Conference on the Mech. Behavior of Salt. Bucharest. 151–169.

- Hou, Z., Lux, K., 1999b. A constitutive model for rock salt including structural damages as well as practice-oriented applications. *Proceedings of the Fifth Conference on the Mech. Behavior of Salt*. Bucharest. 151–169.
- Hunsche, U., 1977. *Modellrechnungen zur Entstehung von Salzstockfamilien*. Technische Universität Braunschweig.
- Hunsche, U., 1994. Uniaxial and triaxial creep and failure tests on rock: experimental technique and interpretation. W: Cristescu, N.D., Gioda, G. (Red.), *Visco-Plastic Behaviour of Geomaterials*. Springer, 1–53.
- Hunsche, U., Schulze, O., 1994. Das Kriechverhalten von Steinsalz. *Kali und Steinsalz* 11, 238–255.
- Jackson, M.P.A., Hudec, M.R., 2017. *Salt Tectonics: Principles and Practice*, 1. wyd. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139003988>
- Jin, J., Cristescu, N.D., 1998. An elastic/viscoplastic model for transient creep of rock salt. *International Journal of Plasticity* 14, 85–107. [https://doi.org/10.1016/S0749-6419\(97\)00042-9](https://doi.org/10.1016/S0749-6419(97)00042-9)
- Khaledi, K., Mahmoudi, E., Datcheva, M., Schanz, T., 2016. Analysis of compressed air storage caverns in rock salt considering thermo-mechanical cyclic loading. *Environmental Earth Sciences* 75, 1149. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-5970-1>
- Kortas, G., 2015. Sygnały odkształcenia i pękania skał solnych w badaniach laboratoryjnych i obserwacjach in situ. *Przegląd Górniczy* 71, 54–67.
- Labaune, P., Rouabhi, A., Tijani, M., Blanco-Martín, L., You, T., 2018. Dilatancy Criteria for Salt Cavern Design: A Comparison Between Stress- and Strain-Based Approaches. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 51, 599–611. <https://doi.org/10.1007/s00603-017-1338-4>
- Li, S.-Y., Urai, J.L., 2016. Rheology of rock salt for salt tectonics modeling. *Petroleum Science* 13, 712–724. <https://doi.org/10.1007/s12182-016-0121-6>
- Li, W., Miao, X., Yang, C., 2020. Failure analysis for gas storage salt cavern by thermo-mechanical modelling considering rock salt creep. *Journal of Energy Storage* 32, 102004. <https://doi.org/10.1016/j.est.2020.102004>
- Liu, X.-Y., Ma, L.-J., Ma, S.-N., Zhang, X.-W., Gao, L., 2011. Comparative study of four failure criteria for intact bedded rock salt. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 48, 341–346. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2010.08.017>
- Ma, L., Liu, X., Fang, Q., Xu, H., Xia, H., Li, E., Yang, S., Li, W., 2013. A New Elasto-Viscoplastic Damage Model Combined with the Generalized Hoek–Brown Failure Criterion for Bedded Rock Salt and its Application. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 46, 53–66. <https://doi.org/10.1007/s00603-012-0256-8>

- Makhmutov, A.A., Ramesh Kumar, K., Spiers, C., Hajibeygi, H., 2021. Geomechanical simulation of energy storage in salt formations. *Scientific Reports* 11, 19640. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-99161-8>
- Massimi, P., Quarteroni, A., Scrofani, G., 2006. An Adaptive Finite Element Method For Modeling Salt Diapirism. *Mathematical Models and Methods in Applied Sciences* 16, 587–614. <https://doi.org/10.1142/S0218202506001273>
- Mazariegos, R.A., Andrews, M.J., Russell, J.E., 1996. Modeling the evolution of salt structures using nonlinear rocksalt flow laws. *Tectonophysics* 256, 129–143. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00172-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00172-7)
- Minkley, M., Muehlbauer, J., 2007. Constitutive models to describe the mechanical behavior of salt rocks and the imbedded weakness planes. *Zaprezentowano na 6th conference on the mechanical behavior of salt- SALTMECH6*, Hannover, Germany.
- Mukherjee, S., Talbot, C.J., Koyi, H.A., 2010. Viscosity estimates of salt in the Hormuz and Namakdan salt diapirs, Persian Gulf. *Geological Magazine* 147, 497–507. <https://doi.org/10.1017/S001675680999077X>
- Munson, D., Dawson, P., 1981. Salt-constitutive modeling using mechanism maps. *Sandia National Labs., Albuquerque, NM (USA); Cornell Univ., Ithaca, NY (USA)*
- Nazary Moghadam, S., Mirzabozorg, H., Noorzad, A., 2013. Modeling time-dependent behavior of gas caverns in rock salt considering creep, dilatancy and failure. *Tunnelling and Underground Space Technology* 33, 171–185. <https://doi.org/10.1016/j.tust.2012.10.001>
- Peach, C.J., Spiers, C.J., 1996. Influence of crystal plastic deformation on dilatancy and permeability development in synthetic salt rock. *Tectonophysics* 256, 101–128. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00170-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00170-0)
- Peach, C.J., Spiers, C.J., Trimby, P.W., 2001. Effect of confining pressure on dilatation, recrystallization, and flow of rock salt at 150°C. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 13315–13328. <https://doi.org/10.1029/2000JB900300>
- Ramesh Kumar, K., Honorio, H., Chandra, D., Lesueur, M., Hajibeygi, H., 2023. Comprehensive review of geomechanics of underground hydrogen storage in depleted reservoirs and salt caverns. *Journal of Energy Storage* 73, 108912. <https://doi.org/10.1016/j.est.2023.108912>
- Senseney, P.E., Hansen, F.D., Russell, J.E., Carter, N.L., Handin, J.W., 1992. Mechanical behaviour of rock salt: Phenomenology and micromechanisms. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 29, 363–378. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(92\)90513-Y](https://doi.org/10.1016/0148-9062(92)90513-Y)
- Singh, A., Kumar, C., Kannan, L.G., Rao, K.S., Ayothiraman, R., 2018. Estimation of creep parameters of rock salt from uniaxial compression tests. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 107, 243–248. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2018.04.037>

- Slizowski, J., Pilecki, Z., Urbanczyk, K., Pilecka, E., Lankof, L., Czarny, R., 2013. Site Assessment for Astroparticle Detector Location in Evaporites of the Polkowice-Sieroszowice Copper Ore Mine, Poland. *Advances in High Energy Physics* 2013, 1–12. <https://doi.org/10.1155/2013/461764>
- Ślotwiński, M., Adamuszek, M., Burliga, S., 2020. Numerical study of tectonic structure evolution in a multi-layer evaporite sequence. *Journal of Structural Geology* 134, 104011. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104011>
- Spiers, C., Schutjens, P., Brzesowsky, R., Peach, C., Liezenberg, J., Zwart, H., 1990. Experimental determination of constitutive parameters governing creep of rocksalt by pressure solution. Geological Society, London, Special Publications 54, 215–227.
- Spiers, C.J., Peach, C.J., Brzesowsky, R.H., Schutjens, P.M.T.M., Liezenberg, J.L., Zwart, H.J., 1989. Long-term rheological and transport properties of dry and wet salt rocks. ECSC-EEC-EAEC, Brussels.
- Sriapai, T., Walsri, C., Fuenkajorn, K., 2012. Effect of temperature on compressive and tensile strengths of salt. *ScienceAsia* 38, 166. <https://doi.org/10.2306/scienceasia1513-1874.2012.38.166>
- Ślizowski, J., Urbańczyk, K., 2004. Influence of depth on rock salt effort around the single chamber. Polish Academy of Sciences. Mineral and Energy Economy Research Institute, Kraków.
- Ślizowski, J., Urbańczyk, K., Serbin, K., 2010. Wytrzymałość doraźna i odkształcenie niszczące w laboratoryjnych badaniach soli kamiennej. *Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN* 57–65.
- Taheri, S.R., Pak, A., Shad, S., Mehrgini, B., Razifar, M., 2020. Investigation of rock salt layer creep and its effects on casing collapse. *International Journal of Mining Science and Technology* 30, 357–365.
- Talbot, C., 2002. Salt extrusion-rates in the Zagros. *Basic and Applied Salt Mechanics*. CRC Press, London, 35–39.
- Talbot, C.J., Jarvis, R.J., 1984. Age, budget and dynamics of an active salt extrusion in Iran. *Journal of Structural Geology* 6, 521–533. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90062-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90062-2)
- Talbot, C.J., Medvedev, S., Alavi, M., Shahrivar, H., Heidari, E., 2000. Salt extrusion at Kuh-e-Jahani, Iran, from June 1994 to November 1997. Geological Society, London, Special Publications 174, 93–110. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.174.01.06>
- Ter Heege, J.H., De Bresser, J., Spiers, C., 2005. Rheological behaviour of synthetic rocksalt: the interplay between water, dynamic recrystallization and deformation mechanisms. *Journal of Structural Geology* 27, 948–963.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 2007. *Structural geology*, 2. ed., 3. print. wyd. Freeman, New York.

- Urai, J., 1987. Deformation Mechanisms Operating in Naturally Deformed Halite Rocks as Deduced from Microstructural Investigation. *Geol. Mijnbouw* 66, 165–176.
- Urai, J., Schlöder, Z., Spiers, C., Kukla, P., 2008. Flow and transport properties of salt rocks. *Dynamics of complex intracontinental basins: The central European basin system* 277–290.
- Urai, J.L., Spiers, C.J., Zwart, H.J., Lister, G.S., 1986. Weakening of rock salt by water during long-term creep. *Nature* 324, 554–557. <https://doi.org/10.1038/324554a0>
- Van Keken, P., Spiers, C., Van den Berg, A., Muylert, E., 1993. The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics* 225, 457–476.
- Wang, G., Zhang, L., Zhang, Y., Ding, G., 2014. Experimental investigations of the creep–damage–rupture behaviour of rock salt. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 66, 181–187. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2013.12.013>
- Wang, L., Bérest, P., Brouard, B., 2015. Mechanical Behavior of Salt Caverns: Closed-Form Solutions vs Numerical Computations. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 48, 2369–2382. <https://doi.org/10.1007/s00603-014-0699-1>
- Wang, T., Yang, C., Chen, J., Daemen, J.J.K., 2018. Geomechanical investigation of roof failure of China's first gas storage salt cavern. *Engineering Geology* 243, 59–69. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.06.013>
- Wawersik, W., Herrmann, W., Montgomery, S., Lauson, H., 1982. Excavation Design In Rock Salt-Laboratory Experiments, Material Modeling And Validations. *ISRM International Symposium*. ISRM, ISRM-IS.
- Wawersik, W.R., Zeuch, D.H., 1986. Modeling and mechanistic interpretation of creep of rock salt below 200°C. *Tectonophysics* 121, 125–152. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90040-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90040-5)
- Weidinger, P., Hampel, A., Blum, W., Hunsche, U., 1997. Creep behaviour of natural rock salt and its description with the composite model. *Materials Science and Engineering: A* 234–236, 646–648. [https://doi.org/10.1016/S0921-5093\(97\)00316-X](https://doi.org/10.1016/S0921-5093(97)00316-X)
- Weinberger, R., Lyakhovsky, V., Baer, G., Begin, Z.B., 2006. Mechanical modeling and InSAR measurements of Mount Sedom uplift, Dead Sea basin: Implications for effective viscosity of rock salt: MOUNT SEDOM UPLIFT MODELING. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GC001185>
- Závada, P., Desbois, G., Schwedt, A., Lexa, O., Urai, J.L., 2012. Extreme ductile deformation of fine-grained salt by coupled solution-precipitation creep and microcracking: Microstructural evidence from perennial Zechstein sequence (Neuhof salt mine, Germany). *Journal of Structural Geology* 37, 89–104. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.01.024>
- Zhao, Y., Fan, J., Jiang, D., Jiang, X., Liu, W., 2019. Experimental study on the dilatancy of rock salt from an unloading path. *International Journal of GEOMATE* 17. <https://doi.org/10.21660/2019.63.92619>

Zong, J., Stewart, R.R., Dyaur, N., Myers, M.T., 2017. Elastic properties of rock salt: Laboratory measurements and Gulf of Mexico well-log analysis. *Geophysics* 82, D303–D317. <https://doi.org/10.1190/geo2016-0527.1>

4 Reaktywność soli kamiennej

(Michał Słotwiński)

4.1 Wstęp

Reaktywność ośrodka ze składowaną substancją zasadniczo nie jest uznawane za poważny problem w przypadku kawern solnych. Kwestia ta jest bardziej istotna w przypadku innych form podziemnego składowania substancji, tzn. składowania w ośrodkach porowatych (Raczkowski i in., 2004; Ozarslan, 2012). Niemniej jednak w soli kamiennej mogą występować domieszki minerałów reaktywnych w stosunku do wodoru i warunki do zajścia takich reakcji. W poniższym rozdziale przedstawiona zostanie analiza ryzyka związanego z reakcjami chemicznymi magazynowanego w kawernach wodoru ze składnikami mineralnymi formacji solnych. Nie uwzględnia on natomiast kwestii reakcji wodoru z infrastrukturą techniczną, np. znanego problemu wpływu wodoru na wytrzymałość stali, tzw. kruchości wodorowej (*hydrogen embrittlement*) (Ozarslan, 2012).

Wodór, w warunkach temperatur i ciśnień osiągalnych dla kawern solnych, jest zasadniczo niereaktywny z solą kamienną i innymi halogenkami, a także z większością minerałów krzemianowych i glinokrzemianowych, z wyjątkiem niektórych zawierających żelazo. Może natomiast podlegać reakcjom (abiotycznym lub biogenicznym) z siarczanami, węglanami, tlenkami, oraz związkami organicznymi. Wodór może reagować również z innymi minerałami, np. siarczkami, ale nie należą one do typowych domieszek w soli kamiennej (Truche i in., 2010; Panfilov, 2016). Należy zauważyć, że większość tych reakcji zachodzi w środowisku wodnym, co jest czynnikiem znacznie zmniejszającym ryzyko w przypadku budowy kawern na substancje gazowe. Co prawda kawerny solne mogą być nawet do 1/3 wysokości wypełnione solanką resztkową, niemniej jednak rozpuszczalność wodoru w wodzie jest bardzo niska, dodatkowo spadając wyraźnie wraz z zasoleniem (Bo i in., 2021). Z drugiej jednak strony, niedawne badania potwierdziły obecność znacznych populacji potencjalnie szkodliwych mikroorganizmów w solance resztkowej w rzępiu kawerny (Schwab i in., 2022).

4.2 Siarczany

Siarczany (przede wszystkim anhydryt) są obok substancji ilastej główną domieszką w solach kamiennych, ich udział może osiągać kilka procent masy skały. Występują zarówno w formie rozproszonej jak i w przewarstwieniach. Reakcje siarczanów z wodorem zachodzą wyłącznie w procesach biogenicznych w środowisku wodnym. Są one efektem metabolizmu mikroorganizmów (bakterii i archeonów) redukujących siarczany. Niektóre organizmy tego typu są w stanie przeżyć w nasyconej solance w rzępiu kawerny. Prowadzą one do redukcji siarczanów rozpuszczonych w wodzie:



Jeżeli w kawernie taka reakcja zachodzi w niepomijalnym tempie niesie ze sobą szereg niepożądanych konsekwencji: straty substancji magazynowej, jej kontaminacja siarkowodorem, oraz

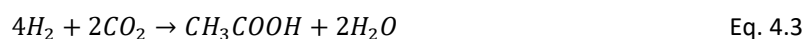
generacja wody, która może prowadzić do niekontrolowanego ługowania i w konsekwencji utraty szczelności (Panfilov, 2016).

4.3 Węglany

Węglany rozpuszczone w wodzie mogą również podlegać biogenicznym reakcjom z kationami wodorowymi. Należy zaznaczyć, że jony węglanowe w solance mogą pochodzić zarówno z rozpuszczania węglanów zawartych w skale jak i dwutlenku węgla zatłoczonego, celowo lub nie, wraz z wodorem do kawerny. Występują dwie reakcje, które mogą zachodzić na tej zasadzie, w zależności od rodzaju mikroorganizmów obecnych w solance: metanogeneza i acetogeneza. Metanogeneza jest efektem metabolizmu niektórych anaerobowych mikroorganizmów z domeny archeonów i jest analogiczna do procesu Sabatiera:



Niepożądane konsekwencje tej reakcji są podobne jak w przypadku siarczanów, ale produkcja wody jest mniejszym problemem, gdyż powstaje jej dwukrotnie mniej przy tej samej ilości wodoru. Zamiast zanieczyszczenia siarkowodorem mamy do czynienia z zanieczyszczeniem metanem. Acetogeneza prowadzi do powstania anionów octanowych:



Jony takie mogą zostać następnie rozłożone przez bakterie acetotroficzne (inny rodzaj mikroorganizmu) do metanu i dwutlenku węgla:



Ostatecznie, efekt reakcji jest analogiczny do efektu bezpośredniej metanogenezy. Abiotyczne reakcje jonów węglanowych z wodorem nie mają znaczenia w typowym dla kawern zakresie ciśnień i temperatur (Panfilov, 2016).

4.4 Związki żelaza

Związki żelaza występują w solach głównie w dwóch formach – tlenkowej (głównie hematyt) i żelazonośnych minerałów ilastych. Związki takie mogą reagować z wodorem poprzez redukcję żelaza z 3 na 2 stopień utlenienia, np. dla hematytu:



Reakcja taka może zachodzić w sposób biogeniczny, pod wpływem bakterii redukujących żelazo w środowisku wodnym, ale w przeciwieństwie do poprzednich reakcji, eksperymentalnie wykazane zostało, że w warunkach temperaturowo-ciśnieniowych odpowiadających występującym w kawernach magazynowych może również zachodzić abiotycznie. Jako że wydajność reakcji wzrasta wraz z ciśnieniem i temperaturą, abiotyczny wariant tej reakcji dotyczy głównie kawern położonych na większych głębokościach (Panfilov, 2016; Alpermann i Ostertag-Henning, 2019;

Ostertag-Henning i in., 2021). Reakcje te są najbardziej wydajne w przypadku tlenków żelaza natomiast przebiegają dużo wolniej dla żelazonośnych minerałów ilastych (Alpermann i Ostertag-Henning, 2019).

4.5 Substancje bitumiczne

W obrębie soli kamiennej zdarzają się strefy zanieczyszczone substancją bitumiczną. Przykładem może być np. występowanie soli bitumicznych w obrębie cyklotemu PZ2 w wysadzie Kłodawy (Natkaniec-Nowak i in., 2001). Substancja taka może za pośrednictwem mikroorganizmów być źródłem substratów do procesów metanogenezy i acetogenezy. Dodatkowo z substancją bitumiczną często skorelowane jest występowanie siarkowodoru, który może doprowadzać do reakcji zakwaszania (Jahanbani Veshareh i in., 2022). Reakcje te są bardzo złożone ze względu na różnorodność obecnych w substancji bitumicznej związków organicznych, stąd nie będą tu przedstawione.

4.6 Podsumowanie

Podsumowując, ocena ryzyka związanego z reaktywnością wodoru przy jego magazynowaniu w kawernach solnych jest trudna, co jest związane z dużą zmiennością składu soli w różnych złożach i formacjach oraz dużą ilością czynników wpływających na takie reakcje przede wszystkim temperatura, ciśnienie, ilość solanki resztkowej i obecność odpowiednich mikroorganizmów. Na ogół w literaturze przyjmuje się jednak, że ryzyko to jest niewielkie lub wręcz pomijalne, zwłaszcza w porównaniu z magazynowaniem w formacjach porowatych (Raczkowski i in., 2004; Ozarslan, 2012; Panfilov, 2016; Zivar i in., 2021). Na korzyść takiej oceny pozytywnie wpływa istnienie kilku kawern magazynowych wodoru pracujących nawet do około 50 lat np. Teesside w Wielkiej Brytanii oraz Clemens, Moss Bluff i Spindletop w USA, w których tego typu problemów nie stwierdzono (Miocic i in., 2023). Największym potencjalnym problemem wydaje się reakcja redox z udziałem hematytu, może ona bowiem zachodzić abiotycznie w dosyć szybkim tempie.

W kontekście lokalnym w najstarszej soli kamiennej wyniesienia łęby soli nie występują jednak znaczące ilości hematytu. Minerał ten nadaje zwykle soli różowy/pomarańczowy/brązowy kolor, tymczasem Na1 na wyniesieniu łęby jest barwy białej, szarej lub beżowej (Sonnenfeld, 1995; Czapowski, 1998). Złoża soli na wyniesieniu łęby zalegają też dość płytko (poniżej 1000 m), co również utrudnia tą reakcję w kontekście jej zależności od ciśnienia i temperatury. Nie należy jednak takiego ryzyka całkowicie odrzucać zwłaszcza w świetle wykrycia bogatej mikroflory w solance resztkowej (Schwab i in., 2022) w połączeniu z ograniczeniem doświadczeń z kawernowym składowaniem wodoru do kilku przykładów.

4.7 Literatura

- Alpermann, T., Ostertag-Henning, C., 2019. Abiotic Redox Reactions of H₂ with Iron-containing Minerals under Geologic Storage Conditions. EAGE/DGMK Joint Workshop on Underground Storage of Hydrogen. Zaprezentowano na EAGE/DGMK Joint Workshop on Underground Storage of Hydrogen, European Association of Geoscientists & Engineers, Celle, Germany, 1–3. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201900263>
- Bo, Z., Zeng, L., Chen, Y., Xie, Q., 2021. Geochemical reactions-induced hydrogen loss during underground hydrogen storage in sandstone reservoirs. *International Journal of Hydrogen Energy* 46, 19998–20009. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2021.03.116>
- Czapowski, G., 1998. Geneza najstarszej soli kamiennej cechsztynu w rejonie Zatoki Puckiej (studium sedymentologiczne). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Jahanbani Veshareh, M., Thaysen, E.M., Nick, H.M., 2022. Feasibility of hydrogen storage in depleted hydrocarbon chalk reservoirs: Assessment of biochemical and chemical effects. *Applied Energy* 323, 119575. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2022.119575>
- Miocic, J., Heinemann, N., Edlmann, K., Scafidi, J., Molaei, F., Alcalde, J., 2023. Underground hydrogen storage: a review. *Geological Society, London, Special Publications* 528, SP528-2022–88. <https://doi.org/10.1144/SP528-2022-88>
- Natkaniec-Nowak, L., Heflik, W., Pawlikowski, M., Sikora, M., 2001. Petrochemia soli bitumicznych piętra PZ2 z kopalni soli w Kłodawie. *Geologia/Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie* 27, 383–410.
- Ostertag-Henning, C., Alperman, T., Krüger, M., Dohrmann, A., Keller, S., Stanjek, H., Thüns, N., Krooss, B.M., Amann-Hildenbrand, A., Gaus, G., Zieger, L., Pilz, P., Hierold, J., Schmidt-Hattenberger, C., Strauch, B., 2021. Transport of hydrogen in rocks considering abiotic chemical and microbial redox reactions: The H₂_ReacT research projects. 2nd Geoscience & Engineering in Energy Transition Conference. Zaprezentowano na 2nd Geoscience & Engineering in Energy Transition Conference, European Association of Geoscientists & Engineers, Online, 1–5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202121064>
- Ozarslan, A., 2012. Large-scale hydrogen energy storage in salt caverns. *International Journal of Hydrogen Energy* 37, 14265–14277. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2012.07.111>
- Panfilov, M., 2016. Underground and pipeline hydrogen storage. *Compendium of Hydrogen Energy*. Elsevier, 91–115. <https://doi.org/10.1016/B978-1-78242-362-1.00004-3>
- Raczkowski, J., Turkiewicz, A., Kapusta, P., 2004. Elimination of Biogenic Hydrogen Sulfide in Underground Gas Storage. A Case Study. All Days. Zaprezentowano na SPE Annual Technical Conference and Exhibition, SPE, Houston, Texas, SPE-89906-MS. <https://doi.org/10.2118/89906-MS>

- Schwab, L., Popp, D., Nowack, G., Bombach, P., Vogt, C., Richnow, H.H., 2022. Structural analysis of microbiomes from salt caverns used for underground gas storage. *International Journal of Hydrogen Energy* 47, 20684–20694. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2022.04.170>
- Sonnenfeld, P., 1995. The color of rock salt—A review. *Sedimentary Geology* 94, 267–276. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)00093-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)00093-A)
- Truche, L., Berger, G., Destigneville, C., Guillaume, D., Giffaut, E., 2010. Kinetics of pyrite to pyrrhotite reduction by hydrogen in calcite buffered solutions between 90 and 180°C: Implications for nuclear waste disposal. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 2894–2914. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.02.027>
- Zivar, D., Kumar, S., Foroozesh, J., 2021. Underground hydrogen storage: A comprehensive review. *International Journal of Hydrogen Energy* 46, 23436–23462. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2020.08.138>

5 Posadowienie, kształt i pojemność kawern solnych

(Michał Słotwiński, Marta Adamuszek)

5.1 Czynniki wpływające na posadowienie, kształt i rozmiar kawern

Budowa geologiczna utworów solnych jest jednym z kluczowych elementów decydujących o możliwości budowy kawern na danym obszarze. Utwory solne mogą charakteryzować się zarówno prostą strukturą, jak w przypadku niektórych złóż pokładowych, a także bardziej skomplikowaną wewnętrzną architekturą, typową dla niektórych wysadów solnych (Fig. 5-1). Istotnymi parametrami w procesie oceny potencjału danej struktury solnej są: jej kształt i miąższość oraz głębokość zalegania, własności mechaniczne i skład chemiczny oraz obecność niejednorodności. Rola poszczególnych parametrów została omówiona szerzej w sekcjach poniżej.

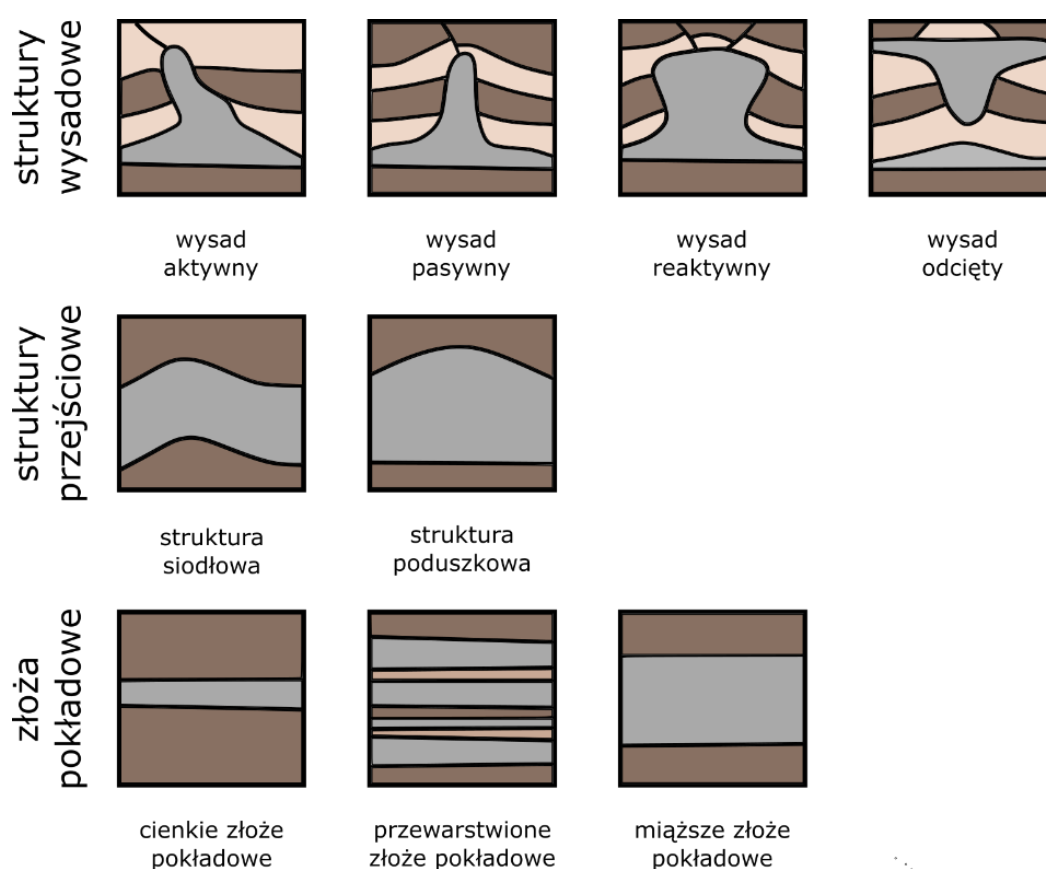


Fig. 5-1 Schematyczna budowa geologiczna wybranych struktur solnych (Gillhaus i Horvath, 2008)

5.1.1 Forma i miąższość utworów solnych

Kawerny solne mogą być tworzone zarówno w wysadowych, jak i pokładowych złożach soli. W wysadach solnych kawerny lokalizuje się w odpowiedniej odległości od granic złoża w celu zabezpieczenia ich przed utratą stateczności i spójności. W wysadach solnych szczególnie istotne jest wyznaczenie stropowej półki bezpieczeństwa oraz półki brzeżnej, a także w przypadku obecności kilku kawern w wysadzie zapewnienie odpowiedniej odległości między komorami. Grubość półki stropowej powinna wynosić ok. 150-200 m, natomiast półki brzeżnej może wahać się między 50 i 100

m w zależności od kąta nachylenia ściany i głębokości posadowienia kawerny. Kawerny w wysadach solnych zwykle charakteryzują się dużą wysokością (h) w porównaniu do szerokości (D). Stosunek h/D dla może wynosić nawet powyżej 5 (Kłeczek i in., 2005; Kunstman i in., 2009; Cyran, 2020). Duża rozciągłość pionowa kawern sprzyja ich stabilności geomechanicznej. Wąskie kawerny charakteryzują się bowiem mniejszym tempem konwergencji i posiadają niewielką powierzchnię stropową, która jest ich najbardziej wrażliwym elementem (np. Warren, 2016; G. Zhang i in., 2020; Jiang i in., 2022). Budowa pionowych kawern o małych średnicach jest również korzystna dla procesu ługowania soli. Wraz ze zwiększaniem się średnicy kawerny znacząco zmniejsza się możliwość kontroli nad regularnością wyługowanego kształtu (Ślizowski i in., 2011).

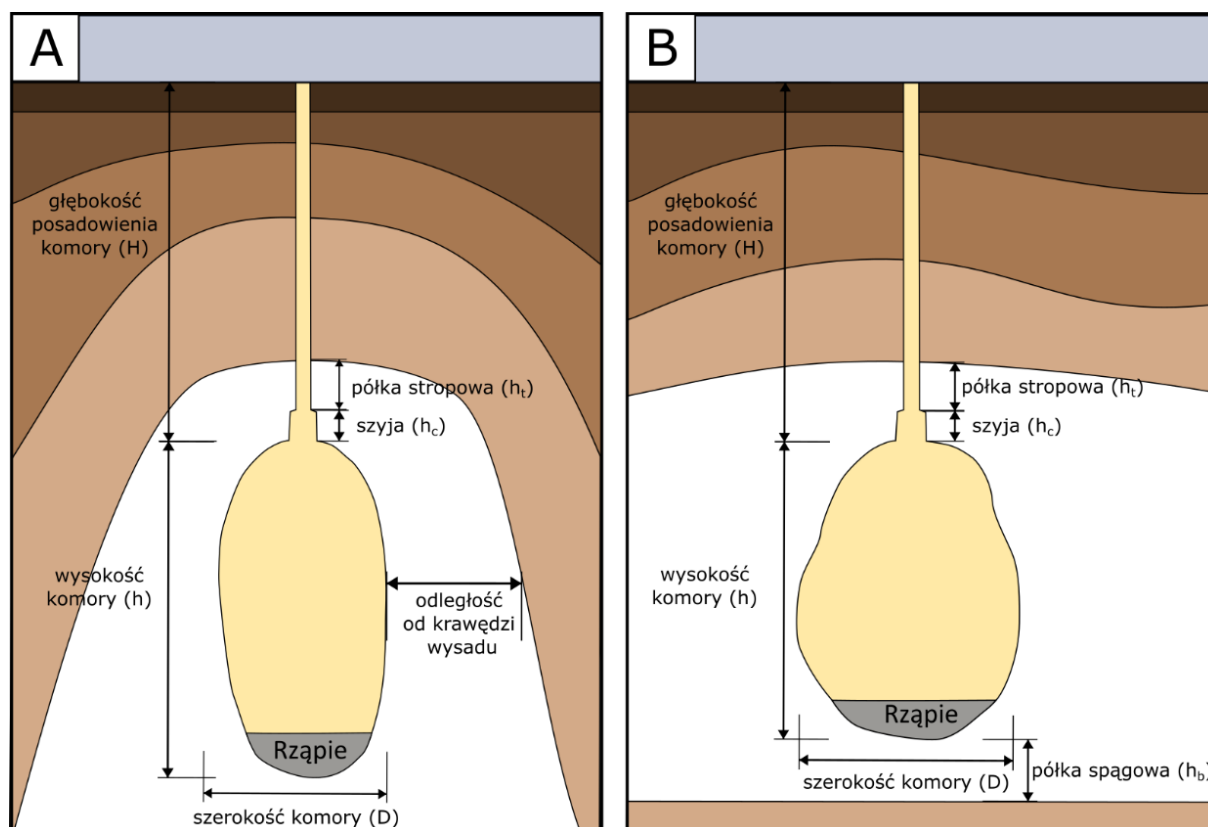


Fig. 5-2 Kawerna w A) pokładowych i B) wysadowych złożach soli

W przypadku złóż pokładowych miąższość soli jest zwykle czynnikiem ograniczającym wysokość kawerny. Dodatkowo ze względów bezpieczeństwa kawerna oddzielona jest od skał nadkładu i warstw podścielających odpowiednio półką stropową o wysokości h_t wraz z szyją o długości h_c oraz półką spągową o miąższości h_b . Suma miąższości pokładu uwzględniająca półki ochronne wraz szyją kawerny różni się w zależności od przyjętych założeń i waha się w zakresie ~40-65 m (przykłady w podrozdziale 5.5). W związku z tym najczęściej przyjmuje się, że pokładowe złożo soli powinno mieć co najmniej 100-150 m miąższości, aby pomieścić kawernę o ekonomicznie uzasadnionej wysokości (np. Ślizowski i in., 2010, 2011; Ślizowski i Urbańczyk, 2011; Lankof i Tarkowski, 2020; Valle-Falcones i in., 2022; Aftab i in., 2023). Kawerny w złożach pokładowych charakteryzują się stosunkiem $h/D > 1.5$ (Ślizowski i Urbańczyk, 2011). W celu poprawy opłacalności kawern dla złóż o niewielkiej miąższości można budować komory połączone lub komory poziome. Jednak jest to rozwiązane jedynie w przypadku dużego zapotrzebowania na pojemność magazynową na obszarach pozbawionych złóż o lepszej charakterystyce.

W przypadku lokowania kawerny w nachylonych pokładach solnych o miąższości, h_s , wysokość kawerny zależy również od kąta nachylenia złoża, θ , i średnicy kawerny (Fig. 5-3). Wynika to faktu, iż odległość od stropu przy ścianie kawerny w dół upadu będzie mniejsza niż ta w jej centrum u wylotu otworu (Ślizowski i Urbańczyk, 2011). Dopuszczalną wysokość kawerny można wyrazić wzorem:

$$h = h_s - h_c - (h_b + D \tan(\theta)) - (h_t + D \tan(\theta)) \quad \text{Eq. 5.1}$$

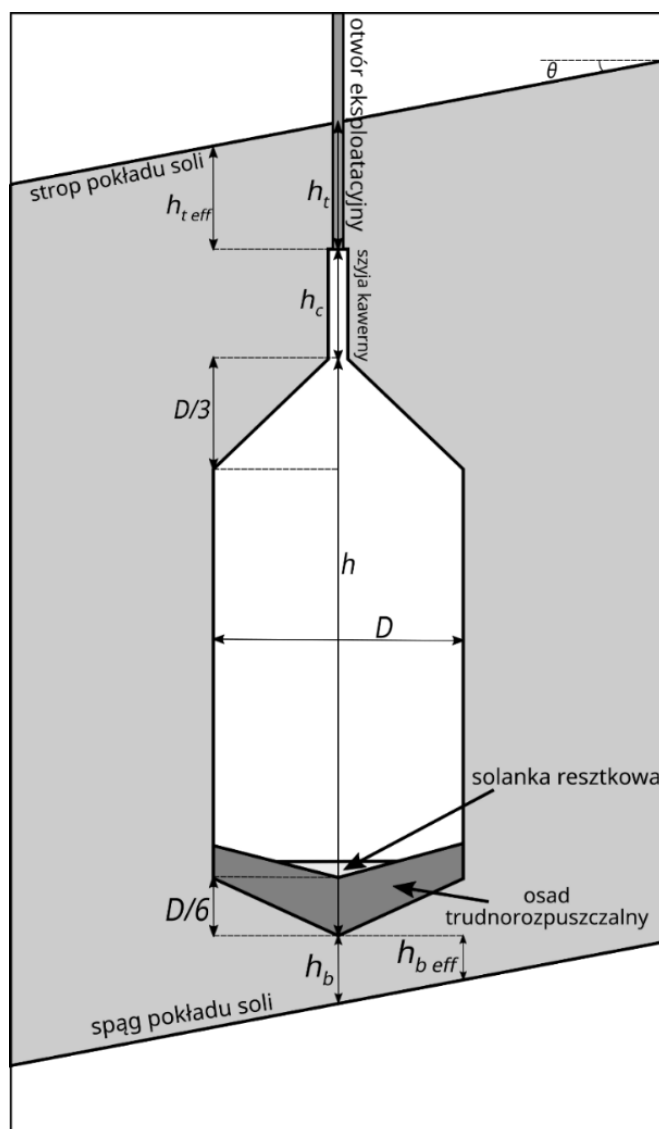


Fig. 5-3 Kryteria osadzenia kawerny w pokładzie o upadzie θ (na podstawie: Ślizowski i Urbańczyk, 2011)

5.1.2 Głębokość zalegania utworów solnych

Głębokość posadowienia kawerny H jest różnie definiowana w literaturze. Niektórzy autorzy określają ten parametr od powierzchni terenu do stropu, dna, centrum lub szczytu szyi kawerny (poruszone w podrozdziale 5.5). W niniejszym opracowaniu głębokość posadowienia kawerny będzie określana jako głębokość położenia stropu kawerny pod powierzchnią terenu.

Głębokość zalegania złoża jest istotna zarówno z przyczyn geomechanicznych, jak i technologiczno-ekonomicznych (Fig. 5-4). Geomechaniczne przyczyny są istotniejsze dla wyznaczenia maksymalnej głębokości posadowienia kawern, bowiem większa głębokość oznacza wyższą temperaturę i wyższe naprężenia, co w efekcie prowadzi do większych temp zaciskania kawern (Bérest i Brouard, 2003; Cyran, 2020). Z technologicznego punktu widzenia płycej posadowione kawerny pozwalają na uzyskanie mniejszych ciśnień składowanego gazu (por. podrozdział 5.3.1). Dodatkowo kawerny te muszą mieć mniejszą wysokość, co wynika z opisanego dalej warunku pierwszego napełnienia, i w konsekwencji mniejszą średnicę, co związane jest z koniecznością zapewnienia ich stabilności. Zarówno mniejszy rozmiar, jak i zredukowane ciśnienia składowania negatywnie wpływają na pojemność magazynową, a mniejsze ciśnienia dodatkowo zmniejszają tempo poboru składowanej substancji. Z drugiej strony, głębsze posadowienie kawerny wiąże się z wyższym kosztem wykonania odwiertu oraz wyższymi wymaganiami stawianymi infrastrukturze technicznej magazynu (np. większa odporność orurowania na ciśnienie), co również podnosi koszty. Dodatkowo, wraz z głębokością rośnie temperatura. Wyższa temperatura oznacza szybsze tempo pękania oraz zwiększa ciśnienie wywierane przez taką samą ilość gazu i jest czynnikiem niekorzystnym.

Głębokość posadowienia kawery	Max. wielkość kawerny	Tempo zaciskania kawern	Koszty
płytko  głęboko	mniejsza = mniej korzystna większa = bardziej korzystna	mniejsze = bardziej korzystne większe = mniej korzystne	mniejsze = bardziej korzystne większe = mniej korzystne

Fig. 5-4 Wpływ głębokości posadowienia kawerny na parametry geometryczne, geomechaniczne i ekonomiczne

Opisane w literaturze zakresy głębokości ekonomicznie uzasadnionego posadowienia kawern różnią się między sobą. Za minimalną głębokość uważa się ok. 500 m, chociaż część kawern magazynowych ulokowana jest płycej. Przykładem takiej kawerny jest kawerna na wodór Teesside w Wielkiej Brytanii, której strop znajduje się na głębokości 350 m. Duża rozbieżność występuje dla głębokości maksymalnej, gdzie w rozważaniach teoretycznych waha się ona u różnych autorów pomiędzy 1800 a 2400 m (Tarkowski, 2017; Merey, 2019; Caglayan i in., 2020; Makhmutov i in., 2020; Williams i in., 2022). Za optymalną głębokość uznaje się z reguły zakres 1000-1200 m. Wynika to z kompromisu pomiędzy czynnikami geomechanicznymi i ekonomicznymi (np. Cyran, 2020; Zheng i in., 2020; Iglaue, 2022). Jedną z głębiej posadowionych kawern, 1700-2000 m pod powierzchnią terenu, jest kawerna Eminence w Stanach Zjednoczonych. Warto dodać, że kawerna ta w wyniku konwergencji straciła 30% swojej objętości w ciągu zaledwie dwóch lat.

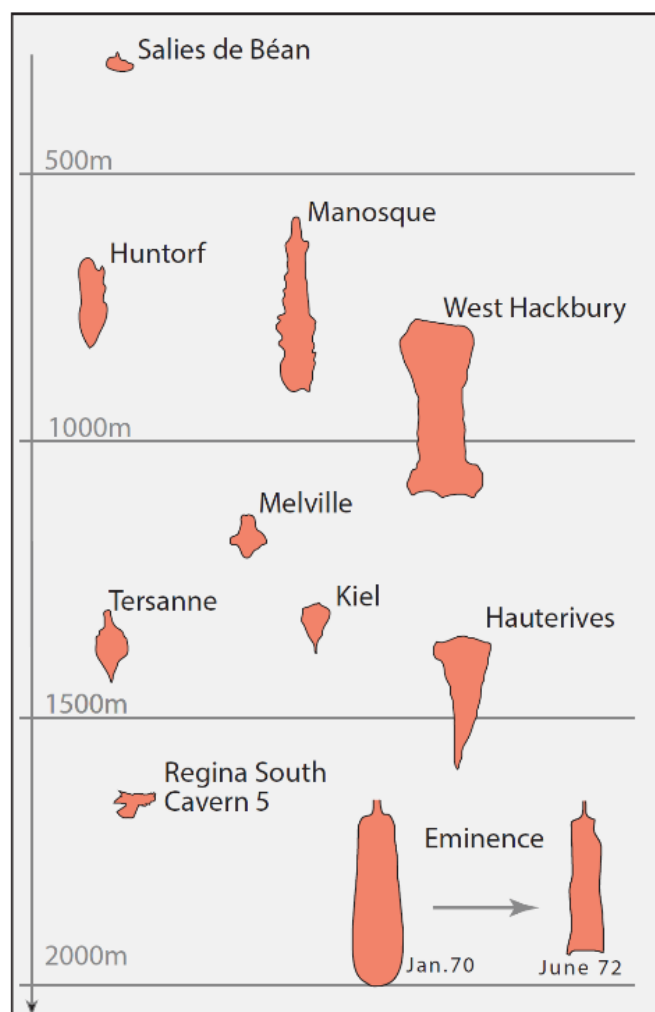


Fig. 5-5 Głębokość posadowienia i kształt wybranych kawern solnych na świecie (Warren, 2016)

Głębokość posadowienia kawerny determinuje również jej maksymalną wysokość, h_{max} . Związane jest to z faktem, iż maksymalne dopuszczalne ciśnienia w kawernie decyduje o ciśnieniu pierwszego zatłoczenia gazu, a tym samym, czy ciśnienie to jest wystarczające do usunięcia solanki z kawerny. Z tego powodu kawerny położone głębiej, mogą mieć większą rozciągłość pionową, ponieważ zwiększona ilość solanki potrzebna do usunięcia z kawerny jest kompensowana przez wyższe dopuszczalne ciśnienie. Jest to tzw. warunek pierwszego napełnienia kawerny i może być wyrażony wzorem:

$$h_{max} = \frac{H \left(\frac{\bar{\rho}_n}{\alpha} - \rho_{sol} - W_0 \right)}{\rho_{sol} + W_0} \quad \text{Eq. 5.2}$$

gdzie $\bar{\rho}_n$ to średnia gęstość nadkładu, ρ_{sol} to gęstość solanki, α to współczynnik bezpieczeństwa, a W_0 to współczynnik spadku ciśnienia na 1 m otworu wynikający z ruchów solanki (Kłeczek i in., 2005). Wykres prezentujący tę zależność jest przedstawiony na Fig. 5-9 gdzie użyto parametrów obliczeniowych: $\bar{\rho}_n = 2200 \text{ kg/m}^3$, $\rho_{sol} = 1200 \text{ kg/m}^3$, $\alpha = 1.3$, $W_0 = 1000 \text{ kg/m}^3$

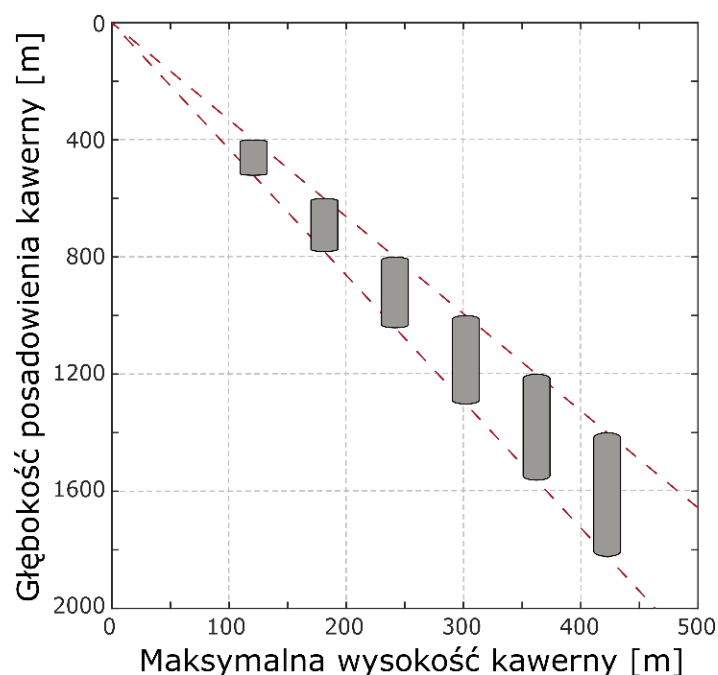


Fig. 5-6. Zależność maksymalnej wysokości kawerny od głębokości do jej stropu, wynikająca z warunku pierwszego napętnienia (za: Kłeczek i in., 2005). Opis w tekście

5.1.3 Właściwości fizyczno-chemiczne i mechaniczne utworów solnych oraz ich wewnętrzne zróżnicowanie

Sól kamienna w poszczególnych złożach może mieć różne właściwości fizyczne, chemiczne i mechaniczne ze względu na szereg czynników, w tym m.in. obecność rozproszonych domieszek innych skał i minerałów, czy też jej cechy strukturalne i teksturalne takie jak wielkość, kształt i rozmieszczenie ziaren. Cechy te mogą zmieniać się w obrębie złoża, a dodatkowa zmienność jest związana z obecnością przewarstwień innych skał, które można podzielić na dwie grupy: skały trudno rozpuszczalnych takie jak siarczany, węglany, iły/iłowce/łupki, zubry oraz skały łatwo rozpuszczalne (chlorkowe sole potasowo-magnezowe).

Pod względem cech strukturalnych samego halitu w obrębie skały solnej najważniejszym czynnikiem jest rozmiar jego uziarnienia. Sole czyste grubokrystaliczne łatwiej rozpuszczają się w wodzie w porównaniu do soli drobnokrystalicznych (Kunstman i in., 2009), a wielkość uziarnienia ma istotny wpływ na mechaniczne właściwości soli (poruszone w rozdziale 3).

Obecność trudno rozpuszczalnych zanieczyszczeń w obrębie soli, np. anhydrytu i minerałów ilastych, może hamować proces ługowania soli, a także pozostawia w kawernie większą ilość osadu zmniejszając efektywnie jej czynną objętość. Przyjmuje się, że dopuszczalna zawartość części nierozpuszczalnych w soli nie powinna przekroczyć 20% objętości (Kunstman i in., 2009). Pod względem właściwości mechanicznych obecność domieszek skał węglanowych, siarczanowych i ilastych w solach powoduje zwiększenie efektywnej lepkości soli, ale także może zwiększać jej podatność na rozwój uszkodzeń krucho-plastycznych (Q. Zhang i in., 2020; Adamuszek i in., 2021; Azabou i in., 2021; Cyran, 2021). Natomiast obecność domieszek chlorkowych soli potasowo-magnezowych wpływa na obniżenie parametru efektywnej lepkości soli.

Wpływ obecności trudno rozpuszczalnych przewarstwień jest silnie zależny od ich miąższości. Przewarstwienia utrudniają wyługowanie regularnego kształtu kawerny, co może wpływać na lokalne akumulowanie naprężeń i zagrażać stateczności kawerny (Cała i in., 2018; Urbańczyk, 2018; Li i in., 2019). Skały te są z reguły również bardziej przepuszczalne niż sól i charakteryzują się wyższą porowatością, a także obecnością spękań, co w efekcie ma negatywny wpływ na szczelność całej kawerny (Bérest i Brouard, 2003; Warren, 2017).

Przewarstwienia skał o bardzo wysokiej rozpuszczalności mogą z kolei prowadzić do nadmiernego wyługowania kawern w przypadkowych kierunkach i w skrajnych przypadkach do przeługowania filarów międzykomorowych (Kunstman i in., 2009). Poza tym skały tego typu zazwyczaj charakteryzują się znacznie niższą lepkością niż sól, co może prowadzić do znacznie szybszej deformacji, stanowiącej zagrożenie dla stateczności (Warren, 2016).

5.2 Kształt i rozmiar kawern

5.2.1 Kształt kawern

Kształt kawerny może być opisywany różnymi sposobami, w zależności od poziomu dokładności modelu, projektu technicznego oraz ostatecznego kształtu uzyskanego podczas procesu ługowania. Najprostszą reprezentacją budowy klasycznej, jednootworowej kawerny jest walec o średnicy D i wysokości h (Fig. 5-7). Projekty techniczne kształtu kawern często uwzględniają modyfikacje tego podstawowego kształtu poprzez wprowadzenie dodatkowych elementów. Do najczęstszych modyfikacji należą: a) stożkowate, spłaszczone i/lub rozszerzone dolne partie kawerny, b) stożkowate lub zaokrąglone stropowe elementy kawerny, c) zmieniający się liniowo promień kawerny (częściej rosnący wraz z głębokością), co tworzy kształt kawerny przypominający ścięty stożek (zazwyczaj o niewielkim kącie rozwarcia). Innymi modelowymi kształtami kawerny są także elipsoida lub owaloida (Fig. 5-7).

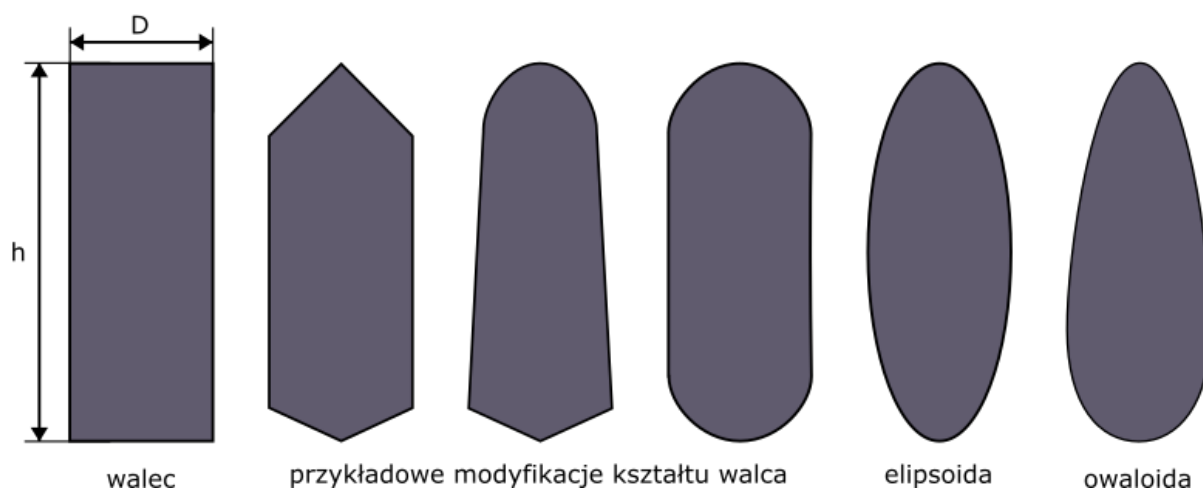


Fig. 5-7. Kształty reprezentujące przekrój przez uproszczoną geometrię kawerny

Wszystkie te modele stanowią znaczne uproszczenie w stosunku do rzeczywistych kształtów kawern powstałych w wyniku ługowania. Ze względu na złożoność procesu ługowania i brak możliwości wcześniejszej oceny wielu czynników, które mają wpływ na przebieg procesów ługowania, np. niejednorodności soli czy nachylenia warstw, właściwe zaprojektowanie a następnie wyługowanie kawerny o pożądanym kształtach jest często bardzo trudne.

W przypadku pokładów solnych, które są zazwyczaj zróżnicowane litologicznie w pionie, pionowy otwór badawczy może dostarczyć kluczowych informacji dotyczących właściwości chemicznych i mechanicznych skał. Uważa się, że pokłady solne stwarzają optymalne warunki do tworzenia regularnych kawern podczas procesu ługowania. Typowe nieregularności w kształcie kawerny zlokalizowanej w pokładowych seriach ewaporatowych objawiają się poprzez lokalne zmienności jej średnicy (Fig. 5-9A).

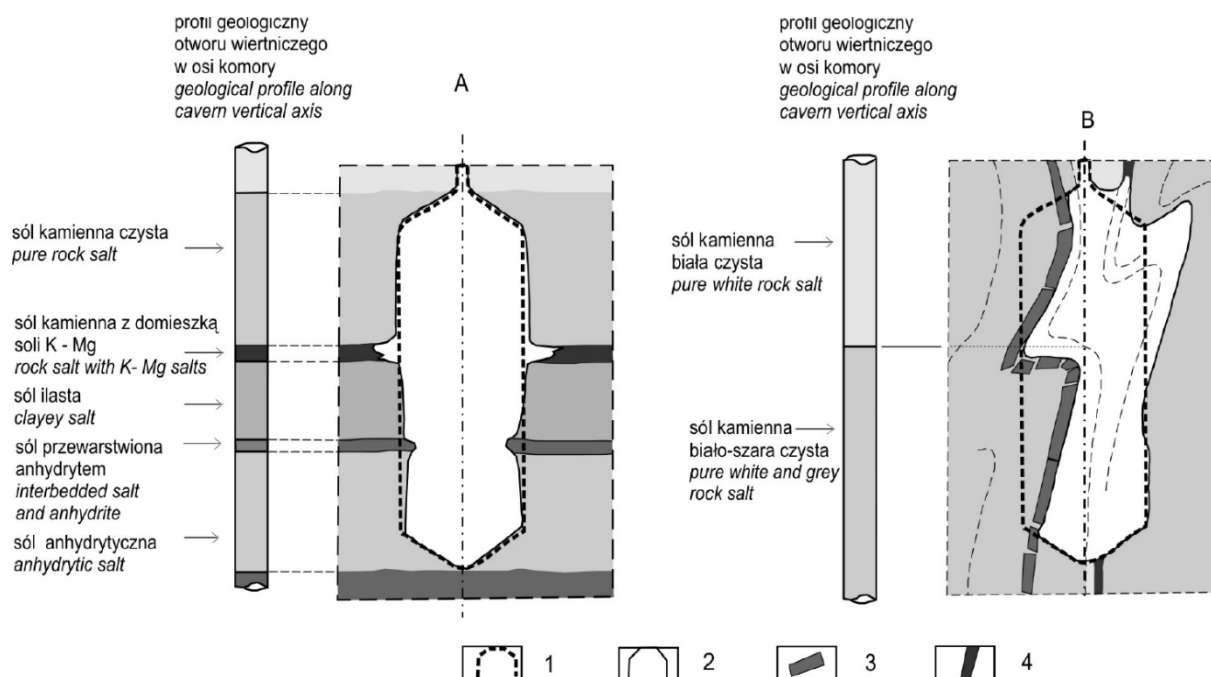


Fig. 5-8. Nieregularności w wyługowanej kawernie wywołane zmiennością struktury w obrębie A) złoża pokładowego i B) złoża wysadowego. (Kunstman i in., 2009)

Budowa wewnętrzna złóż typu wysadowego jest zwykle trudniejsza do interpretacji ze względu na ich często złożoną architekturę wewnętrzną. Lateralna zmienność litologiczna w wysadzie może być na tyle duża, że nawet przy wykorzystaniu pionowego otworu badawczego jako otworu dostępowego do kawerny i idącej za tym pełnej informacji o litologii w osi otworu, niepewność znacząco zwiększa się wraz z oddalaniem się od tejże osi. W konsekwencji kawerny zbudowane w takich strukturach mogą charakteryzować się złożoną geometrią, co zostało zilustrowane na Fig. 5-8B (Kunstman i in., 2009; Ślizowski i Urbańczyk, 2011; Tarkowski i Czapowski, 2018). Natomiast duża lokalna miąższość pokładów solnych w wysadach solnych daje możliwość budowy wysokich kawern.

W praktyce, nawet niewielka zmienność w podatności na ługowanie w obrębie profilu soli może wprowadzić znaczące nieregularności w jej rzeczywistym kształcie. Fig. 5-9 przedstawia przekrój przez przykładowe dwie kawerny, tj. Cold Lake w Kanadzie oraz Mogilno w Polsce, znajdujące się odpowiednio w złożu pokładowym i wysadowym. Obie kawerny charakteryzują się nieregularną geometrią będącą efektem zmienności litologicznej w złożu.

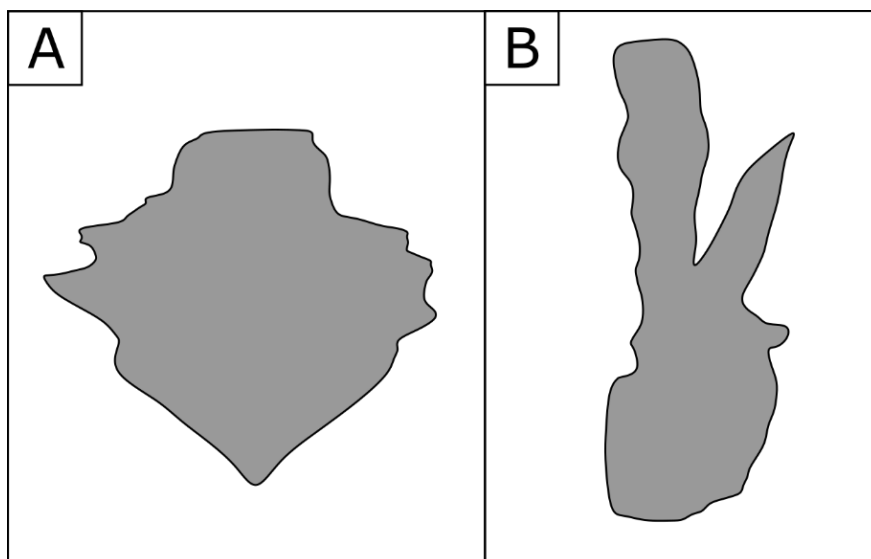


Fig. 5-9. Rzeczywiste kształty kavern uzyskane w wyniku ługowania: A) w złożu pokładowym, gdzie nieregularności związane z ługowaniem mają układ poziomy, zgodny z warstwowaniem (zmodyfikowane za: Reed i Greene, 2012, Cold Lake, Kanada); B) w złożu wysadowym, gdzie nieregularności z ługowania mogą mieć bardzo zmienną i nieprzewidywalną orientację (zmodyfikowano za: Urbańczyk i Gąska, 2007, Mogilno, Polska)

5.2.2 Rozmiar i objętość kavern

O ile budowa geologiczna złoża wyznacza maksymalną wielkość możliwej do ulokowania kaverny, to o ich faktycznych rozmiarach decyduje zakładane przeznaczenie. Kaverny do przechowywania długookresowego (np. strategiczne czy sezonowe) powinny być większe niż magazyny krótkookresowe (np. szczytowe). Ze względu na nieściśliwość magazynowanej substancji kaverny z przeznaczeniem na substancje ciekłe są z reguły większe niż te przeznaczone na substancje gazowe. Stąd z jednej strony złoża przydatne do budowy magazynów szczytowych mogą nie być wystarczające dla kavern magazynowych o charakterze strategicznym, z drugiej strony w przypadku zapotrzebowania na kaverny mniejsze, np. szczytowe, nie musi dojść do pełnego wykorzystania przestrzeni złożowej (Kłeczek i in., 2005; Kunstman i in., 2009; Leuger i in., 2012; Böttcher i in., 2017).

Kaverny znacząco różnią się między sobą rozmiarami. Wysokość kavern może dochodzić do kilkuset metrów (100-500) a ich średnica do 100 m (zwykle 50-80 m). Ze względów ekonomicznych i technicznych za minimalną wysokość kaverny przyjmuje się zwykle około 50 m, w skrajnych przypadkach ok. 20 m.

Na etapie projektowania do obliczania zgeneralizowanej objętości kaverny zwykle wykorzystuje się model, w którym kaverna jest opisana poprzez złożenie walca i dwóch stożków, o wysokościach $1/3$ i $1/6$ średnicy, reprezentujących odpowiednio kopułę stropową i rząpie. Objętość kaverny, V , jest wówczas wyrażana przez zależność:

$$V = \left(h - \frac{D}{3}\right) \frac{\pi}{4} D^2 \quad \text{Eq. 5.3}$$

gdzie D to średnica kaverny, a h to wysokość kaverny (Ślizowski i in., 2011) (Fig. 5-3). Inną formą przybliżenia objętości kaverny jest potraktowanie kopuły stropowej i spągowej jako półkul (np. Nazary Moghadam i in., 2013; Böttcher i in., 2017; Asgari i in., 2020). W takim układzie objętość jest wyrażana jako:

$$V = (H - D) \frac{\pi}{4} D^2 + \frac{\pi}{6} D^3 \quad \text{Eq. 5.4}$$

Pierwsza z tych aproksymacji jest częściej używana w kontekście oceny pojemności magazynowej kawern, a druga jest charakterystyczna dla modelowań numerycznych geomechanicznego zachowania kawern.

Po wykonaniu kawerny możliwa jest weryfikacja jej faktycznego kształtu i objętości z użyciem np. otworowych pomiarów sonarowych (np. Munson i Myers, 2000). Badania takie pozwalają na rozpoznanie faktycznie wyługowanego kształtu w porównaniu do planowanego. Na tej podstawie obliczenie finalnej objętości kawerny z wysoką dokładnością (błąd w granicach pojedynczych procentów).

5.3 Ciśnienie składowania substancji, pojemność i dostarczalność gazu

Głównymi parametrami operacyjnymi kawerny jest jej pojemność oraz dostarczalność (tempo poboru surowca). Oba zależne są od objętości kawerny oraz maksymalnego i minimalnego ciśnienia operacyjnego. Oba mogą być również wyrażane w trzech formach: energii, masy lub objętości znormalizowanej (tj. objętości jaką ta sama masa gazu miałaby w warunkach normalnych).

5.3.1 Ciśnienie składowania gazu

Ciśnienie składowania gazu jest zależne od głębokości posadowienia kawerny i powinno zawierać się w zakresie wyznaczonym pomiędzy maksymalnym, P_{max} , i minimalnym, P_{min} , dopuszczalnym ciśnieniem składowania. Przy wyznaczaniu maksymalnego ciśnienia za poziom odniesienia przyjmuje się głębokość buta rur kolumny cementowanej, H_{cem} , który powinien być mniejszy od wartości naprężenia pionowego, σ_v , określanego również ciśnieniem nadkładu. Naprężenie pionowe na określonej głębokości wyrażone jest jako

$$\sigma_v = \bar{\rho}gH_{cem} = g \int_0^{H_{cem}} \rho(y) dy \quad \text{Eq. 5.5}$$

gdzie $\bar{\rho}$ jest średnią gęstością nadkładu, $\rho(y)$ jest gęstością zmieniającą się wraz z głębokością, a g jest przyspieszeniem ziemskim. Wówczas graniczne ciśnienia w kawernie mogą być wyrażone jako

$$P_{max} = a\sigma_v \quad \text{Eq. 5.6}$$

$$P_{min} = b\sigma_v \quad \text{Eq. 5.7}$$

gdzie a i b to współczynniki bezpieczeństwa, które przyjmują wartości odpowiednio pomiędzy 0,75 a 0,9 i 0,24 a 0,3 (Kłeczek i in., 2005; Costa i in., 2015; Caglayan i in., 2020; Valle-Falcones i in., 2022; Williams i in., 2022). Współczynniki te nawiązują do bardziej złożonych form wyznaczania ciśnień operacyjnych, obecnie jednak zwykle przyjmowane są bez przeprowadzania dodatkowych badań i obliczeń.

Ciśnienie to można również wyrazić jako:

$$P_{max} = \frac{1}{\alpha} \gamma H_{cem} \quad \text{Eq. 5.8}$$

gdzie $\gamma = \rho g$ to ciężar objętościowy, a $\alpha = 1/a$. Wartość ciężaru objętościowego zwykle wynosi ok. 0.022 MPa/m (co odpowiada $\bar{\rho} \cong 2200 \text{ kg/m}^3$ i $g = 9.81 \text{ m/s}^2$) (Kłeczek i in., 2005).

Bardziej złożoną formą obliczania ciśnień operacyjnych, źródłową względem używania prostych współczynników bezpieczeństwa, jest oparcie obliczania ciśnień operacyjnych o gradient mikroszczelinowania, g_{szczel} , (*ang. shut-in pressure gradient*) i gradient wytrzymałościowy, g_{wytr} , wówczas:

$$P_{max} = g_{szczel} H_{cem} \quad \text{Eq. 5.9}$$

$$P_{min} = g_{wytr}(H_{sr} - H_0) = g_{wytr} H_{cem} + p_0 \quad \text{Eq. 5.10}$$

gdzie H_{sr} to głębokość do środka kawerny, H_0 głębokość środka kawerny, dla której minimalne ciśnienie może być zerowe. p_0 to parametr pochodny, będący iloczynem g_{wytrz} i $-h_0$, stosowanym dla uproszczenia obliczeń. Dodatkowo, jeżeli $H_{cem} < H_0$, $\mathbb{P}_{min} = 0$.

Gradient mikroszczelinowania jest wyznaczany w trakcie wykonywania wiercenia na dnie otworu (głębokość, na której będzie ulokowany strop kawerny), podczas testu mikroszczelinowania na odizolowanych odcinkach otworu. Dla poszczególnych interwałów wyznacza się tzw. ciśnienie mikroszczelinowania P_{szczel} , definiowane jako ciśnienie, przy którym dochodzi do samoistnego zamknięcia się szczelin utworzonych na wcześniejszym etapie eksperymentu. Dla danej głębokości $P_{szczel} = P_{max}$ więc gradient mikroszczelinowania można wyznaczyć jako współczynnik kierunkowy prostej dopasowanej do danych na wykresie $P_{szczel}(H)$, uzyskanych z eksperymentu, przy czym założenie liniowej zależności jest przybliżeniem, a nie ścisłym opisem fizycznym (Bérest i in., 2020). Przykładowo, dla KMPG Mogilno wyznaczono $g_{szczel}=0,00812$ (zwykle wartości te są w granicach 0.017-0.019 MPa/m) (Ślizowski i Urbańczyk, 2011). Wyznaczenie parametrów ciśnienia minimalnego (g_{wytrz} i H_0) jest bardziej złożone. Zasadniczo parametry te powinny prowadzić do takiej wartości P_{min} , powyżej których nie występują efektywne naprężenia tensyjne na ociosach kawerny. H_0 jest głębokością, dla których warunek ten jest spełniony niezależnie od ciśnienia gazu w kawernie, i zwykle jest ona mniejsza niż 500 m (przykład: 454,4 m, KPMG Mogilno, Ślizowski i Urbańczyk, 2011). g_{wytrz} jest natomiast parametrem określającym jak wraz z lokowaniem kawerny coraz głębiej w stosunku do H_0 wzrasta minimalne ciśnienie, dla którego zaczynają pojawiać się efektywne naprężenia tensyjne. Nie ma jednej, ściśle skodyfikowanej metody wyznaczania tych parametrów, najbardziej popularne są jednak zróżnicowane metody modelowania numerycznego (np. Schmidt i Staudtmeister, 1989; Ślizowski i Urbańczyk, 2011).

5.3.2 Pojemność

Pierwszym z dwóch parametrów kluczowych do obliczeń pojemności jest objętość kawerny, najczęściej określanej dla przybliżonego kształtu przedstawionego na Fig. 5-3 i opisanego przez Eq. 5.3. Taka wyidealizowana objętość może zostać pomniejszona do wartości bliższych rzeczywistości uzyskiwanym przez uwzględnienie kilku współczynników korekcyjnych, np. udziału substancji nierozpuszczalnej (która będzie zalegać w rząpiu), stopnia zbitcia tej substancji i możliwości jej ewentualnego usunięcia, czy współczynnika uwzględniającego nieregularności związane z rozbieżnością pomiędzy kształtem projektowanym a kształtem ostatecznie wyługowanym (np. Kunstman i in., 2009; Ślizowski i Urbańczyk, 2011; Williams i in., 2022). Współczynniki te są zwykle prostymi mnożnikami, które modyfikują objętość w zakresie kilkudziesięciu procent. Część metod obliczeniowych uwzględnia również szacunkowo konwergencję kawerny w celu oceny zmiany pojemności po określonym czasie od uruchomienia magazynu.

Niezależnie od metody wyznaczenia ciśnienia maksymalnego i minimalnego następnym krokiem jest obliczenie ilości gazu w kawernie dla tych ciśnień, tutaj w formie masy, m :

$$m = \rho V = \frac{PVM}{RTZ} \quad \text{Eq. 5.11}$$

gdzie ρ jest gęstością gazu dla danego ciśnienia, R jest stałą gazową, M jest masą molową gazu, T temperaturą, a Z współczynnikiem ściśliwości danego gazu. Temperaturę najczęściej określa się na podstawie gradientu geotermicznego na głębokości centrum kawerny. W podejściu tym rzadko brany

jest pod uwagę wpływ zmiany gęstości wraz ze zmianą ciśnienia czy temperatury. Pojemność magazynowa w formie masy, m_{mag} , jest różnicą pomiędzy masą gazu w kawernie przy minimalnym i maksymalnym ciśnieniu:

$$m_{mag} = m(P_{max}) - m(P_{min}) \quad \text{Eq. 5.12}$$

Pojemność magazynowa w formie masy może zostać przeliczona na ilość składowanej energii, E_{mag} , przez uwzględnienie właściwej energii opałowej składowanej substancji, e :

$$E_{mag} = em_{mag} \quad \text{Eq. 5.13}$$

lub do objętości znormalizowanej, V_{magN} , przez przekształcenie:

$$V_{magN} = \frac{m_{mag}}{\rho_N} \quad \text{Eq. 5.14}$$

gdzie ρ_N to gęstość substancji w warunkach normalnych.

5.3.3 Dostarczalność

Istotnym parametrem operacyjnym kawerny jest dostarczalność gazu, czyli maksymalne tempo z jakim gaz jest w stanie wypłynąć z kawerny pod wpływem ciśnienia własnego. Jest ono oczywiście silnie zależne od chwilowego ciśnienia operacyjnego, które z kolei zależy od stanu napełnienia kawerny. Zwyczajowo relację pomiędzy ciśnieniem a tempem poboru substancji gazowej w dowolnej formy zbiorniku podziemnym oblicza się za pomocą wzoru:

$$Q = C_Q(P_o - P_a)^{n_Q} \quad \text{Eq. 5.15}$$

gdzie Q to ilość gazu wypływająca z otworu w jednostce czasu, P_o to chwilowe ciśnienie operacyjne w magazynie, P_a to ciśnienie na powierzchni (atmosferyczne), a C_Q i n_Q to wyznaczone empirycznie współczynniki dla danego magazynu/otworu (Ali, 2021). Wyznaczenie współczynników empirycznych jest jednak możliwe dopiero na etapie operacyjnym kawerny.

Pełne wykorzystanie wyznaczonej w ten sposób dostarczalności niekoniecznie jest wskazane. Może np. zająć potrzeba ograniczenia tempa poboru ze względów geotechnicznych. Zbyt szybkie tempo poboru, niezależnie od stanu ciśnień, może mieć negatywny wpływ na stateczność kawerny (Williams i in., 2022). Do prognoz na etapie projektowym używa się więc uproszczonych zależności takich jak:

$$E_d = \frac{E_{mag}\Delta P_d}{P_{max} - P_{min}} \quad \text{Eq. 5.16}$$

gdzie E_d to maksymalna uzyskiwana dzienna ilość energii dostarczanej z magazynu, a ΔP_d to dopuszczalna dzienna zmiana ciśnienia w kawernie. Wartość ΔP_d nie jest jednoznacznie ustalona, przyjmuje się jednak, że współczynnik ten jest zmienny w zależności od rozpatrywanego zakresu czasu, a główne warunki, jakie powinno się spełnić to: (1) dzienny pobór gazu, który nie powinien przekraczać 10% całkowitej pojemności magazynowej kawerny i (2) roczna całkowita wymiana gazu w kawernie, która nie powinna przekroczyć 10-krotności jej pojemności (tj. równowartości 10 pełnych cykli zatłaczania i poboru) (Williams i in., 2022). Stąd na podstawie ograniczenia w skali roku:

$$\Delta P_d = \frac{10(P_{max} - P_{min})}{365} \quad \text{Eq. 5.17}$$

Za pomocą odpowiednich przekształceń dostarczalność można wyrazić zamiast w formie energii opałowej również w formie masy (m_d) lub objętości znormalizowanej gazu (V_{dN}):

$$m_d = \frac{m_{mag} \Delta P_d}{P_{max} - P_{min}} \quad \text{Eq. 5.18}$$

$$V_{dN} = \frac{V_{magN} \Delta P_d}{P_{max} - P_{min}} \quad \text{Eq. 5.19}$$

5.4 Pola i obszary magazynowe

Kawerny są często grupowane w pola magazynowe, w formie klastrowej lub z niezależnymi instalacjami. Często rozpatruje się również tak zwany potencjał magazynowy większych obszarów, to znaczy ilość gazu i/lub ekwiwalentnej energii możliwej do zmagazynowania na danym terenie w przeliczeniu na jednostkę powierzchni. W takich wypadkach konieczna jest optymalizacja rozkładu kawern w siatce, uwzględniając minimalny dystans między kawernami. Za taką odległość, oznaczaną jako L , uznaje się zwyczajowo 2-4-krotność średnicy kawerny (Staudtmeister i Rokahr, 1997; Caglayan i in., 2020). Wartości te są przez autorów niektórych opracowań krytykowane za nadmierny konserwatyzm (Wang i in., 2016).

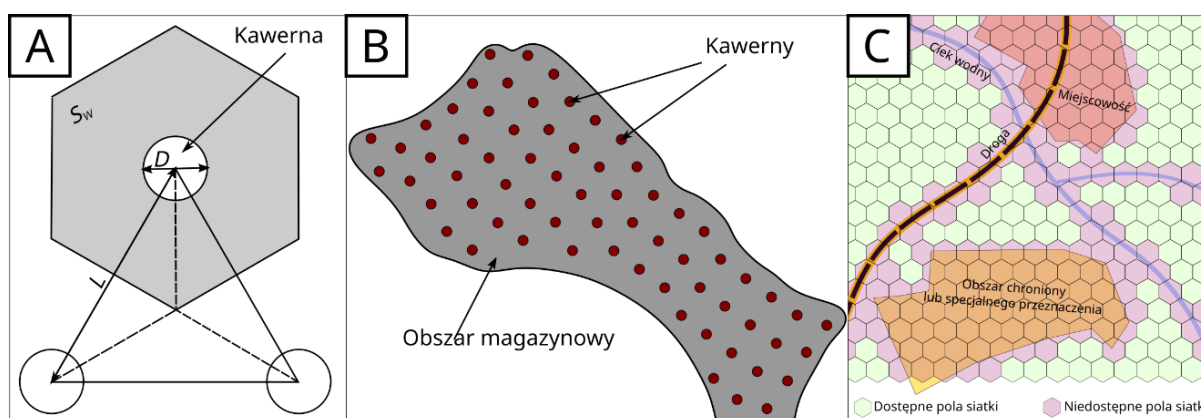


Fig. 5-10 Rozkłady kawern w obszarze A) rozkład heksagonalny wraz z bazowymi elementami siatki (Ślizowski i in., 2011); B) rozkład algorytmicznie optymalizowany (zmodyfikowano za Caglayan i in., 2020); C) Rozkład heksagonalny po zastosowaniu filtrów buforowania infrastruktury, dostępności terenu i obszarów specjalnego przeznaczenia

Wzajemne rozmieszczenie kawern jest teoretycznie możliwe w wielu układach. W praktyce stosuje się zwykle rozkład heksagonalny albo rozkład optymalizowany algorytmicznie. Rozkład heksagonalny (Fig. 5-10A) charakteryzuje się jednolitymi odległościami pomiędzy centrami kawern. Rozkład ten ma formę siatki trójkątów równobocznych o boku L z kawernami w narożnikach, będącą jednocześnie siatką sześciokątów foremnych o boku $0,5L$ z kawernami w środkach i punktami równoodległymi między trzema sąsiadującymi kawernami w narożnikach. W tym drugim przypadku powierzchnia sześciokąta wyznacza powierzchnię przypisaną do pojedynczej kawerny, S_k , określoną przez wzór:

$$S_k = 3\pi L^2 \quad \text{Eq. 5.20}$$

Układ taki charakteryzuje się maksymalnym możliwym wykorzystaniem danej powierzchni, jeżeli nie uwzględnia on warunków panujących na brzegach związanych z przebiegiem granic pokrywanego obszaru (np. Ślizowski i in., 2011; Ślizowski i Urbańczyk, 2011). Drugim rozwiązaniem jest układ optymalizowany algorytmicznie (Fig. 5-10B), w którym rozmieszczenie kawern jest dopasowane do granic obszaru i ewentualnych buforów infrastrukturalnych za pomocą algorytmów manualnych lub komputerowych, tak aby pomieścić maksymalną ilość kawern w jego obrębie. W tym przypadku odległość między poszczególnymi kawernami może być większa niż minimalna, ale ze względu na dopasowanie ich rozkładu do granic obszaru jest to rozwiązanie korzystniejsze niż układ regularnej siatki heksagonalnej. Na etapie projektowania ważne jest uwzględnienie również wewnętrznej dostępności terenu, tj. wzięcie pod uwagę obiektów uniemożliwiających konstrukcję kawern w danym miejscu – np. istniejącej infrastruktury, obszarów specjalnego przeznaczenia, obszarów

chronionych, itd., wraz z odpowiednimi buforami (Fig. 5-10C) (np. Caglayan i in., 2020; Williams i in., 2022). Grupowanie kawern ma też wpływ na ich konstrukcję. Z przyczyn technicznych związanych z działalnością operacyjną magazynu korzystne jest by stropy kawern zgrupowanych w klastrze znajdowały się na identycznej głębokości – oznacza to, że w przypadku kawern w nachylonych pokładach wysokość kawern spada wraz z przemieszczaniem się w górę upadu (Fig. 5-11) (Kłeczek i in., 2005).

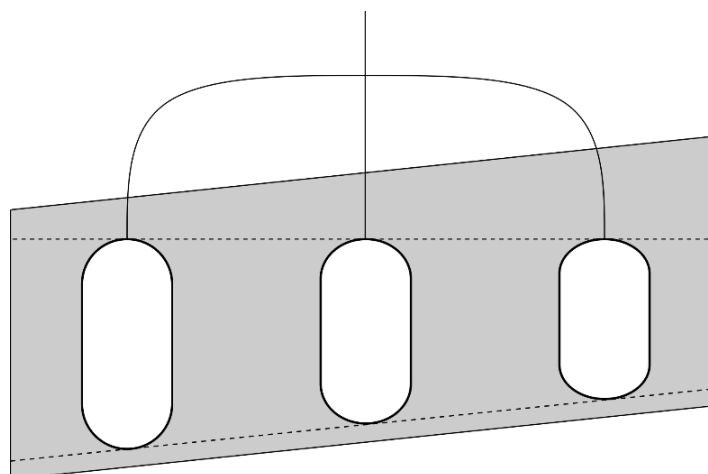


Fig. 5-11 Zmienność rozmiarów sklastrowanych kawern wywołana stałą głębokością stropu

Z układu kawern wynika średnia ich liczba przypadająca na jednostkę powierzchni. Znając pojemność pojedynczej kawerny można więc ocenić potencjał magazynowy obszaru, wyrażany jako pojemność magazynową odniesioną do pola powierzchni terenu. Uwzględniając przestrzenną zmienność pojemności pojedynczej kawerny, w zależności od lokalnych warunków geologicznych (miąższość i zaleganie złoża), można stworzyć mapy prezentujące zmienność tego potencjału w przestrzeni (np. Ślizowski i Urbańczyk, 2011; Lankof i Tarkowski, 2020; Williams i in., 2022). Przykład takiej mapy opracowanej w ramach niniejszego projektu jest przedstawiony na Fig. 5-12. Mapy takie są pomocne w określaniu obszarów najbardziej perspektywicznych dla lokalizacji magazynów. Analogicznie, zastępując pojemność magazynową dostarczalnością, można obliczyć dostarczalność potencjalną całego pola/obszaru (Williams i in., 2022).

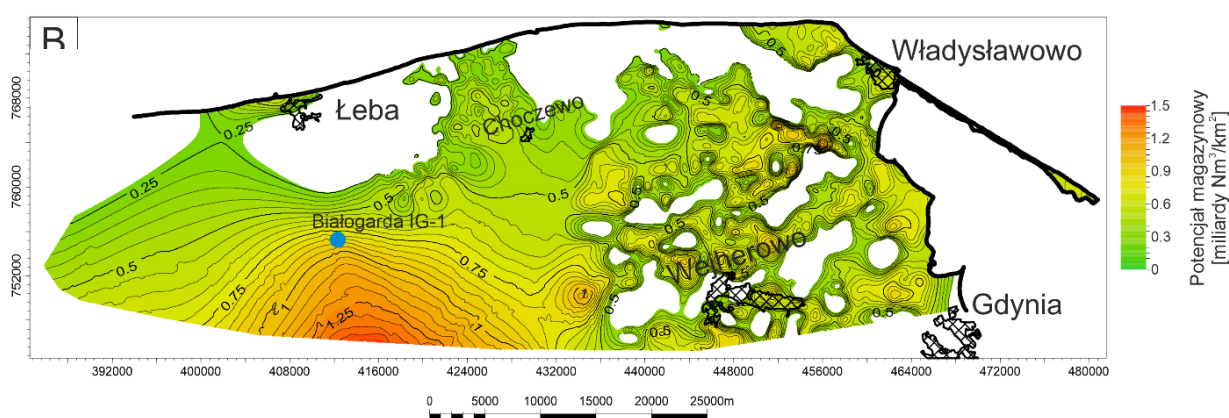


Fig. 5-12 Przykład mapy zmienności potencjału magazynowego dla obszaru wyniesienia Łeby. Potencjał był liczony wyłącznie dla pokładów o miąższości powyżej 100 m, złoża o mniejszej miąższości uznano za nieprzydatne. Na szaro oznaczono izopachyty złoża, skala barwna dotyczy potencjału magazynowego

5.5 Praktyka wyznaczania parametrów kawern i obszarów magazynowych

W literaturze zaproponowano wiele metod wyznaczania parametrów geometrycznych i operacyjnych kawern oraz obszarów magazynowych. Poszczególne czynniki oraz ich waga przy określaniu pojemności magazynowej mogą różnić się między sobą. W Tabeli 5-1 zebrano kryteria obliczania tych parametrów na podstawie dziesięciu przykładowych opracowań z literatury.

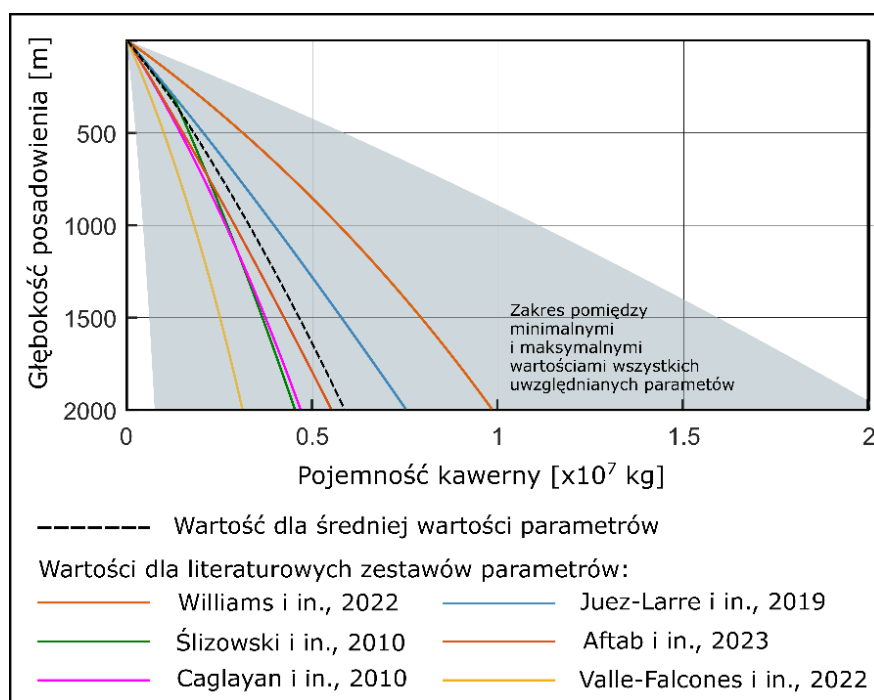


Fig. 5-13 Zmienność pojemności magazynowej pojedynczej kawerny w zależności od głębokości posadowienia kawerny dla dobranych parametrów dla złoża o miąższości 200 m i upadzie 10°. Szare pole wyznacza teoretyczny zakres możliwych do osiągnięcia pojemności przy kombinacji parametrów z różnych zestawów w celu maksymalizacji i minimalizacji wyznaczania potencjału magazynowego

W celu określenia rozrzutu możliwych pojemności oraz relatywnego wpływu poszczególnych parametrów, wynikającego ze stosowania różnych założeń, przeprowadzono analizę, w której dla poszczególnych zestawów parametrów z Tab. 5-1 określono pojemność magazynową pojedynczej kawerny w funkcji głębokości posadowienia między 500 i 2000 m. Obliczenia przeprowadzono dla pokładu o miąższości 200 m, upadzie 10° i średniej gęstości nadkładu 2000 kg/m³. Pozostałe parametry zostały wykorzystane zgodnie z Tab. 5-1. Wyniki przedstawiono na Fig. 5-13. W żadnym modelu nie uwzględniono wpływu konwergencji, a maksymalne i minimalne wysokości kawerny nie odgrywały roli ze względu na posadowienie kawerny w złożu o ustalonej miąższości. Dodatkowo, ze względu na zbliżone wartości parametrów i sposoby obliczania pojemności magazynowej prac Ślizowskiego (2010), Ślizowskiego i in. (2011), Ślizowskiego i Urbańczyka (2011), Lankofa i Tarkowskiego (2020) oraz Lankofa (2022) zdecydowano się na wybór jednego, najbardziej kompletnego zestawu parametrów tj. Ślizowskiego (2010) jako zestawu reprezentacyjnego. W pracach Juez-Larre i in. (2019) i Valle-Falcones i in. (2022) brakujące wartości, opisujące parametry geometryczne, uzupełniono parametrami z pracy Caglayan i in. (2020), dla której wartości pozostałych parametrów były najbardziej zbliżone. W przypadku brakującej wartości ciśnienia minimalnego w pracy Aftaba i in. (2023), także wykorzystano dane z zestawu Caglayan i in. (2020).

Tab. 5-1 Kompilacja czynników i wartości używanych w różnych pracach w celu obliczenia objętości, pojemności i potencjału magazynowego kawern

Czynnik	Williams i in. (2022)	Ślizowski i in. (2010)	Caglayan i in. (2020)	Lankof i Tarkowski (2020)	Lankof i in. (2022)	Ślizowski i in. (2011)	Ślizowski i Urbańczyk (2011)	Juez-Larre I in. (2019)	Aftab i in. (2023)	Valle-Falcones i in. (2022)
Ciśnienie minimalne	Eq. 5.7, $b=0.3$	Eq. 5.10, $g_{wytr} = 0.007$ MPa/m, $= p_0 - 2,35$ MPa	Eq. 5.7, $b=0.24$	Eq. 5.7, $g_{wytr} = 0.00835$, h_0	b.d.	Eq. 5.10, $g_{wytr} = 0.008$ MPa/m, $p_0 = -2,35$ MPa	$H_p * g_{wytr}$ (0.008 MPa/m) + p_0 (- 2,35 MPa)	50% P_{max}	b.d.	Eq. 5.7, $b=0.3$
Ciśnienie maksymalne	Eq. 5.6, $a=0.8$	Eq. 5.9, $g_{szcel} = 0.018$ MPa/m	Eq. 5.6, $a=0.8$	Eq. 5.9, $g_{szcel} = 0.016$ MPa/m	b.d.	Eq. 5.9, $*g_{szcel} = 0.018$ MPa/m	Eq. 5.9, $g_{szcel} = 0.018$ MPa/m	18 MPa, stała	Eq. 5.6, $a=0.8$	Eq. 5.6, $a=0.8$
Gradient geotermiczny	32 K/km	10 K/km	25 K/km	27 K/km	10 K/km	-	10 K/km	-	-	32 K/km
Średnia temperatura na powierzchni	283 K	283 K	288 K	285 K	285 K	-	283 K	-	-	283 K
Lokalizacja obliczenia temperatury	Centrum	Centrum	Gradient	Centrum	Centrum	Stała	Centrum	Stała	Stała	Dno
Temperatura w kawernie	Z gradientu	Z gradientu	Z gradientu	Z gradientu	Z gradientu	273,15 K	Z gradientu	373 K	333 K	Z gradientu
Mięższość półki stopowej	10	30	0,75 D	45	45	45	45	b.d.	0,75 D	b.d.
Długość szyi kawerny	10	15	zawarta w półce stopowej	15	15	15	15	b.d.	zawarta w półce stopowej	b.d.
Mięższość półki spągowej	10	5	0,2 D	5	5	5	5	b.d.	0,2 D	b.d.
Średnica kawerny	100	2h/3 danej kawerny (max 60)	52 dla pokładów 84 dla wysadów	2h/3 danej kawerny (max 60)	2h/3 danej kawerny (max 67)	2h/3 danej kawerny (max 60)	2h/3 danej kawerny (max 60)	100	84	48
Układ kawern	Siatka heksagonalna	Brak, praca dot. 1 kawerny	Układ optymalizowany algorytmicznie	Siatka heksagonalna	Siatka heksagonalna	Siatka heksagonalna	Siatka heksagonalna	Siatka heksagonalna	Siatka heksagonalna	Brak, praca dot. 1 kawerny

Uwzględnienie ograniczeń terenu	Bufor infrastrukturowy	-	GLAES model	-	-	-	-	Efektywna ilość jako 50% teoretycznej	Odległość od wybrzeża i dróg	-
Odległość między centami kawern w siatce	150	b.d.	500 dla pokładów 2500 dla wysadów	150	200	250	2.75 max(D) +H _p /800	160	336	Brak, praca dot. 1 kawerny
Minimalna głębokość posadowienia kawerny	250	b.d.	500	b.d.	b.d.	500	500	500	b.d.	b.d.
Maksymalna głębokość posadowienia kawerny	1800	1800	2500	1800	1800	1800	2500	1500	b.d.	b.d.
Minimalna wysokość kawerny	20	100	120	85	65	85	65	300	120	240
Maksymalna wysokość kawerny	300	250	300	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	300	120	240
Współczynnik nieregularności kształtu	0,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zawartość części nierozpuszczalnych	0,25	0,1	-	-	-	0,2	0,2	-	-	-
Współczynnik usuwalności materiału nierozpuszczalnego	0,135	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Współczynnik zbitcia materiału nierozpuszczalnego	1,46	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Konwergencja	Nie	Tak	Nie	Nie	Nie	Nie	Tak	Nie	Nie	Nie
Prawo pełzania	-	Power-law	-	-	-	-	Power-law	-	-	-
Rozpatrywany czas konwergencji	-	15 lat	-	-	-	-	15 lat	-	-	-

Dostarczalność gazu	Tak (jako energia)	Nie	Nie	Nie	Nie	Nie	Tylko czas cykliów	Nie	Nie	Tak (jako energia)
---------------------	--------------------	-----	-----	-----	-----	-----	--------------------	-----	-----	--------------------

Dodatkowo dla każdego parametru określono, czy jest on wprost czy odwrotnie proporcjonalny do pojemności i na tej podstawie dobrano zestawy parametrów maksymalizujące i minimalizujące pojemność magazynową. Zestawy te wyznaczają maksymalny możliwy zakres zmienności dla pojemności magazynowej dla określonych warunków. Zakres ten przedstawiony jako szare pole na Fig. 5-13 wskazuje na bardzo duży możliwych rozrzut wartości pojemności przekraczającego nawet jeden rząd wielkości dla pełnego spektrum zmienności parametrów. Warto zauważyć jednak, że rozbieżności pomiędzy konkretnymi zestawami parametrów są dużo mniejsze. Porównanie pojemności kawerny dla dwóch skrajnych zestawów wskazuje, że pojemność dla zestawu Williamsa i in. (2022) jest około trzykrotnie wyższa niż dla zestawu Valle-Falcones i in. (2022).

Wyniki przeprowadzonej analizy wskazują na to, że dobór poszczególnych parametrów ma znaczący wpływ na pojemność magazynową. Niektóre wartości parametrów wynikają z lokalnych uwarunkowań, np. gradient geotermiczny czy współczynniki dotyczące materiału ługowanego. Pozostałe parametry są jednak założeniami, których przyjęcie (w obrębie pewnego zakresu dopuszczalnych wartości) jest w mniejszym lub większym stopniu arbitralne. Należy zaliczyć do nich 1) parametry geometryczne (wymiały półek stropowych i spągowych i ich ewentualną zależność od upadu złoża, długość szyi kawerny, średnica kawerny); oraz 2) sposób obliczania maksymalnego i minimalnego dopuszczalnego ciśnienia. Parametry geometryczne decydują o objętości kawerny, a zakres pomiędzy ciśnieniem maksymalnym i minimalnym o ilości gazu, jaki może zostać składowany w danej objętości. Pojemność magazynowa kawerny jest liniowo zależna zarówno od objętości, jak i ciśnienia operacyjnego.

Fig. 5-14A przedstawia dla sześciu wybranych zestawów parametrów geometrycznych z Tab. 5-1 rekomendowany kształt i objętość kawerny ulokowanej w pokładzie soli o miąższości 200 m i upadzie 10°. Objętość kawerny zgodnie z wytycznymi proponowanymi przez Valle-Falcones i in. (2022) może wynosić ok. 0.25 mln m³, natomiast zgodnie z kryteriami przedstawianymi przez Williamsa i in. (2022) nawet 1.07 mln m³. Wskazuje to, że w zależności od przyjętej metody objętość pojedynczej kawerny może różnić się nawet czterokrotnie.

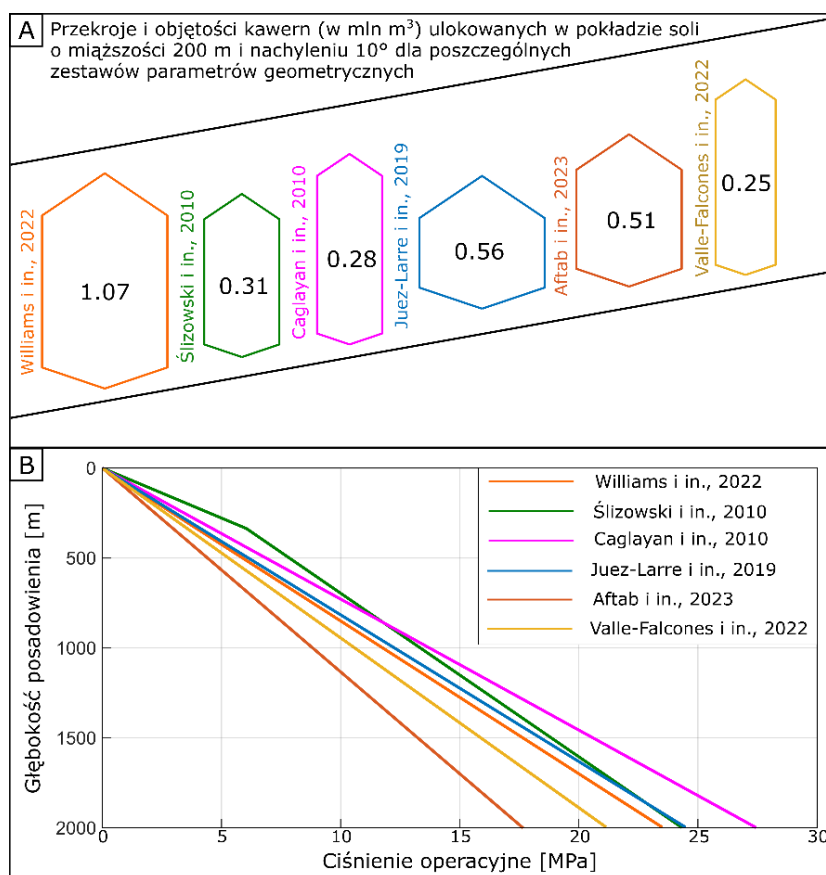


Fig. 5-14 A) Przekroje kawern, ich lokalizację w pokładzie i objętości dla poszczególnych zestawów parametrów. B) Zależność ciśnienia operacyjnego od głębokości dla różnych zestawów parametrów

Na Fig. 5-14B przedstawione są ciśnienia operacyjne w funkcji głębokości posadowienia. Przy obliczeniach założono gęstość nadkładu 2000 kg/m³. Wpływ metody obliczania ciśnień jest mniejszy niż w przypadku Aftab i in. (2023) i sięga do ok. 40% różnicy pomiędzy prognozami dla skrajnych zestawów parametrów. Należy również zauważyć, że dwuczłonowość metody wyznaczania ciśnienia minimalnego dla zestawu Ślizowskiego (a także pozostałych analogicznych do niego zestawów) powoduje, że metoda ta prognozuje wyższe wartości ciśnienia operacyjnego na niewielkich głębokościach, ale daje niższe wartości na większych głębokościach.

Warto zauważyć, że praca Williamsa i in. (2022) zawiera kilka dodatkowych parametrów takich jak współczynnik nieregularności kształtu oraz współczynniki usuwalności i zbitcia materiału nierozpuszczalnego. Natomiast w niektórych z pozostałych prac pojawia się jedynie parametr zawartości części nierozpuszczalnych. Wszystkie te czynniki prowadzą do kumulatywnego zmniejszenia użytkowej objętości kawerny, co w efekcie ogranicza użytkową objętość kawerny, nawet do około połowy jej objętości geometrycznej.

5.6 Literatura

- Adamuszek, M., Tămaş, D.M., Barabasch, J., Urai, J.L., 2021. Rheological stratification in impure rock salt during long-term creep: morphology, microstructure, and numerical models of multilayer folds in the Ocnele Mari salt mine, Romania. *Solid Earth* 12, 2041–2065. <https://doi.org/10.5194/se-12-2041-2021>
- Aftab, A., Hassanpouryouzband, A., Naderi, H., Xie, Q., Sarmadivaleh, M., 2023. Quantifying onshore salt deposits and their potential for hydrogen energy storage in Australia. *Journal of Energy Storage* 65, 107252. <https://doi.org/10.1016/j.est.2023.107252>
- Ali, A., 2021. Data-driven based machine learning models for predicting the deliverability of underground natural gas storage in salt caverns. *Energy* 229, 120648. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2021.120648>
- Asgari, A., Ramezanzadeh, A., Jalali, S.M.E., Brouard, B., 2020. Stability Analysis of Salt Cavern Gas Storage Using 2D Thermo-Hydro-Mechanical Finite-Element Software. *Journal of Mining and Environment* 11. <https://doi.org/10.22044/jme.2019.8357.1715>
- Azabou, M., Rouabhi, A., Blanco-Martín, L., 2021. Effect of insoluble materials on the volumetric behavior of rock salt. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 13, 84–97. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2020.06.007>
- Bérest, P., Brouard, B., 2003. Safety of Salt Caverns Used for Underground Storage Blow Out; Mechanical Instability; Seepage; Cavern Abandonment. *Oil & Gas Science and Technology* 58, 361–384. <https://doi.org/10.2516/ogst:2003023>
- Bérest, P., Brouard, B., Karimi-Jafari, M., Réveillère, A., 2020. Maximum admissible pressure in salt caverns used for brine production and hydrocarbon storage. *Oil & Gas Science and Technology – Revue d’IFP Energies nouvelles* 75, 76. <https://doi.org/10.2516/ogst/2020068>
- Böttcher, N., Görke, U.-J., Kolditz, O., Nagel, T., 2017. Thermo-mechanical investigation of salt caverns for short-term hydrogen storage. *Environmental Earth Sciences* 76, 98. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6414-2>
- Caglayan, D.G., Weber, N., Heinrichs, H.U., Linßen, J., Robinius, M., Kukla, P.A., Stolten, D., 2020. Technical potential of salt caverns for hydrogen storage in Europe. *International Journal of Hydrogen Energy* 45, 6793–6805. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2019.12.161>
- Cała, M., Cyran, K., Kowalski, M., Wilkosz, P., 2018. Influence of the Anhydrite Interbeds on a Stability of the Storage Caverns in the Mechelinki Salt Deposit (Northern Poland). *Archives of Mining Sciences* 63, 1007–1025. <https://doi.org/10.24425/ams.2018.124990>
- Costa, P.V.M., Costa, A.M., Poiate Jr, E., Amaral, C.S., Pereira, A.M.B., 2015. Computer Modeling Applied in the Design of Underground Salt Caverns Opened by Solution Mining for Gas Storage. *Zaprezentowano na 49th U.S. Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, ARMA-2015-393*.

- Cyran, K., 2020. Insight Into a Shape of Salt Storage Caverns. *Archives of Mining Sciences*. <https://doi.org/10.24425/ams.2020.133198>
- Cyran, K., 2021. The Influence of Impurities and Fabrics on Mechanical Properties of Rock Salt for Underground Storage in Salt Caverns – a Review. *Archives of Mining Sciences*. <https://doi.org/10.24425/ams.2021.137454>
- Gillhaus, A., Horvath, P.L., 2008. Compilation of geological and geotechnical data of worldwide domal salt deposits and domal salt cavern fields. Solution Mining Research Institute and KBB Underground Technologies GmbH, Clarks Summit, PA, USA.
- Iglauer, S., 2022. Optimum geological storage depths for structural H₂ geo-storage. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 212, 109498. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109498>
- Jiang, J., Hou, Z., Hou, K., Sun, W., Fang, Y., 2022. Long-term operational stability analysis of underground storage in horizontal salt cavern with interlayer. *The Mechanical Behavior of Salt X*. CRC Press, 626–638.
- Juez-Larré, J., Van Gessel, S., Dalman, R., Remmelts, G., Groenenberg, R., 2019. Assessment of underground energy storage potential to support the energy transition in the Netherlands. *First Break* 37, 57–66. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.n0039>
- Kłeczek, Z., Radomski, A., Zeljaś, D., 2005. Podziemne magazynowanie. CMAG KOMAG, Gliwice.
- Kunstman, A., Poborska-Młynarska, K., Urbańczyk, K., 2009. Geologiczne i górnicze aspekty budowy magazynowych kavern solnych. *Przegląd geologiczny* 57, 819–928.
- Lankof, L., Nagy, S., Polański, K., Urbańczyk, K., 2022. Potential for Underground Storage of Liquid Fuels in Bedded Rock Salt Formations in Poland. *Energies* 15, 7005. <https://doi.org/10.3390/en15197005>
- Lankof, L., Tarkowski, R., 2020. Assessment of the potential for underground hydrogen storage in bedded salt formation. *International Journal of Hydrogen Energy* 45, 19479–19492. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2020.05.024>
- Leuger, B., Staudtmeister, K., Zapf, D., 2012. The thermo-mechanical behavior of a gas storage cavern during high frequency loading., *Mechanical Behavior of Salt VII*.
- Li, J., Tang, Y., Shi, X., Xu, W., Yang, C., 2019. Modeling the construction of energy storage salt caverns in bedded salt. *Applied Energy* 255, 113866. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2019.113866>
- Makhmutov, A.A., Kumar, K.R., Spiers, C.J., Hajibeygi, H., 2020. Cyclic Energy Storage in Salt Caverns: nonlinear finite-element modelling of rock salt creep at reservoir scale.
- Merey, S., 2019. Prediction of pressure and temperature changes in the salt caverns of Tuz Golu underground natural gas storage site while withdrawing or injecting natural gas by numerical

- simulations. *Arabian Journal of Geosciences* 12, 205. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4405-1>
- Munson, D.E., Myers, R.E., 2000. Relative evaluation of storage cavern volume measurements. Sandia National Lab.(SNL-NM), Albuquerque, NM (United States); Sandia
- Nazary Moghadam, S., Mirzabozorg, H., Noorzad, A., 2013. Modeling time-dependent behavior of gas caverns in rock salt considering creep, dilatancy and failure. *Tunnelling and Underground Space Technology* 33, 171–185. <https://doi.org/10.1016/j.tust.2012.10.001>
- Reed, A., Greene, D., 2012. Salt Caverns in the Oil Sands. SMRI Conference Saskatchewan.
- Schmidt, U., Staudtmeister, K., 1989. Determining minimum permissible operating pressure for a gas cavern using the finite element method. *Storage of Gases in Rock Caverns*. Routledge, 103–112.
- Ślizowski, J., Serbin, K., Wiśniewska, M., 2010. Efektywna pojemność komór magazynowych gazu w pokładowych złożach soli kamiennej. *Geologia/Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie* 36, 407–417.
- Ślizowski, J., Urbańczyk, K., Lankof, L., Serbin, K., 2011. Analiza zmienności polskich pokładów soli kamiennej w aspekcie magazynowania gazu. *Wiertnictwo, Nafta, Gaz* 28, 431–443.
- Ślizowski, Urbańczyk, K., 2011. Możliwości magazynowania gazu ziemnego w polskich złożach soli kamiennej w zależności od warunków geologiczno-górnictwowych. Wydawnictwo IGSMiE PAN, Kraków.
- Tarkowski, R., 2017. Wybrane aspekty podziemnego magazynowania wodoru. *Przegląd Geologiczny* 65, 282–291.
- Tarkowski, R., Czapowski, G., 2018. Salt domes in Poland – Potential sites for hydrogen storage in caverns. *International Journal of Hydrogen Energy* 43, 21414–21427. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2018.09.212>
- Urbańczyk, K., 2018. Model numeryczny procesu ługowania (Proces ługowania kawern solnych cz. III). *Przegląd Solny* 14.
- Urbańczyk, K., Gąska, K., 2007. Exploitation of the gas storage cavern aided by computer simulation–Mogilno case study. Zaprezentowano na ATW SPE Workshop “Underground Gas Storage–Today and Tomorrow, Krakow, Poland.
- Valle-Falcones, L.M., Grima-Olmedo, C., Mazadiego-Martínez, L.F., Hurtado-Bezos, A., Eguilior-Díaz, S., Rodríguez-Pons, R., 2022. Green Hydrogen Storage in an Underground Cavern: A Case Study in Salt Diapir of Spain. *Applied Sciences* 12, 6081. <https://doi.org/10.3390/app12126081>
- Warren, J.K., 2016. *Evaporites: A Geological Compendium*. Springer International Publishing, Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-13512-0>

- Warren, J.K., 2017. Salt usually seals, but sometimes leaks: Implications for mine and cavern stabilities in the short and long term. *Earth-Science Reviews* 165, 302–341. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.11.008>
- Williams, J.D.O., Williamson, J.P., Parkes, D., Evans, D.J., Kirk, K.L., Sunny, N., Hough, E., Vosper, H., Akhurst, M.C., 2022. Does the United Kingdom have sufficient geological storage capacity to support a hydrogen economy? Estimating the salt cavern storage potential of bedded halite formations. *Journal of Energy Storage* 53, 105109. <https://doi.org/10.1016/j.est.2022.105109>
- Zhang, G., Wang, Z., Liu, J., Li, Y., Cui, Z., Zhang, H., Wang, L., Sui, L., 2020. Stability of the bedded key roof above abandoned horizontal salt cavern used for underground gas storage. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 79, 4205–4219. <https://doi.org/10.1007/s10064-020-01830-x>
- Zhang, Q., Liu, J., Wang, L., Luo, M., Liu, H., Xu, H., Zou, H., 2020. Impurity Effects on the Mechanical Properties and Permeability Characteristics of Salt Rock. *Energies* 13, 1366. <https://doi.org/10.3390/en13061366>
- Zheng, Y., Wanyan, Q., Qiu, X., Kou, Y., Ran, L., Lai, X., Wu, S., 2020. New technologies for site selection and evaluation of salt-cavern underground gas storages. *Natural Gas Industry B* 7, 40–48. <https://doi.org/10.1016/j.ngib.2019.06.002>

6 Utwory cechsztynu na obszarze wyniesienia Łeby

(Marta Adamuszek, Grzegorz Czapowski)

6.1 Wstęp

Utwory ewaporatowe górnego permu (cechsztyń) na obszarze Polski powstały we wschodniej części wielkiego Południowego Basenu Permskiego (PBP) w Europie (Van Wees i in., 2000). Basen ten rozciągał się od Wielkiej Brytanii, przez Holandię, Danię, Niemcy i Polskę aż po Litwę i Łotwę (Fig. 6-1) i na jego obszarze rozwinęło się w późnym permie rozległe, płytkiego morza epikontynentalne (Wagner i Peryt, 1998). Powstanie tego basenu było związane z termiczną subsydencją podłoża permu, a szybkim zalewom morskim z otaczającego superkontynent Pangei oceanu *Pathalassa* towarzyszyła intensywna aktywność wulkaniczna i ruchy tektoniczne (Glennie i Buller, 1983; Wagner, 1994; Scheck-Wenderoth i Lamarche, 2005; Krzywiec i in., 2017). Położenie tego regionu w ówczesnej strefie okołorównikowej wiązało się z intensywnym parowaniem wody morskiej, sprzyjając tworzeniu się osadów ewaporatowych, które wraz z utworami klastycznymi tworzą charakterystyczne sekwencje skalne tzw. cyklotemy. Typowy cyklotem rozpoczynają osady silikoklastyczne, następnie osady węglanowe (wapienie, dolomity), i osady siarczanowe (gipsy i anhydryty). W kolejnym etapie, gdy stężenie chlorku sodu w roztworze wodnym osiąga punkt nasycenia, rozpoczyna krystalizować sól kamienna. Na końcu, z najbardziej skoncentrowanych roztworów mogą również wytrącać się sole potasowe takie jak sylwinit i karnalit (np. Warren, 2016). Pełny rozwój cyklotemu świadczy o długotrwałych okresach wysokiej koncentracji solanki w basenie przy organicznym dostępie świeżej wody morskiej i rejestruje pełny proces ingresji morskiej od momenty zalewu po stopniowe wysychanie zbiornika. Natomiast wody opadowe (meteoryczne) czy napływ świeżych wód morskich mogą prowadzić do rozcieńczenia solanki, zaburzając typową sekwencję wytrącania osadów. Na rozwój sukcesji ewaporatowej wpływa także pierwotna batymetria basenu, tempo subsydencji i możliwy wpływ tektoniki. Zmienność tych warunków w różnych częściach zbiornika jest głównym czynnikiem zróżnicowania przestrzennego rozwoju osadów cyklotemów w basenie sedymentacyjnym (np. Warren, 2010, 2016).

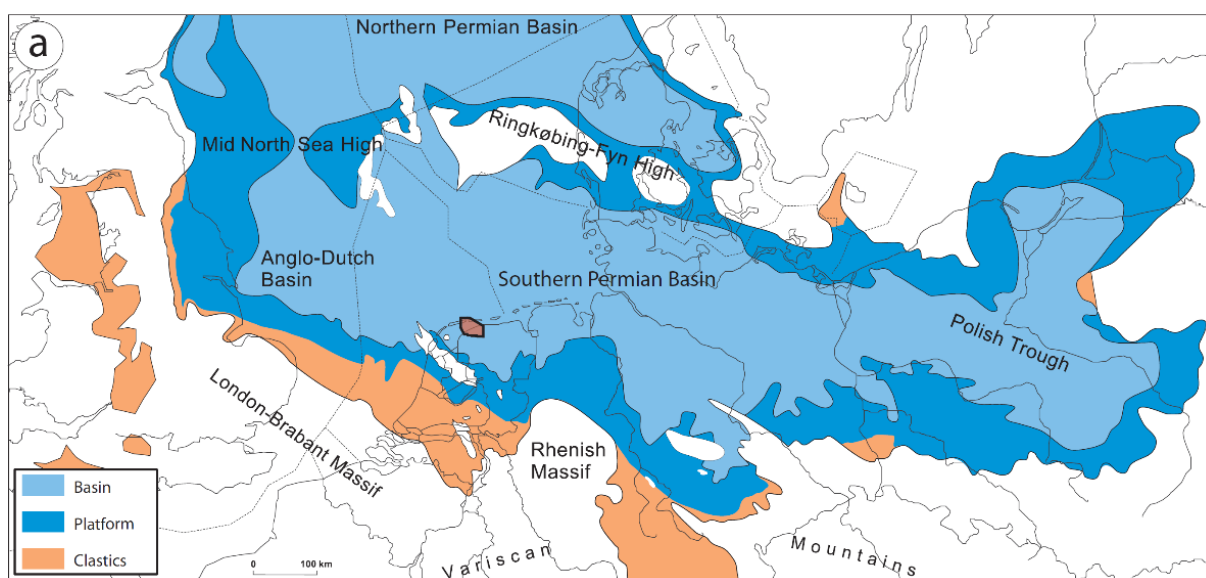


Fig. 6-1 Zasięg basenu Permskiego (Barabasch i in., 2019)

W basenie cechsztyńskim na obszarze północno-zachodnich Niemiec wyróżniono 7 cykli depozycyjnych, natomiast w części Polskiej basenu wyróżnia się 4 takie cykle (Peryt i in., 2010; Zhang i in., 2013). Dodatkowo w obrębie poszczególnych cyklotemów zaznacza się pewna cykliczność występowania różnych utworów, dokumentująca oscylacyjny charakter zmian środowiskowych, często o lokalnym zasięgu (Wagner i Peryt, 1998). Długość trwania sedymentacji całego cechsztynu nie przekracza 7 mln lat.

6.2 Wykształcenie utworów ewaporatowych cechsztynu na obszarze Polski

Na terenie Polski osady basenu cechsztyńskiego rozciągają się na sztywnym wschodnioeuropejskim kratonie w jego północno-wschodniej części, a także na zachodnioeuropejskiej platformie w południowo-zachodniej części (Poborski, 1976; Wagner i in., 1980; Wagner, 1994). Zmienność miąższości osadów ewaporatowych, a także zasięg poszczególnych cyklotemów (Fig. 6-2) podkreśla zróżnicowanie warunków sedymentacji w tym regionie. W osiowej części basenu, zwanej bruzdą śródpolską, zdeponowane zostały najbardziej miąższe pokłady ewaporatów, których łączna grubość przekracza 1500 m. Ta część basenu charakteryzowała się największym tempem subsydencji, co sprzyjało intensywnej akumulacji osadów. Na obszarze tym znajdują się osady czterech cykli depozycyjnych, które obecnie zalegają na głębokościach od 5000 do 7500 m (Wagner i in., 1978; Wagner, 1988, 1994). Ponad nimi występuje sekwencja permo-mezozoiczna, na której niezgodnie zalegają utwory kenozoiku (Krzywiec, 2009, 2012). Obecnie osady ewaporatowe miejscami przebijają pokrywę mezozoiczną tworząc poduszki, wysady i wały solne (Fig. 6-3). Powstanie tych struktur solnych związane jest z ruchami tektonicznymi zainicjowanymi we wczesnym triasie i inwersją bruzdy śródpolskiej, która miała miejsce w okresie od późnej kredy do paleogenu (Krzywiec, 2004, 2012; Mazur i in., 2005).

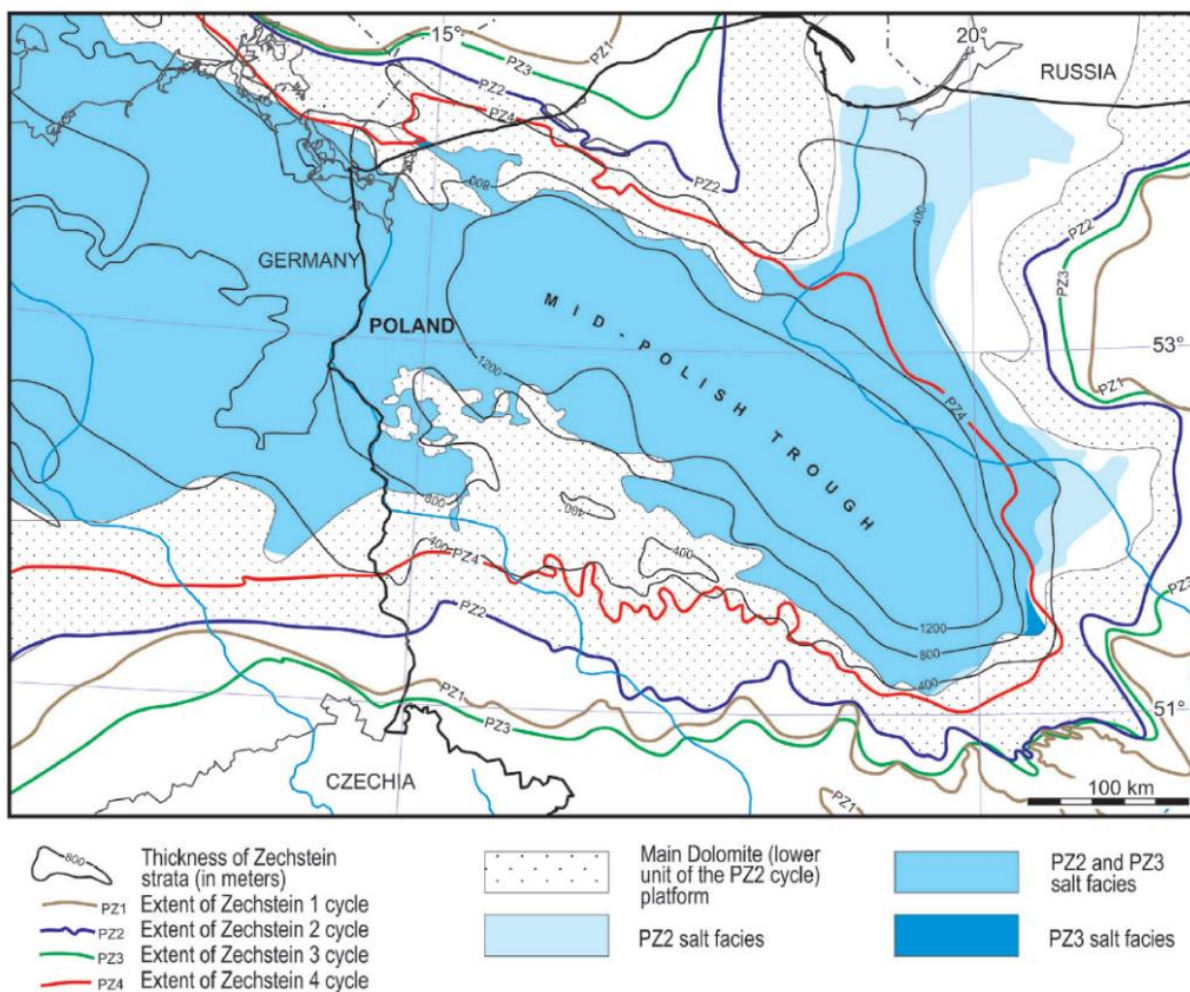


Fig. 6-2 Litofacje i paleogeografia basenu polskiego (Krzywiec i in., 2017)

W brzeżnych częściach basenu, w regionach takich jak wyniesienia Łeby oraz na wycinku monokliny przedsudeckiej, od okolic na południowy zachód do linii Krosno Odrzańskie – Wieluń, osady ewaporatowe występują na mniejszej głębokości, do 2000 m. Są to jedne z najbardziej perspektywicznych obszarów na terenie Polski pod kątem możliwości budowy podziemnych magazynów (zakreskowany obszar na Fig. 6-3). Jednakże w strefach tych zmniejsza się również miąższość osadów, a wykształcenie cyklotemów jest niepełne.

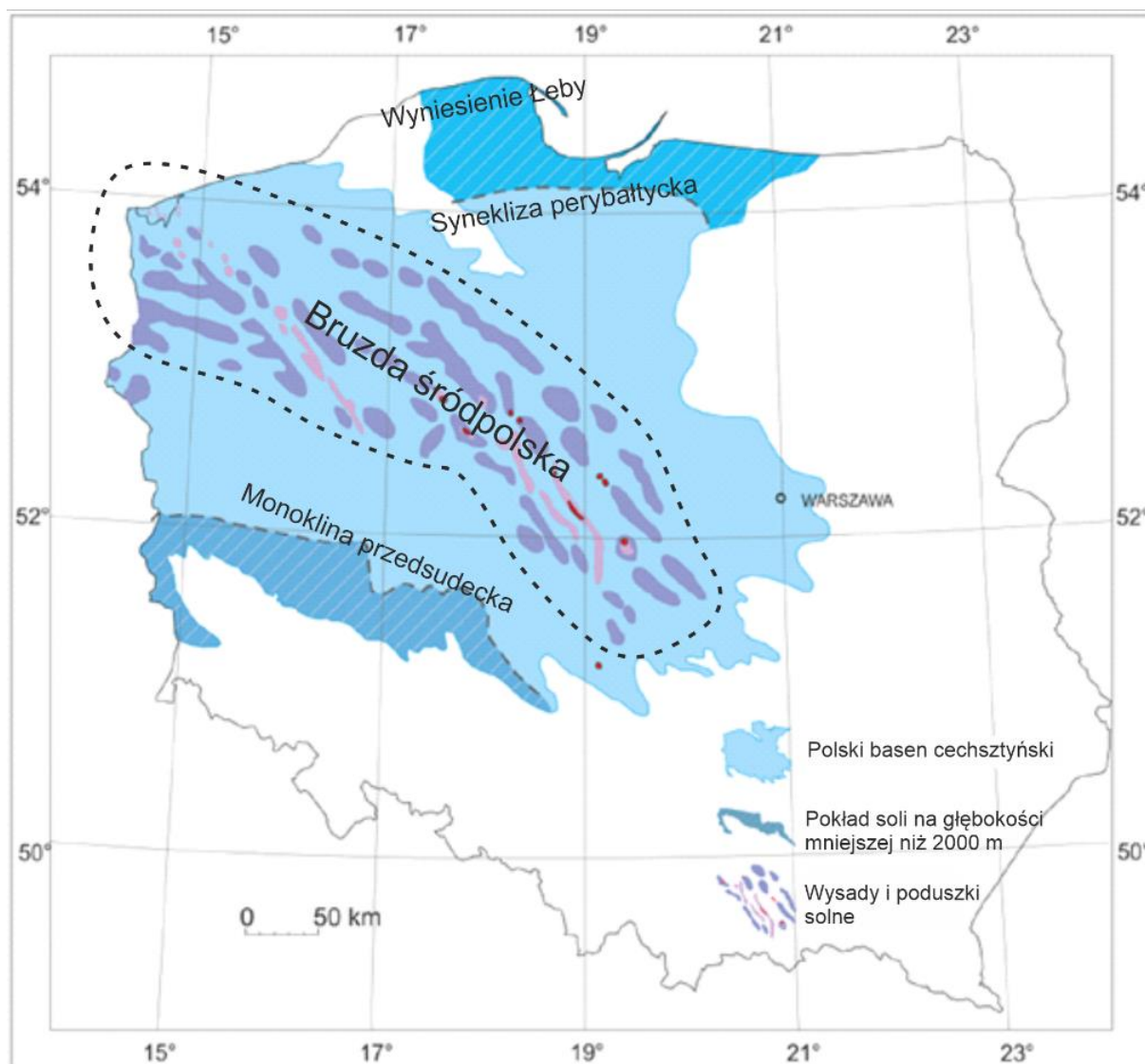


Fig. 6-3 Mapa występowania osadów cechsztyńskich na terenie Polski (za Lankof i in., 2022)

6.3 Charakterystyka utworów cechsztyńskich na obszarze wyniesienia Łeby

Badania utworów cechsztyńskich na obszarze wyniesienia Łeby były przedmiotem licznych opracowań (m. in. Poborski, 1961, 1965, 1975, 1976; Peryt i in., 1985; Czapowski, 1987, 1995, 1998; Peryt, 1987, 1994; Tomassi-Morawiec, 2003; Czapowski i in., 2009). Obszar został rozpoznany licznymi otworami wiertniczymi oraz pomiarami geofizycznymi (poruszone rozdziale 8). Obserwacje sedimentologiczne, głównie na rdzeniach, wsparto wynikami analiz geochemicznych. W konsekwencji wyróżniono i określono typy facji solnych (Czapowski, 1987, 1995, 1998), a także odtworzono warunki i historię depozycji osadów (m.in. Czapowski, 1983, 1987; Czapowski i Tomassi-Morawiec, 1985; Peryt i in., 1985).

Na wyniesieniu Łeby w profilu cechsztyńskim występują trzy cyklotemy: PZ1, PZ2 i PZ3. Cyklotem PZ1 charakteryzuje się dobrze rozwiniętą facją siarczanowo-chlorkową, natomiast PZ2 i PZ3 reprezentują facje siarczanowo-węglanowe i węglanowe. Osady chlorkowe wykształciły się jedynie w cyklotemie

PZ1. Wydzielenia najstarszej soli kamiennej (Na1) podścielone są utworami siarczanowymi anhydrytu dolnego (A1d) i przykryte utworami siarczanowymi anhydrytu górnego (A1g). Kontakt utworów chlorkowych z anhydrytem znajdującym się w stropie i spągu ma przeważnie charakter sedimentacyjny jedynie lokalnie widoczne są ślady erozji i rozmyć (Czapowski i Tomassi-Morawiec, 1985). Głębokość zalegania cechsztynu waha głębokości ok. 550 m p.p.t. w okolicy Łeby i ok 1100 m p.p.t. w południowej części wyniesienia Łeby. Warstwy zapadają pod niewielkim kątem nie przekraczającym 10° w kierunku SSE. Obszar ten wyróżnia się brakiem większych zaburzeń tektonicznych. Miąższość soli jest zmienna i waha się od 0 do ponad 225,7 m (Białogarda IG-1), a średnia jej miąższość wynosi ok. 127 m (Czapowski i in., 2009). Mapa rozkładu miąższości na obszarze wyniesienia Łeby została szczegółowo przedstawiona w rozdziale 8.

Zróznicowanie miąższości najstarszej soli kamiennej związane jest głównie ze złożoną morfologią stropu utworów anhydrytu dolnego. Anhydryt ten lokalnie tworzy wyniesienia, które łącząc się ze sobą tworzą tzw. wały anhydrytowe. Na zdjęciach sejsmicznych 3D z obszaru Opalino-Lubocino wały te tworzą charakterystyczne struktury poligonalne (poruszone szerzej w rozdziale 7). Sumaryczna miąższość anhydrytu głównego i najstarszej soli kamiennej jest jednak stała na obszarze. Sugeruje to, że sedimentacja soli kamiennej doprowadziła do wyrównania wszelkich deniwelacji dna zbiornika, prawdopodobnie odziedziczonych po osadzeniu siarczanów anhydrytu dolnego. Zmiany miąższości anhydrytu górnego nie są znaczne.

W obrębie pokładu najstarszej soli kamiennej występują nieliczne przewarstwienia chlorkowych soli potasowo-magnezowych o miąższości zwykle nie przekraczającej kilkudziesięciu centymetrów, lecz lokalnie osiągają grubość do kilkunastu metrów (14,1 m), . Miejscami obecne są także przewarstwienia siarczanowych soli potasowo-magnezowych (polihalitów, rzadziej kainitów) o miąższości w przedziale od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów (max. 6,4 m). Oprócz tego w obrębie pokładu soli kamiennej występują licznie wkładki anhydrytowe o grubości kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów (30 m). Tylko niektóre przewarstwienia mają większe rozprzestrzenienie i można skorelować je między sąsiednimi otworami. Utwory silikoklastyczne, głównie w formie substancji ilastej, występują zwykle w formie domieszki w soli kamiennej (tzw. sól „zailona”), rzadziej tworzą cienkie pasma, laminy bądź nieregularne skupienia.

6.4 Charakterystyka najstarszych soli kamiennych

Najstarsza sól kamienna na wyniesieniu Łeby wykształcona jest w postaci halitytów. Lokalnie w obrębie soli występują przewarstwienia anhydrytu śródsolnego (A1s) oraz lokalnych horyzontów spolihalityzowanego anhydrytu i polihalitytu, sporadycznie obecne są przewarstwienia soli potasowo-magnezowych (np. Czapowski, 1998).

Makroskopowy wygląd skał pozwolił wydzielić dwie charakterystyczne litofacje, które wyraźnie różnią się zawartością zanieczyszczeń: tzw. sole „czyste” (Na1A) oraz sole „zailone” (Na1B).

Czapowski (1995, 1998) wyróżnił 4 odmiany strukturalne, które różnią się między sobą zróżnicowaniem wielkości i formą kryształów halitu. Są to:

- a) sole równokrystaliczne (typ A),
- b) sole różnokrystaliczne (typ B),
- c) sole pierwotne wielokrystaliczne warstwowe (typ C),
- d) sole wielokrystaliczne wtórne (typ D).

Dla określenia przeciętnej średnicy kryształów halitu zastosowano kryteria używane dla skał okruchowych:

- a) sole drobnokrystaliczne (średnica kryształów < 1 mm),
- b) sole średniokrystaliczne (średnica kryształów 1-5 mm),
- c) sole grubokrystaliczne (średnica kryształów 5-15 mm),
- d) sole wielokrystaliczne/kryształowe (średnica kryształów >15 mm).

6.4.1 Kompleks soli „czystych” (Na1A)

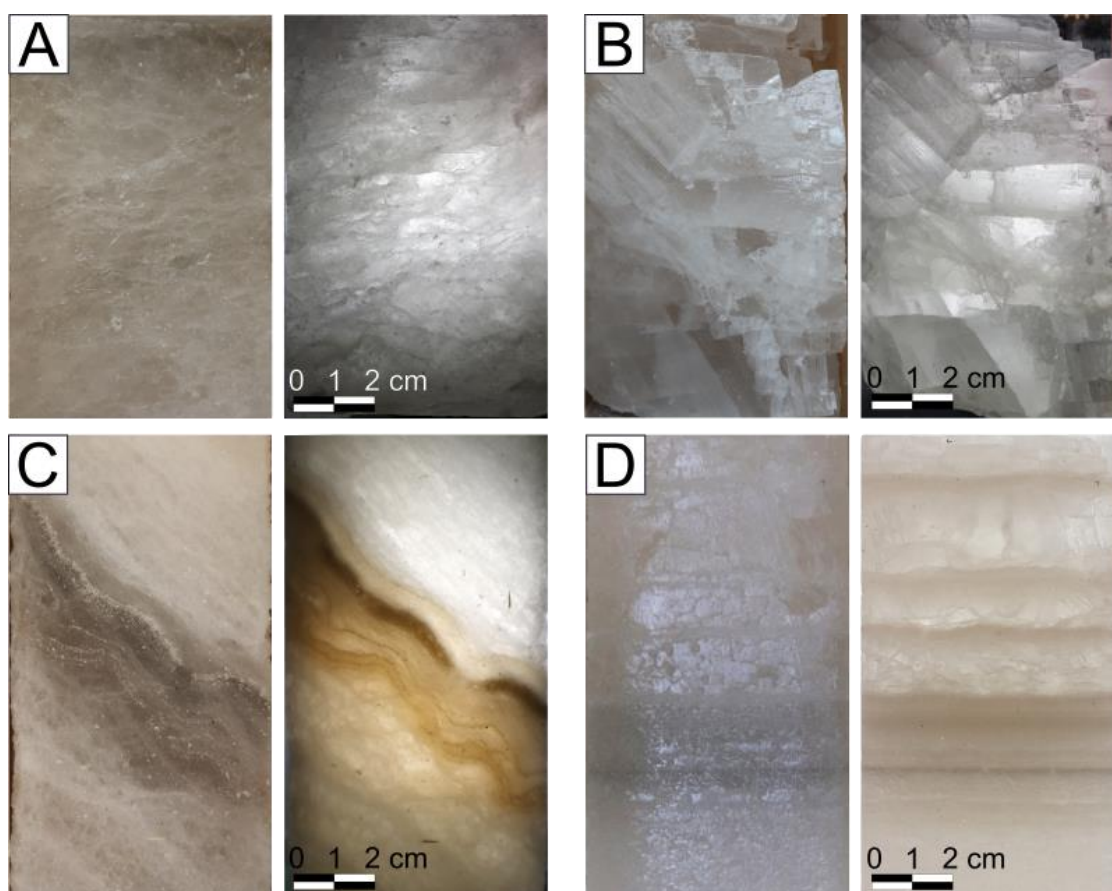


Fig. 6-4 Zdjęcia soli „czystych” najstarszej soli kamiennej (Na1) w świetle odbitym (lewe zdjęcie) oraz świetle przechodzącym (prawe zdjęcie). A) Sól różnokrystaliczna (typ B). B) Sól wielokrystaliczna (typ C). C) Przetłoczone drobne laminy anhydrytu w obrębie soli różnokrystalicznej. D) Przewarstwienia soli średnio- i bardzo drobnokrystalicznej

Litofacja soli „czystych” charakteryzuje się solą kamienną zawierającą niewielką ilość domieszek nierozpuszczalnych w wodzie (<0,2%). Zawierają mniej lub bardziej regularne przewarstwienia anhydrytów, rzadziej polihalitów (Fig. 6-4). Sól kamienna występuje zwykle w postaci drobno- i średniokrystalicznej (Fig. 6-4A). Ma barwę jasnoszarą po beżową z wkładkami bezbarwnej soli kryształowej (Fig. 6-4B). W soli występują liczne laminy i wkładki anhydrytu (Fig. 6-4C). Czasem w górnej części profilu tej litofacji, przeciętna średnica kryształów wzrasta. W wielu miejscach obserwuje się przewarstwienia soli równokrystalicznej z solami różnokrystalicznymi lub też wielokrystalicznymi (Fig. 6-4D), tworzące specyficzne rytmy/cykle osadowe. Spokojne warunki w głębszych częściach zbiornika solnego sprzyjały sedymentacji soli czystych. Okresowy dopływ świeżych wód z otwartego morza powodował wahania zasolenia, co widoczne jest w postaci wytrącania się cienkich warstewek siarczanów. Siarczany te charakteryzują się masywną lub smużystą strukturą.

6.4.2 Litofacja soli „zailonych” (Na1B)

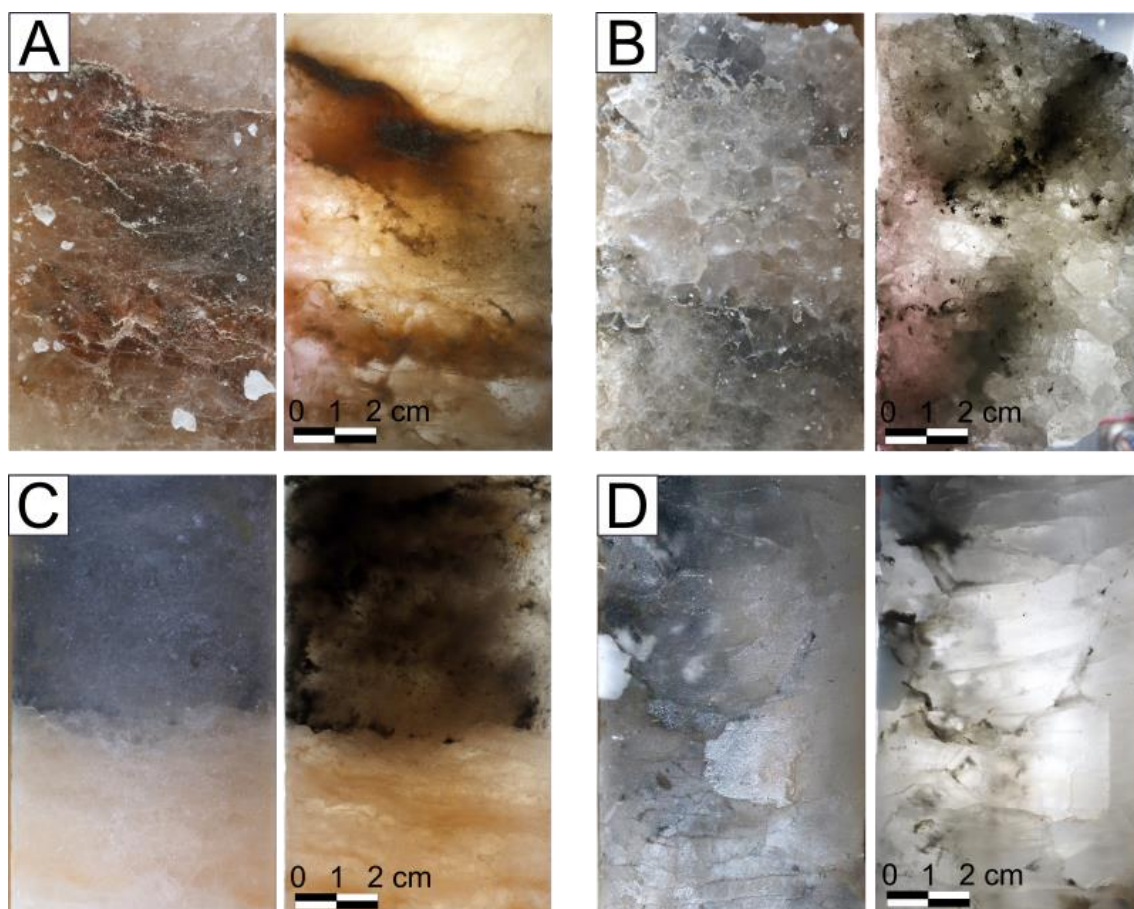


Fig. 6-5 Zdjęcia soli „zailonych” w obrębie najstarszej soli kamiennej (Na1) w świetle odbitym (lewe zdjęcie) oraz świetle przechodzącym (prawe zdjęcie). A-C) Sól różnokrystaliczna z domieszką substancji ilastej. Typ i ilość domieszek wpływają na kolor soli oraz jej przezroczystość. D) Sól wielokrystaliczna z domieszką substancji ilastej

Kompleks soli zailonych występuje w górnej części profilu najstarszej soli kamiennej i jego grubość zmienia się od 0 do 70 m. Przezroczystość i kolor soli zależy od rodzaju, ilości i rozproszenia domieszek mineralnych (Fig. 6-5). Główne domieszki stanowią siarczany (anhydryt i polihalit) oraz materiał klastyczny (ił i muł). Litofację Na1B tworzą sole głównie grubo- i średniokrystaliczne z przewarstwieniami soli wielokrystalicznych. Sedymentacja soli zailonych związana jest z wypłynieniem zbiornika solnego i dostarczeniem materiału terygenicznego.

6.5 Analiza facjalna

Liczne prace z lat osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych, dotyczące sedimentologii i analizy facji ewaporatów dla obszaru wyniesienia Łeby, umożliwiły zidentyfikowanie sekwencji osadowych, uznanych za charakterystyczne dla różnych środowisk depozycji w zbiorniku ewaporacyjnym: od głębokich basenów, przez laguny, aż po płytkie zbiorniki typu panwi (Czapowski, 1983, 1987, 1995, 1998; Czapowski i Tomassi-Morawiec, 1985). Zaproponowano również model rozwoju basenu solnego, w którym powstają siarczany i chlorki (Peryt i in., 1985) (Fig. 6-6). Model ten zakłada w pierwszym etapie stopniowe wypełnianie chlorkami basenu o zróżnicowanej batymetrii. Na obszarach wyniesień w warunkach płytkowodnych odbywała się sedimentacja siarczanowa, natomiast chlorki wytrącały się w głębszych częściach zbiornika. Z tym etapem związane jest z powstanie facji „czystych” soli. W drugim etapie wskutek zakumulowania osadów nastąpiło wypłycenie zbiornika. Materiał ilasty oraz materiał pochodzący z erodowanych wynurzonych utworów siarczanowych wpływał na zanieczyszczenie utworów solnych i powstanie facji soli „zailonych”.

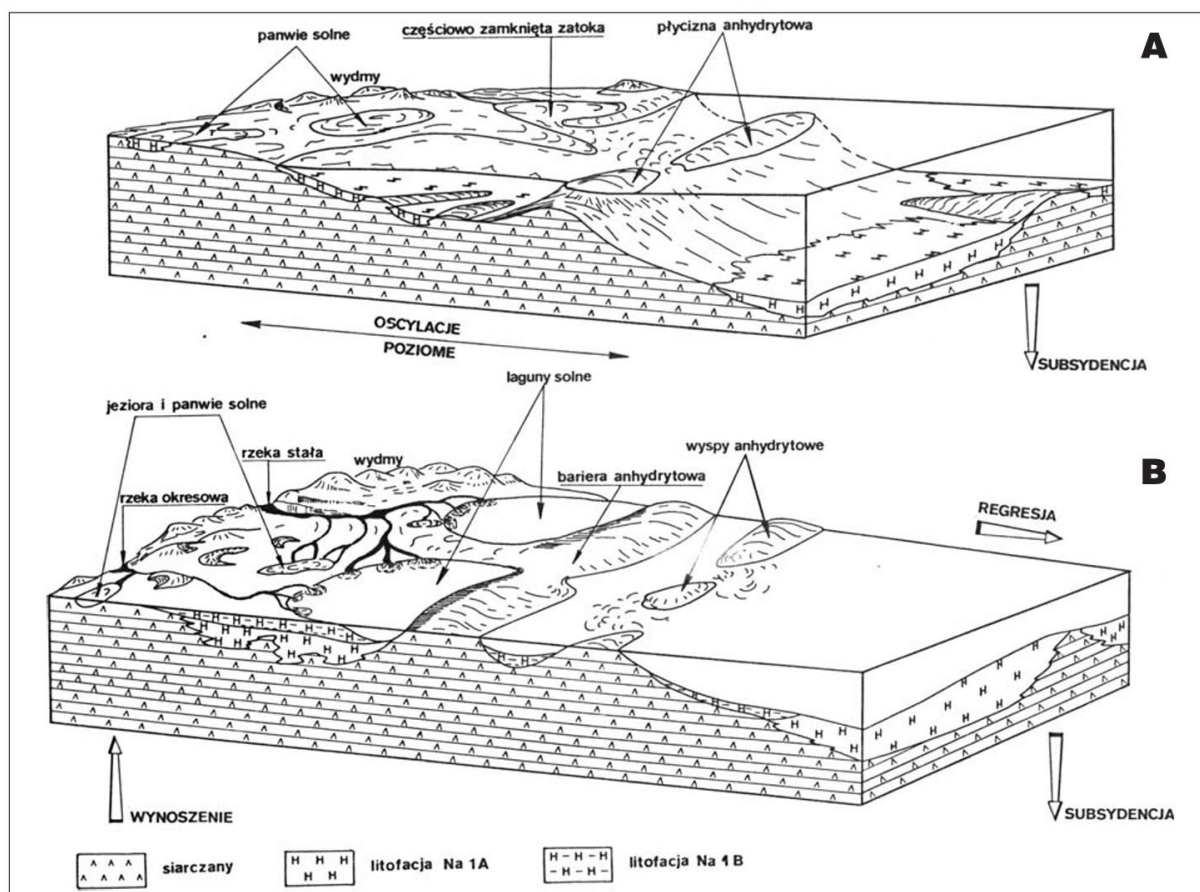


Fig. 6-6 Model rozwoju osadów ewaporatowych w rejonie Zatoki Puckiej. A) Etap pierwszy, obejmujący sedimentację utworów w basenach o zróżnicowanej batymetrii, przedstawia warunki powstania soli „czystych”. B) Etap drugi, obejmujący sedimentację utworów w płytkim basenie i dostawę materiału terygenicznego, przedstawia warunki powstania soli „zailonych”

W obrębie wyniesienia Łeby wyróżniono obszary głębokowodnych basenów solnych takich jak baseny: Jastrzębiej Góry, Władysławowa, Lisewa, Werblinii, Pucka-Jastarni i Dębek oraz płytszych rejonów lub barier siarczanowych: płyżyny Sławoszyna-Mieroszyna, Swarzewa i Zdrady (Fig. 6-7).

Ocenia się, że maksymalna głębokość basenu najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej, odpowiadająca wczesnej fazie depozycji soli, wynosiła około 120 m, co wynika z różnic w wysokości stropu utworów anhydrytu dolnego (Czapowski, 2007).

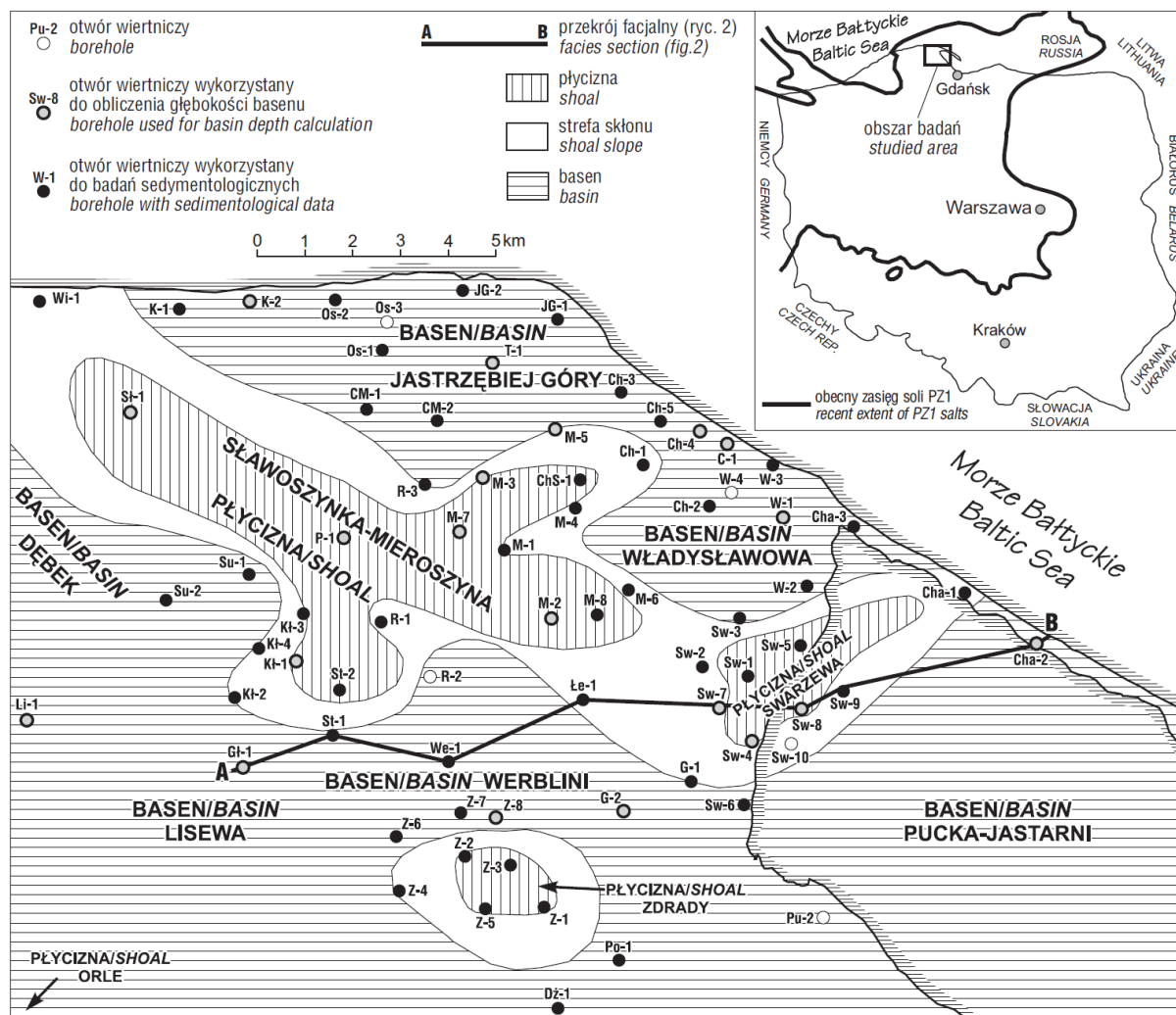


Fig. 6-7 Obszary głębokich basenów solnych oraz płycizn w zbiorniku ewaporacyjnym cyklu PZ1 cechsztynu na obszarze wyniesienia Łeby wg Czapowskiego (Czapowski i in., 2007)

6.6 Złoża soli kamiennej

Na wschodnim zboczu wyniesienia Łeby, w regionie Zatoki Gdańskiej, w latach 70. XX wieku zidentyfikowano trzy duże złoża soli kamiennej, wyróżnione w obrębie pokładu najstarszej soli kamiennej (Na1) z cyklu PZ1. W obrębie tego pokładu w latach 1975–1980 udokumentowano w kategorii C1 i C2 w rejonie od Łeby po Rewę 3 duże złoża soli kamiennej o łącznych zasobach około 21 mld t (Fig. 6-8):

- a) Mechelinki (kategoria C1) o powierzchni 9,0 km² i zasobach ok. 2,98 mld t,
- b) Zatoka Pucka (kategoria C1) o powierzchni 101 km² i zasobach ok. 16,3 mld t oraz
- c) położone na zachód złoże Łeba (kategoria C2) o powierzchni 50 km² i zasobach ok. 2,7 mld t.

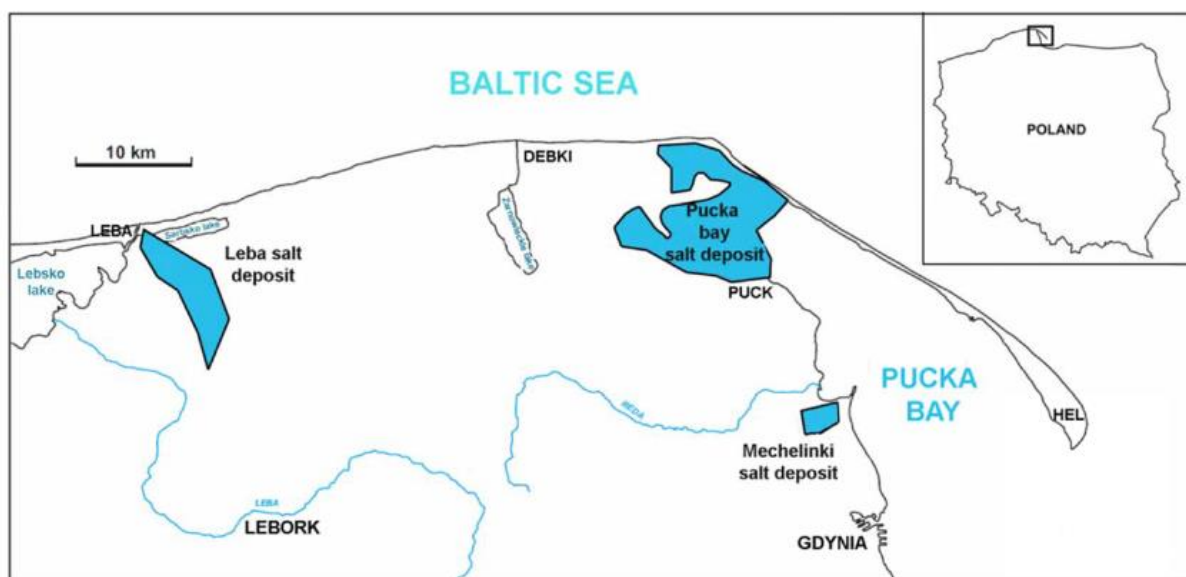


Fig. 6-8 Złoża soli kamiennej udokumentowane na obszarze wyniesienia Łeby (Czapowski i Bukowski, 2009)

6.7 Literatura

- Barabasch, J., Urai, J.L., Raith, A.F., De Jager, J., 2019. The early life of a salt giant: 3D seismic study on syntectonic Zechstein salt and stringer deposition on the Friesland Platform, Netherlands. *Zeitschrift Der Deutschen Gesellschaft Für Geowissenschaften* 170, 273–288. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2019/0186>
- Czapowski, G., 1983. Zagadnienia sedymentacji soli kamiennej cyklotemu PZ 1 na wschodnim skłonie wyniesienia Łeby. *Przegląd geologiczny* 31, 278–284.
- Czapowski, G., 1987. Sedimentary facies in the Oldest Rock Salt (Na1) of the Leba elevation (northern Poland). W: Peryt, T.M. (Red.), *The Zechstein Facies in Europe*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 207–224.

- Czapowski, G., 1995. Geneza najstarszej soli kamiennej cechsztynu w rejonie Zatoki Puckiej (studium sedymentologiczne). Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Czapowski, G., 1998. Geneza najstarszej soli kamiennej cechsztynu w rejonie Zatoki Puckiej. Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Czapowski, G., 2007. Ocena głębokości zbiornika solnego i czasu depozycji chlorków sodu na przykładzie utworów najstarszej soli kamiennej (Na1) cyklu PZ1 cechsztynu w rejonie Zatoki Puckiej. *Przegląd Geologiczny* 55, 573–581.
- Czapowski, G., Bukowski, K., 2009. Złoża soli w Polsce – stan aktualny i perspektywy zagospodarowania. Salt deposits in Poland - The current state and perspectives for management of the resources. *Przegląd Geologiczny* 57, 798–811.
- Czapowski, G., Chełmiński, J., Tomaszczyk, M., Tomassi-Morawiec, H., 2007. Metodyka modelowania przestrzennego budowy geologicznej osadowych złóż pokładowych na przykładzie cechsztyńskiego złoża soli kamiennej Mechelinki nad Zatoką Pucką. *Przegląd Geologiczny* 55, 681–689.
- Czapowski, G., Tomassi-Morawiec, H., 1985. Sedymentacja i geochemia najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej. *Przegląd Geologiczny* 33, 663–670.
- Czapowski, G., Tomassi-Morawiec, H., Peryt, T., Tomaszczyk, M., Chełmiński, J., 2009. Złoża permskiej soli kamiennej i potasowej w rejonie Zatoki Puckiej–budowa geologiczna i zasoby. *Przegląd Geologiczny* 57, 757–758.
- Glennie, K.W., Buller, A.T., 1983. The Permian Weissliegend of NW Europe: The partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. *Sedimentary Geology* 35, 43–81. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(83\)90069-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(83)90069-6)
- Krzywiec, P., 2004. Triassic evolution of the Kłodawa salt structure: basement-controlled salt tectonics within the Mid-Polish Trough (Central Poland). *Geological Quarterly* 48, 123–134.
- Krzywiec, P., 2009. Geometria i ewolucja wybranych struktur solnych z obszaru Niżu Polskiego w świetle danych sejsmicznych. *Przegląd Geologiczny* 57, 812–812.
- Krzywiec, P., 2012. Mesozoic and Cenozoic evolution of salt structures within the Polish basin: An overview. Geological Society, London, Special Publications 363, 381–394. <https://doi.org/10.1144/SP363.17>
- Krzywiec, P., Peryt, T.M., Kiersnowski, H., Pomianowski, P., Czapowski, G., Kwolek, K., 2017. Permo-Triassic Evaporites of the Polish Basin and Their Bearing on the Tectonic Evolution and Hydrocarbon System, an Overview. *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins*. Elsevier, 243–261.
- Lankof, L., Nagy, S., Polański, K., Urbańczyk, K., 2022. Potential for Underground Storage of Liquid Fuels in Bedded Rock Salt Formations in Poland. *Energies* 15, 7005. <https://doi.org/10.3390/en15197005>

- Mazur, S., Scheck-Wenderoth, M., Krzywiec, P., 2005. Different modes of the Late Cretaceous–Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. *International Journal of Earth Sciences* 94, 782–798. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0016-z>
- Peryt, T., Geluk, M., Mathiesen, A., Paul, J., Smith, K., 2010. Zechstein. W: Doornenbal, J., Stevenson, A. (Red.), *Petroleum geological atlas of the Southern Permian Basin area*. EAGE, Houten, 123–147.
- Peryt, T.M., 1987. The Zechstein (upper permian) Main Dolomite deposits of the Leba elevation, northern Poland: Diagenesis. *The Zechstein Facies in Europe*. Springer, 225–252.
- 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. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01393.x>
- Peryt, T.M., Czapowski, G., Dębski, J., Pizon, A., 1985. Model sedymentacji ewaporatów cechsztyńskich na wyniesieniu Łeby. *Przegląd Geologiczny* 33, 204–211.
- Poborski, J., 1961. System permski na tzw. wyniesieniu. Łeby i związane z nim możliwości górnicze. *Przegląd Geologiczny* 9, 346.
- Poborski, J., 1965. Perspektywy poszukiwań i eksploatacji soli potasowych w Polsce. *Przegląd Geologiczny* 13, 189.
- Poborski, J., 1975. O halogenicznych zjawiskach krasowych w permie górnym na wyniesieniu Łeby. *Przegląd Geologiczny* 23, 325.
- Poborski, J., 1976. Nowsza mapa stosunków litofacjalnych w zagłębiu cechsztyńskim w Polsce. *Przegląd Geologiczny* 24, 255.
- Scheck-Wenderoth, M., Lamarche, J., 2005. Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System—new insights from a 3D structural model. *Tectonophysics* 397, 143–165. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.10.007>
- Tomassi-Morawiec, H., 2003. Charakterystyka geochemiczna najstarszej soli kamiennej (Na1) w rejonie Zatoki Puckiej. *Przegląd Geologiczny* 51, 693–702.
- Van Wees, 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, 43–59. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(99\)00052-5](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00052-5)
- Wagner, R., 1988. Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. *Geological Quarterly* 32, 33–52.
- Wagner, R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*. Państwowy Instytut Geologiczny.
- Wagner, R., Peryt, T., 1998. O możliwości podziału cechsztynu na sekwencje stratygraficzne w basenie polskim. *Prace - Państwowego Instytutu Geologicznego* 129–146.

- Wagner, R., Piątkowski, T.S., Peryt, T.M., 1978. Polski basen cechsztyński. *Przegląd Geologiczny* 26, 673–685.
- Wagner, R., Pokorski, J., Dadlez, R., 1980. Paleotektonika basenu permu na Niziu Polskim. *Geological Quarterly* 24, 553–570.
- Warren, J.K., 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews* 98, 217–268. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.11.004>
- Warren, J.K., 2016. *Evaporites: A Geological Compendium*. Springer International Publishing, Cham.
- Zhang, Y., Krause, M., Mutti, M., 2013. The Formation and Structure Evolution of Zechstein (Upper Permian) Salt in Northeast German Basin: A Review. *Open Journal of Geology* 03, 411–426. <https://doi.org/10.4236/ojg.2013.38047>

7 Poligonalne grzbiety anhydrytowe

(Andrzej Głuszyński, Marek Jarosiński, Marcin Dąbrowski, Tadeusz Peryt)

7.1 Wstęp

Struktury w obrębie cechsztynu widoczne na zdjęciu sejsmicznym 3D zostały opracowane w celu określenia geometrii wypełnień panwi solnych, w których rozmieścić można kawerny magazynów. Na zdjęciu sejsmiki refleksyjnej 3D Opalino-Lubocino, zlokalizowanym na S od Żarnowca i W od Władysławowa, stwierdziliśmy występowanie regularnych grzbietów najstarszego anhydrytu dolnego (A1d), które zaburzają warstwę soli najstarszej (Na1). Grzbiety te mają geometrię poligonalną (Fig. 7-1), która nie była do tej pory opisywana zarówno w literaturze polskiej jak i światowej.

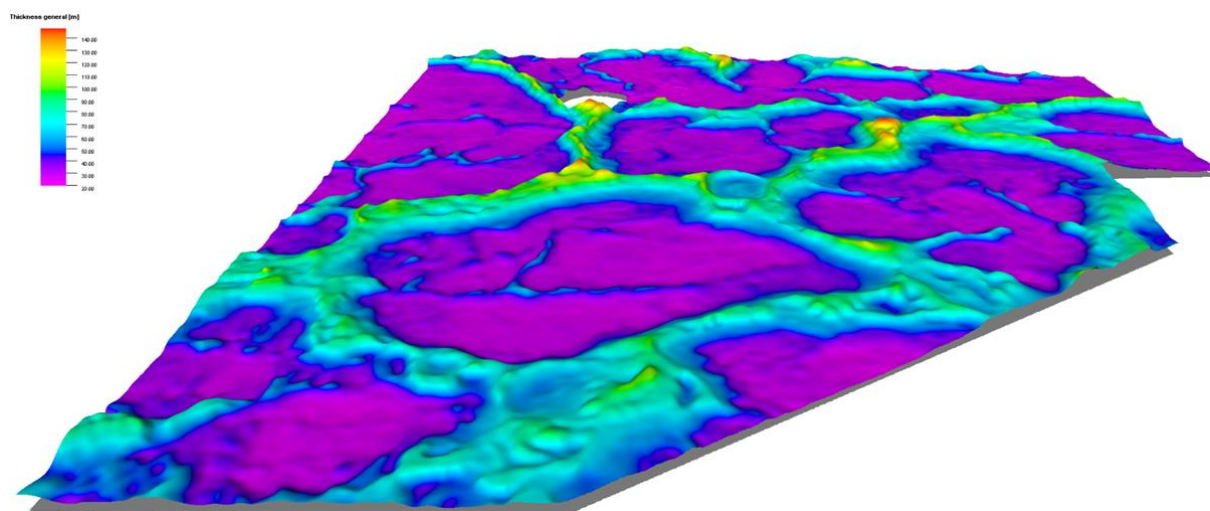


Fig. 7-1 Poligonalne grzbiety anhydrytowe A1d

Wyniesienia A1d były do tej pory opisywane w literaturze jako wały lub platformy, na których rozwój, zgodnie z tradycyjnym poglądem, wpłynęła odziedziczona rzeźba podłoża basenu cechsztyńskiego, której wyniesienia tworzyły płycizny dogodne dla szybkiej akumulacji gipsu (Sonnenfeld, 1984; Richter-Bernburg, 1985). Reaktywacja uskoków syndepozycyjnych była proponowana jako dodatkowy czynnik kształtujący układ facji i określający lokalizację platform gipsowych w marginalnej części basenu cechsztyńskiego (Rockel i Ziegenhardt, 1979; Paul, 1993). Wydłużone platformy anhydrytowe, rozciągające się na dziesiątki kilometrów kwadratowych, są np. powszechnymi formami na monoklinie przedsudeckiej (Dyjaczyński i Peryt, 2014; Słotwiński i Burliga, 2023). Podobne lokalne wyniesienia anhydrytów cechsztyńskich w postaci kopuł, klifów, wybrzuszeń, diapirów i grzbietów udokumentowano również w okolicach gór Harz w Niemczech (Paul, 2014).

Proponowano różne mechanizmy wyjaśniające ich pochodzenie, w tym deformację związaną z wysadzaniem soli (Borchert, 1959), pierwotny diapiryzm gipsowy (Paul, 2014), zwiększony przepływ solanki w komórkach konwekcyjnych rozwiniętych w przestrzeni porowej skał podłoża (Fulda, 1929), deformację związaną z metasomatozą gipsu w anhydryt (Hemmann, 1972) oraz procesy tektoniczne na dużą skalę (Richter-Bernburg, 1985). Opisane przez nas nowe struktury wymagają ponownego przemyślenia genezy struktur poligonalnych o skali kilometrów.

7.2 Kontekst geologiczny

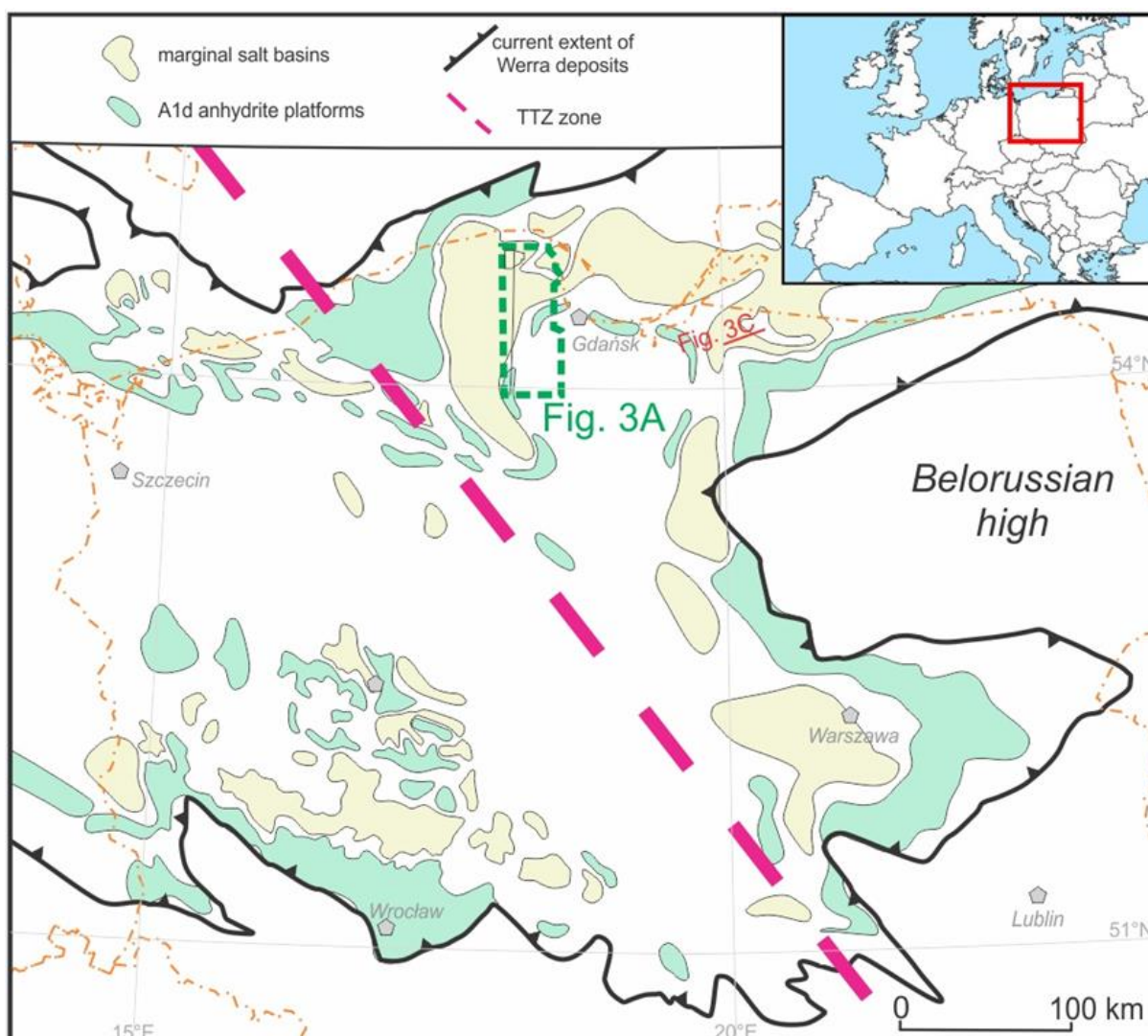


Fig. 7-2 Lokalizacja obszaru badań

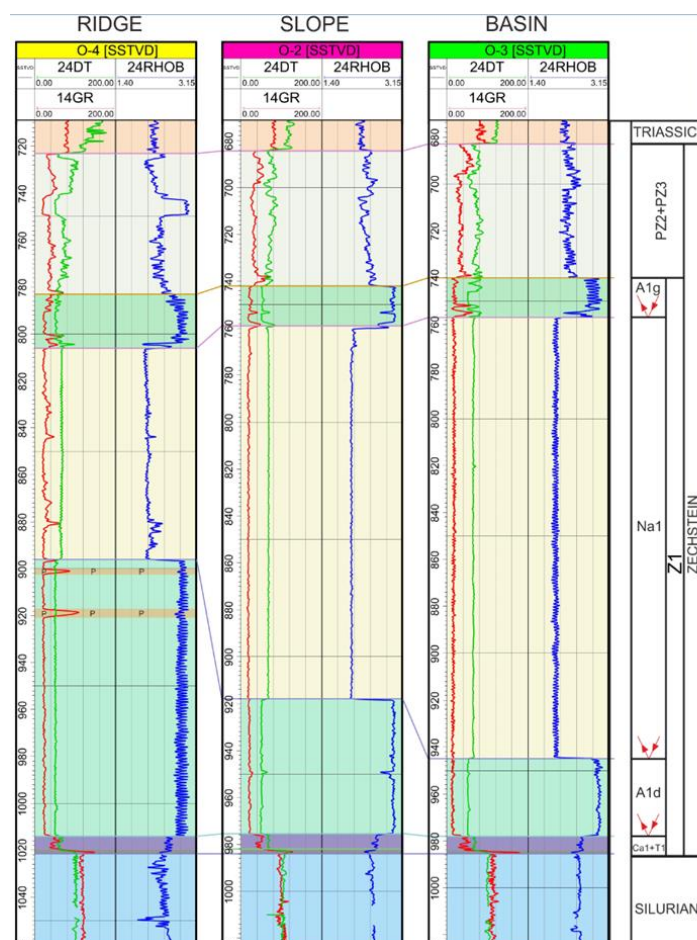
Obszar naszych badań znajduje się w najbardziej wysuniętej na zachód części kratonu wschodnioeuropejskiego (Fig. 7-2). Pod kompleksem permskim znajduje się tu 2-kilometrowa sekwencja łupków ordowiku i syluru (Poprawa, 2019). W spągowych partiach płasko leżące warstwy łupków poprzecinane są rzadkimi uskokami o zrzutach nie przekraczających 100 m, które wygasają w obrębie syluru bez widocznego wpływu na kształt płaskiego spągu cechsztynu.

Morze cechsztyńskie wstąpiło na prawie równą powierzchnię łupków górnosylurskich i lokalnie kilkumetrowej miąższości płyty zlepieńców czerwonego spągowca. Łupek miedzionośny i wapień cechsztyński, mają tu grubość nie przekraczającą 10 m i składają się głównie z osadów podpływowych (Peryt i Piatkowski, 1977). Następnie na badanym obszarze peryferyjnej strefy basenu odbywała się sedymentacja siarczanów i chlorków (Peryt, 1989), w różnych facjach morskich (Czapowski, 1987; Peryt, 1994). Liczne odwierty w rejonie Zatoki Puckiej pozwoliły na wyróżnienie wyniesień anhydrytu dolnej Werry (A1d) zwanych platformami oraz ich stoków i basenów je rozdzielających (Peryt, 1994)

(Fig. 7-3). Platformy A1d, o miąższości do 150 m składają się głównie z masywnego anhydrytu z lokalnie występującymi pseudomorfozami po pionowo rosnących kryształach gipsu (Peryt, 1994). Sekwencje stokowe, o miąższości 50-150 m, zbudowane są z anhydrytu wykazującego zaburzenia w postaci brekcji, uskoków i fałdów o genezie synsedymenacyjnej lub wczesnodiagenetycznej. Sekwencje basenowe, o miąższości A1d poniżej 50 m, składają się z laminowanego anhydrytu miejscami z brekcjami i fałdami. Obecnie podłoże osadów A1d leży na głębokości od 800 m na północy do 1000 m na południu badanego obszaru.

Uważa się, że po obniżeniu się poziomu morza na początku depozycji A1d, basen w rejonie Zatoki Puckiej był płytki i miał płaską powierzchnię depozycyjną (Peryt i Piatkowski, 1977). Jednak znaczne zróżnicowanie facji i grubości A1d sugeruje, że relief zapoczątkowany w dolnej części depozycji A1d był znaczący. Aby wyjaśnić obserwowany rozkład platform siarczanowych i ich znaczne zmiany grubości postulowano tektoniczny wpływ na akumulację A1d (Peryt, 1994). Konsekwencją rozwoju platform gipsowych była zróżnicowana głębokość basenu na początku sedymentacji Na1. Osady Na1 wyrównały relief utworzony przez depozycję A1d (Czapowski, 1987), a 20-metrowej grubości jednolite osady górnego anhydrytu (A1g) wskazują na minimalne zmiany batymetryczne po sedymentacji halitu (Peryt, 1994).

Osady cechsztynu, o łącznej miąższości około 200 m, przykryte są niezakłóconą sekwencją mezozoiczno-kenozoiczną.



Wyniesienia A1 znane z badań otworowych

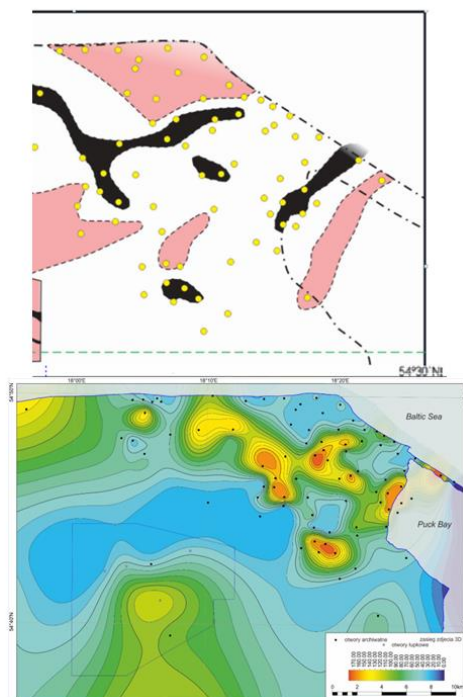


Fig. 7-3 Wyniesienia A1 w sąsiedztwie obszaru badań dokumentowane na podstawie danych otworowych

7.3 Geometria i zasięg przestrzenny grzbietów anhydrytowych A1d

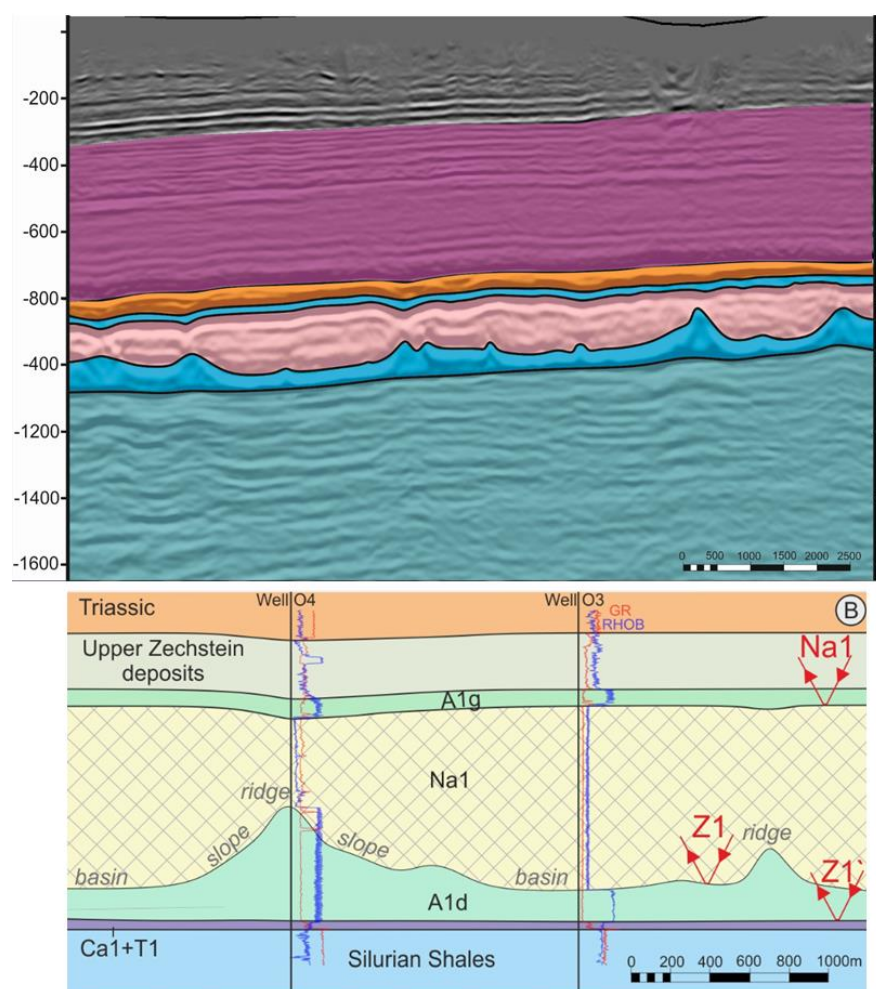


Fig. 7-4 Grzbiety A1 na profilu sejsmiki 3D (powyżej) oraz schemat ich występowania i dokumentacji w otworach wiertniczych (poniżej)

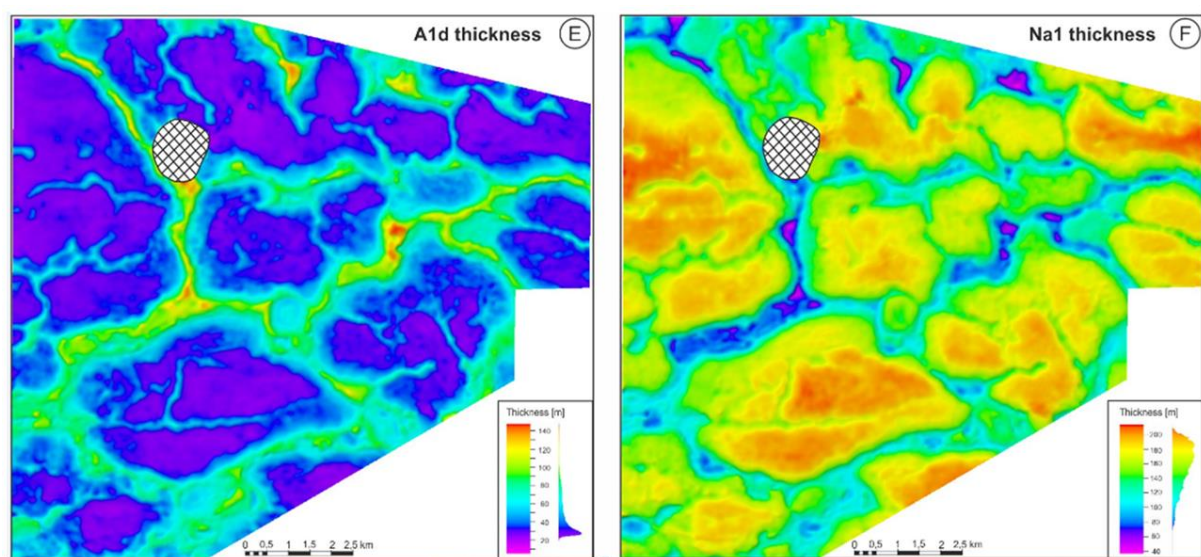


Fig. 7-5 Geometria grzbietów anhydrytowych A1 (po lewej stronie) i ich wpływ na miąższość soli kamiennej Na1 (po prawej stronie)

Zdjęcie sejsmiczne Opalino-Lubocino 3D o powierzchni 140 km² ujawniło występowanie grzbiety A1d wznoszących się na wysokość 80-120 m nad otaczającymi je anhydrytami tworzącymi panwie, gdzie grubość anhydrytu osiąga 25-35 m (Fig. 7-4). Ponieważ w obrębie nadkładu cechsztynu fale sejsmiczne nie są rozpraszane ani tłumione przez płasko leżące warstwy mezozoiczne, struktury te są wyraźnie zarejestrowane. Anhydryty, charakteryzują się wysokim kontrastem impedancji z otaczającymi skałami, a ich spąg i strop jest wyznaczony odpowiednio przez wyraźny wzrost i spadek amplitudy sejsmicznej. Na przekrojach czasowych większa prędkość fali P (do 6,0 km/s) w obrębie anhydrytów niż w soli kamiennej (do 4,5 km/s), prowadzi do pozornego podniesienia reflektora odpowiadającego podstawie cechsztynu pod dużymi grzbietami. Efekt ten został złagodzony dzięki zastosowanej konwersji modelu czasowego na głębokościowy z wykorzystaniem danych z odwiertów.

Wyraźnie widoczny jest poligonalny wzór jaki tworzą grzbiety A1d (Fig. 7-1 i Fig. 7-5). Panwie rozdzielone grzbietami wyższego rzędu o średnicy 2-4 km, lokalnie są podzielone mniejszymi grzbietami, które mogą osiągać do 40 m wysokości. Kąty nachylenia zboczy głównych grzbietów dochodzą do 20°. Grzbiety są otoczone i przykryte przez Na1, o maksymalnej miąższości 210 m (Fig. 7-5). Dobrej jakości profile sejsmiczne pokazują, że podłoże grzbietów A1d jest pozbawione wzniesień lub uskoków (Fig. 7-4).

7.4 Analogiczne struktury w sąsiednich obszarach

Są przesłanki, aby stwierdzić, że podobne poligonalne grzbiety anhydrytowe występują również poza omówionym zdjęciem sejsmicznym. Na południe od badanego obszaru dostępne były pomiary grawimetryczne, o podwyższonej rozdzielczości. Gęstość punktów pomiarowych wynosiła 4 punkty/km² z dodatkowymi profilami o długości 573 km (wzdłuż sekcji sejsmicznych 2D) z odstępami 250 m pomiędzy punktami pomiarowymi. Mapa grawimetryczna, ze wzmocnieniem anomalii, o krótkiej długości fali oczekiwanych dla źródeł na głębokości 500-1000 m (Fig. 7-6), odpowiadająca głębokości 700-1000 m do stropu A1d, ujawnia poligonalny wzór dodatnich anomalii osiągających 0,3 - 0,8 mGal powyżej lokalnego tła. Aby ocenić, czy anomalie te można przypisać grzbietom anhydrytowym, obliczyliśmy teoretyczną wielkość anomalii pochodzących z trójkątnych grzbietów anhydrytowych 2D o gęstości 2,97 g/cm³ i podstawie na głębokości 1000 m, otoczonych halitem o gęstości 2,17 g/cm³ (Blakely, 1996). Oszacowaliśmy, że obserwowane anomalie mogą być związane z trójkątnymi w przekroju grzbietami anhydrytowymi o wysokości 100-200 m i podstawie 560-720 m szerokości (Fig. 7-7). Odpowiada to dobrze grzbietom opisanym na obrazie sejsmicznym 3D.

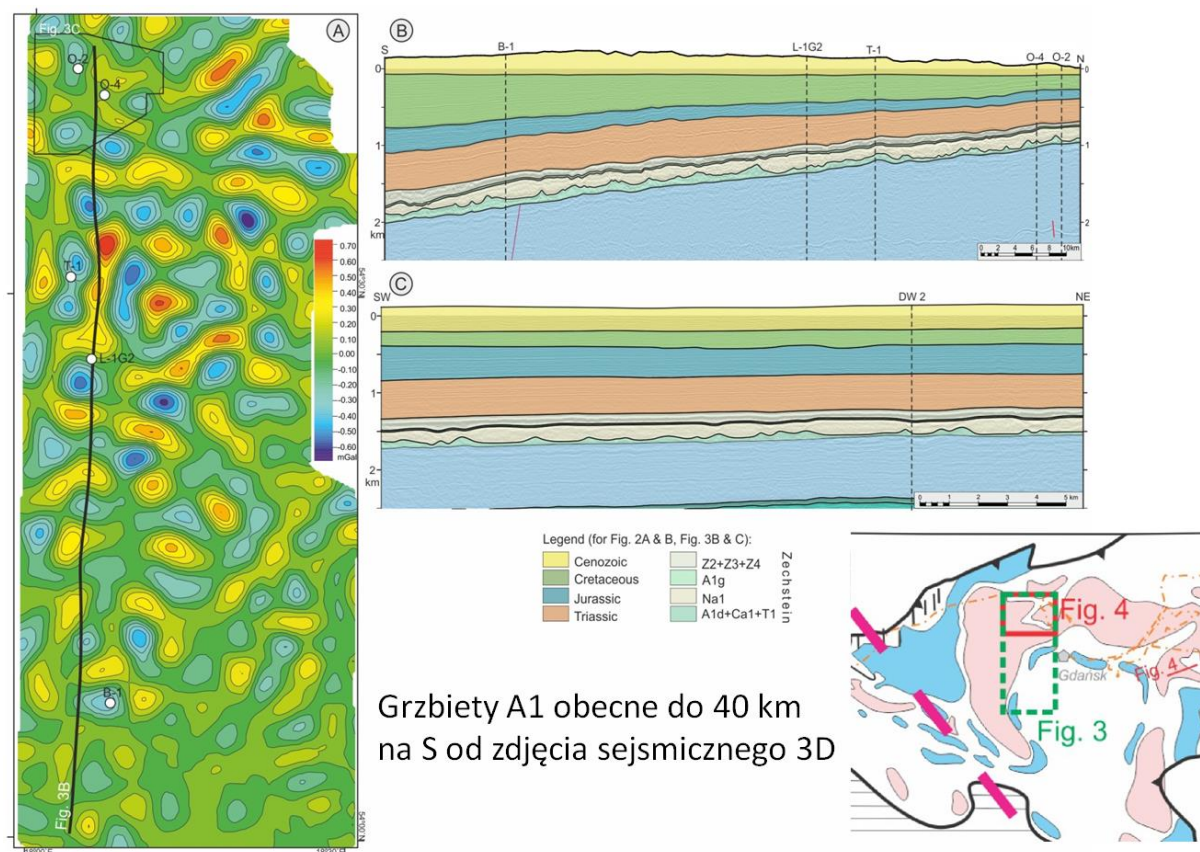


Fig. 7-6 Anomalie grawimetryczne w filtracji odpowiadającej przedziałowi głębokości 500-1000 m. Zinterpretowane zdjęcia sejsmiczne z obszaru zdjęcia grawimetrycznego (powyżej) oraz na E od obszaru badań (poniżej). Lokalizacja na wklejce obok

Wyraźne grzbiety A1d zidentyfikowano również na profilu sejsmicznym zlokalizowanym 80 km na wschód od badanego zdjęcia sejsmicznego 3D (Fig. 7-6). Ich szacowana wysokość wynosi do 100 m, a odległość między nimi waha się od 1 do 3 km. Zmienne odstępy między grzbietami i obecność pozornych platform anhydrytowych prawdopodobnie wynikają z efektów przecięcia struktur poligonalnych profilem sejsmicznym 2D. Obserwacje nasze wskazują, że poligonalne grzbiety A1d mogą być szeroko rozpowszechnione na obszarze co najmniej kilku tysięcy kilometrów kwadratowych w badanej części SPB.

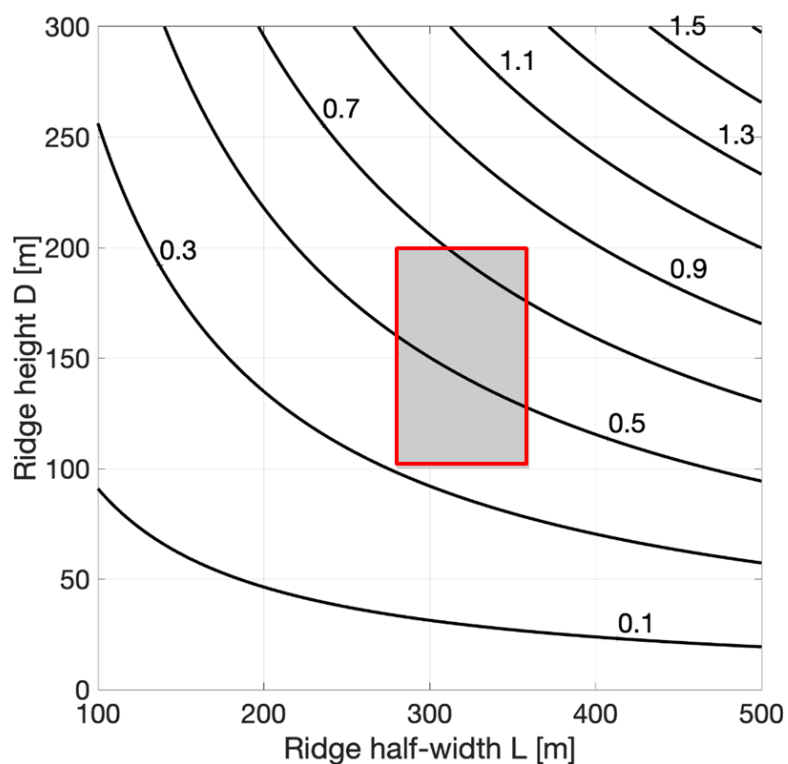


Fig. 7-7 Wyniki obliczeń wielkości anomalii grawimetrycznej w funkcji szerokości i wysokości grzbietów anhydrytowych których podstawa jest na głębokości 1000 m

7.5 Ewolucja grzbietów wzbudzona metasomatozą gipsu w anhydryt

Siarczany A1d zostały pierwotnie zdeponowane w postaci gipsu (Peryt, 1994), który na skutek pogrążania osadu i podgrzania przechodził metasomatozę w anhydryt z 39% utratą objętości (Azam, 2007). W analizowanych sekcjach sejsmicznych istotnie obserwujemy niecki związane z większą redukcją miąższości siarczanów w obrębie grzbietów niż otaczających ich panwi. Obecne oboczne zmiany miąższości warstw mieszczących się pomiędzy płaskim spągiem A1d a pierwotnie również płaskim stropem Na1 sięgają 30-50 m. Odzwierciedla to stopień redukcji miąższości gipsu, przy czym minima miąższości dobrze korelują się z lokalizacjami grzbietów (Fig. 7-8). Dla obserwowanych maksymalnych wysokości grzbietów anhydrytowych 120 m (ponad panwiami), pierwotna wysokość grzbietów gipsowych mogła wynosić 170 m co przekłada się na ok. 29% redukcję miąższości. Lokalne depresje ponad grzbietami zaczęły się tworzyć po osadzeniu A1g jeszcze w cechszynie (Fig. 7-8), choć delikatne ugięcia niecek nad grzbietami widoczne są jeszcze w najniższym triasie. Wskazuje to, że proces dehydratacji gipsu zachodził stopniowo przez kilka milionów lat. Można szacować, że rozpoczął się, gdy podstawa grzbietów znajdowała się na głębokości około 200 m i ustał przy głębokości 500 m, czyli zaczął się nieco płycej niż teoretycznie przewidywany zakres głębokości 450-500 m (Jowett i in., 1993).

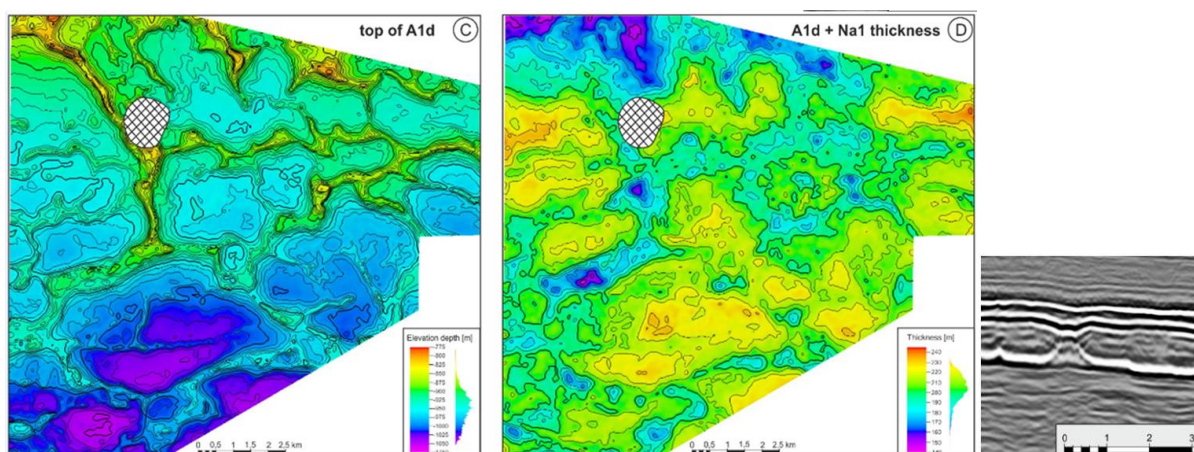


Fig. 7-8 Wzór grzbietów anhydrytowych na podstawie głębokości do stropu A1 (po prawej) oraz obniżenia zlokalizowane ponad nimi na podstawie dystrybucji sumarycznej miąższości A1 + Na1 (po lewej). Na wycinku profilu sejsmicznego widoczna jest niecka ponad grzbietem A1

7.6 Hipotetyczne mechanizmy powstawania grzbietów anhydrytowych

Powstawanie poligonalnych grzbietów siarczanowych w SPB można przypisać różnym procesom geologicznym. Systematycznie ocenialiśmy i wykluczaliśmy kilka hipotez, takich jak np. tworzenie piaszczystych wydm gipsowych w procesach eolicznych (Szyrkiewicz i in., 2010) czy pęknięcia z wysychania w środowiskach playa (Warren, 2016). W naszej dyskusji skupimy się na mechanizmach swobodnej konwekcji solanki w basenie ewaporatowym i diapiryzmie wzbudzonym niestatecznym warstwowaniem gęstościowym (Fig. 7-9).

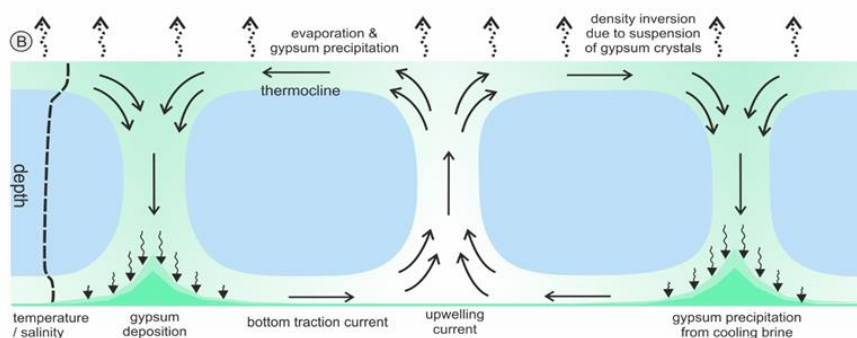
W spokojnym basenie solankowym występuje wyraźne rozwarstwienie w poprzek termokliny pomiędzy lżejszą przypowierzchniową warstwą, podgrzaną do głębokości absorpcji promieniowania słonecznego, a chłodniejszą, gęstszą wodą poniżej. W górnej warstwie wygrzanie solanki prowadzi do jej rozrzedzenia, a jednocześnie parowanie powoduje wzrost zasolenia i gęstości. Arnon et al. (2016) wykazali, że ekspansja termiczna przewyższa wzrost gęstości do poziomu nasyconego roztworu gipsu, co sprzyja w takim zbiorniku stabilnej stratyfikacji termohalinowej. Jednak, Morze Martwe podlega sezonowej niestabilności gęstościowej w zimie, gdy schłodzona solanka przy powierzchni robi się gęstsza od tej w podłożu, gdyż dyfuzja termiczna przebiega szybciej niż chemiczna. Takie sezonowe mieszanie wód w basenie jest niekorzystne dla utrzymania stabilnych komórek konwekcyjnych, które mogłyby uwarunkować poligonalny rozkład grzbietów gipsowych. Położenie basenu cechsztyńskiego SPB w pobliżu równika sprzyjało stabilności termohalinowej solanki ze względu na intensywne i stałe promieniowanie słoneczne oraz małe sezonowe wahania temperatury. W takich warunkach konwekcja mogła zostać zainicjowana przez wytrącanie się kryształów gipsu powyżej termokliny, które tworząc zawiesinę mogły powodować inwersję gęstości ponad termokliną. Zjawisko takie może przypominać proces obserwowany w ujściach rzek, których wody permanentnie zasilają powierzchniową warstwę zbiornika morskiego w zawiesinę mułu (Burns i Meiburg, 2015). Symulacje numeryczne takiego procesu pokazują tworzenie się stabilnych komórek konwekcyjnych, które prowadzą do depozycji osadu na dnie zbiornika w formie poligonalnych wyniesień.

Pozostaje jednak zasadnicze pytanie o rozmiar i trwałość komórek konwekcyjnych potrzebnych do powstania poligonalnych grzbietów anhydrytowych. Aby utrzymać komórki w przybliżeniu izometryczne, ich rozmiar pionowy powinien wynosić co najmniej połowę rozmiaru poziomego (patrz rys. 4B). Przy uwzględnieniu grzbietów drugiego rzędu o średnicy poligonu ok. 1 km, można szacować, że głębokość basenu podczas konwekcji powinna wynosić ok. 500 m, co w świetle dotychczasowych koncepcji sedymentacji gipsu wydaje się być wartością kontrowersyjnie wysoką. Drugą kwestią jest czas trwania stabilnych komórek konwekcyjnych. Dla jego oszacowania potrzebujemy tempa parowania w basenie cechsztyńskim SPB, które określiliśmy na 2,26 m/rok, przyjęte jako podwojone tempo parowania dla Morza Martwego (Hamdani i in., 2018). Konieczny jest również gęstość nasyconego roztworu gipsu, który wynosi 2,6 kg/m³ w temperaturze 30°C. Szacując objętość gipsów w grzbietach gipsowych założyliśmy, że ok. 5% basenu było pokryte takimi grzbietami o średniej wysokości 50 m. Wówczas oszacować można, że do wytrącenia tej ilości gipsu konieczne było odparowanie około 2200 m słupa solanki. Taka masa odparowanej wody była prawdopodobnie uzupełniana napływem wód z oceanu światowego. Uwzględnivszy powyższe tempo parowania, oszacujemy, że dla powstania grzbietów anhydrytowych o obserwowanych rozmiarach konwekcja musiała być stabilna przez ok. 1000 lat. Jeśli jednak uznamy, że mechanizm konwekcyjny przyczynił się tylko do zainicjowania poligonalnego wzoru grzbietów do 10% ich

ostatecznej wysokości (co przekłada się na 100 krotnie mniejszą objętość grzbietów), to utworzenie stabilnych komórek konwekcyjnych wymagałoby około 10 lat stabilnej konwekcji. Późniejszy wzrost grzbietów można przypisać albo konwencjonalnej sedymentacji gipsu na płycznach nad wyniesieniami pierwotnych grzbietów, albo diapiryzmowi gipsowemu.

Mechanizmy rządzące diapiryzmem gipsu zostały zbadane przez Williams-Strouda i Paula (1997) i dalej wyjaśnione wraz z dowodami w późniejszej publikacji Paula (2014). Po wczesnym etapie diagenetycznym, zachodzącym przy pogrążeniu do 100-200 m, czysty halit wykazuje prawie stałą gęstość $2,17 \text{ g/cm}^3$ (Warren, 2016), a zanieczyszczenia dodatkowo zwiększają tę gęstość. Gips wykazuje generalnie wyższą gęstość ok. $2,30 \text{ g/cm}^3$ (Williams-Stroud i Paul, 1997), co uniemożliwia zainicjowanie niestabilności gęstościowej. Jednak nawet skonsolidowane agregaty gipsowe mogą zachować znaczną porowatość (Sonnenfeld, 1984), która zmniejsza gęstość gipsu we wstępnej fazie diagenety. Dodatkowe zmniejszenie gęstości gipsu może być wywołane napływem wody z leżących poniżej gipsów przeobrażanych w anhydryt (Paul, 2014). Odwrócona stratyfikacja gęstościowa pomiędzy porowatym gipsem a litą solą kamienną napędza niestabilność Rayleigha-Taylor (RT), które to zjawisko może prowadzić do powstania pogrązków, grzbietów i diapirów (Ramberg, 1972). Tempo wzrostu takich struktur zależy od różnicy gęstości, a także lepkości i grubości zaangażowanych warstw (Turcotte i Schubert, 2014). Na przykład, dla warstwy gipsu o grubości 100 m, charakteryzującej się kontrastem gęstości $0,1 \text{ g/cm}^3$ i lepkością rzędu $10^{17} \text{ Pa}\cdot\text{s}$, charakterystyczną dla soli kamiennej, tempo wzrostu może być wystarczające do wytworzenia struktur diapirycznych w ciągu 1 mln lat. Bliższy opis tego procesu wymagałby znajomości reologicznego zachowania się gipsu w reżimie newtonowskim zdominowanym przez ciśnienia porowe, które nie jest jak dotąd scharakteryzowane.

- Niekonwencjonalne: Efekt konwekcji solanki z inwersją gęstości



Efekt diapiryzmu gipsów na wczesnym etapie konsolidacji

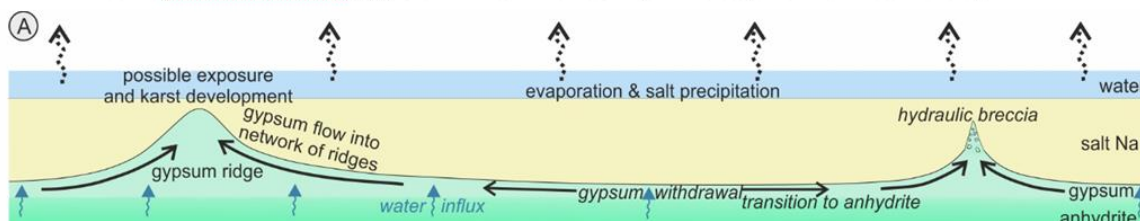


Fig. 7-9 Alternatywne koncepcje powstania grzbietów anhydrytowych A1

Rozstęp pomiędzy diapirami zależy głównie od grubości warstw i ich lepkości, przy czym duże wartości wskazują na wysoki stosunek lepkości między nadkładem a warstwą mobilną. Modele

numeryczne niestabilności RT w 3D (Fernandez i Kaus, 2015) zazwyczaj pokazują tworzenie się sześciokątnego wzoru grzbietów. Zaobserwowane przez nas odstępstwa między grzbietami anhydrytowymi są ok. 20-40-krotnością początkowej grubości warstwy gipsu, co jest znacznie większą krotnością niż przewidywania analityczne dla struktur grzbietowych napędzanych przez RT (Turcotte i Schubert, 2014), lub wyniki symulacji numerycznych (Fernandez i Kaus, 2015). Hernandez i in. (2018) udokumentowali stosunek odległości między grzbietami a grubością warstwy w zakresie od 10 do 20 dla struktur solnych na Morzu Północnym. Podczas gdy duże odstępstwa diapirów w tektonice soli mogą być związane z plastycznym zachowaniem klastycznego nadkładu (Ismail-Zadeh i in., 2002), nie jest to realne wyjaśnienie dla lepko odkształcającego się gipsu i halitu. Na odstępstwa grzbietów mogą również wpływać początkowe zaburzenia kontaktu między warstwami (Schmeling, 1987). Ponadto, w warstwie gipsu stopniowo przechodzącej w anhydryt, gdy jest ona przedzielona nieprzepuszczalnymi warstwami, może powstać znaczne ciśnienie porowe, prowadzące do wewnętrznego skruszenia i selektywnej mobilizacji początkowych grzbietów diapirycznych poprzez szczelinowanie hydrauliczne (Paul, 2014), z odstępami przekraczającymi odstępstwa między pierwotnymi grzbietami. Po przekształceniu w wysoce lepki anhydryt, grzbiety pozostają nienaruszone pomimo ich wysokiej gęstości w stosunku do otoczenia.

7.7 Wnioski

Bez względu na niepewną genezę poligonalnych grzbietów anhydrytowych ich obecność została udokumentowana na obszarze Pomorza Gdańskiego na obszarze co najmniej kilku, a może nawet kilkunastu km². Rozpoznanie ich geometrii będzie miało zasadnicze znaczenie dla zlokalizowania kawern w solach Na1.

- Miąższość soli Na1 w panwiach wynosi 140-200 m, a ponad grzbietami I rzędu zaledwie 70-100 m, gdzie profil soli jest zaburzony procesami odwodnienia gipsu (redukcja wysokości grzbietów o ok. 29%)
- Panwie solne o stabilnej miąższości mają przeciętne rozmiary zaledwie 1- 2 km, gdyż są często rozdzielone grzbietami II rzędu
- Obszar preferowany dla ługowania kawern można wstępnie wyznaczyć na podstawie zdjęcia gravimetrycznego o podwyższonej rozdzielczości $\sim 10 \text{ pkt/km}^2$
- W obrębie panwi solnych wytypowanych w ten sposób do ługowania niezbędne jest wykonanie wysokorozdzielczego zdjęcia sejsmiki 3D
- Rekomendowane jest również rozpoznanie zaburzeń Na1 (i A1) na stokach grzbietów na podstawie istniejących rdzeni i w obrazie sejsmicznym.
- Modelowania numeryczne powinny również testować mechaniczny wpływ grzbietów A1 na kawerny w Na1

Na podstawie tych badań został sporządzony artykuł - wysłany do Geology: *Giant polygonal anhydrite ridges in the northeastern Southern Permian Basin (Poland)*, który został przyjęty do recenzji.

7.8 Literatura

- Arnon, A., Selker, J.S., Lensky, N.G., 2016. Thermohaline stratification and double diffusion diapycnal fluxes in the hypersaline Dead Sea. *Limnology and Oceanography* 61, 1214–1231. <https://doi.org/10.1002/lno.10285>
- Azam, S., 2007. Study on the geological and engineering aspects of anhydrite/gypsum transition in the Arabian Gulf coastal deposits. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 66, 177–185. <https://doi.org/10.1007/s10064-006-0053-2>
- Blakely, R.J., 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, Cambridge.
- Borchert, H., 1959. Ozeane Salzlagerstätten. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

- Burns, P., Meiburg, E., 2015. Sediment-laden fresh water above salt water: nonlinear simulations. *Journal of Fluid Mechanics* 762, 156–195. <https://doi.org/10.1017/jfm.2014.645>
- Czapowski, G., 1987. Sedimentary facies in the Oldest Rock Salt (Na1) of the Leba elevation (northern Poland). W: Peryt, T.M. (Red.), *The Zechstein Facies in Europe*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 207–224.
- Dyjaczyński, K., Peryt, T.M., 2014. Controls on basal Zechstein (Wuchiapingian) evaporite deposition in SW Poland. *Geological Quarterly* 58, 485–502. <https://doi.org/10.7306/gq.1166>
- Fernandez, N., Kaus, B.J.P., 2015. Pattern formation in 3-D numerical models of down-built diapirs initiated by a Rayleigh–Taylor instability. *Geophysical Journal International* 202, 1253–1270. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv219>
- Fulda, E., 1929. Über „Anhydrit-Klippen“. *Kali* 23, 129–133.
- Hamdani, I., Assouline, S., Tanny, J., Lensky, I.M., Gertman, I., Mor, Z., Lensky, N.G., 2018. Seasonal and diurnal evaporation from a deep hypersaline lake: The Dead Sea as a case study. *Journal of Hydrology* 562, 155–167. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.057>
- Hemann, M., 1972. Ausbildung und Genese des Leinesteinsalzes und des Hauptanhydrits (Zechstein 3) im Ostteil des Subherzynen Beckens. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften B* 16, 307–411.
- Hernandez, K., Mitchell, N.C., Huuse, M., 2018. Deriving relationships between diapir spacing and salt-layer thickness in the Southern North Sea. *Geological Society, London, Special Publications* 469, 119–137. <https://doi.org/10.1144/SP469.16>
- Ismail-Zadeh, A.T., Huppert, H.E., Lister, J.R., 2002. Gravitational and buckling instabilities of a rheologically layered structure: implications for salt diapirism. *Geophysical Journal International* 148, 288–302. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01612.x>
- Jowett, C.E., Cathles, L.M., Davis, B.W., 1993. Predicting Depths of Gypsum Dehydration in Evaporitic Sedimentary Basins. *AAPG Bulletin* 77, 402–413. <https://doi.org/10.1306/BDF8C22-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Paul, J., 1993. Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes. die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. *Geologisches Jahrbuch. Reihe A, Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie* 1993, 197–218.
- Paul, J., 2014. Gypsum domes and diapirs: common features in the Zechstein (Upper Permian) of Germany. *Geological Quarterly* 58, 521–530. <https://doi.org/10.7306/gq.1192>
- Peryt, T., 1989. Zechstein deposition in the Polish part of the Peri-Baltic Gulf. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 37, 2.
- 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. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01393.x>

- Peryt, T.M., Piatkowski, T.S., 1977. Stromatolites from the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Poland. W: Flügel, E. (Red.), Fossil Algae. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 124–135. https://doi.org/10.1007/978-3-642-66516-5_13
- Poprawa, P., 2019. Geological setting and Ediacaran–Palaeozoic evolution of the western slope of the East European Craton and adjacent regions. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 89, 347–380. <https://doi.org/10.14241/asgp.2019.23>
- Ramberg, H., 1972. Theoretical models of density stratification and diapirism in the Earth. *Journal of Geophysical Research* 77, 877–889. <https://doi.org/10.1029/JB077i005p00877>
- Richter-Bernburg, G., 1985. Zechstein-Anhydrite-Fazies und Genese. *Geologisches Jahrbuch. Reihe A, Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie* 3–82.
- Rockel, W., Ziegenhardt, W., 1979. Strukturelle Kriterien der Lagunenbildung im tieferen Zechstein im Raum südlich Berlin. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 847–860.
- Schmeling, H., 1987. On the relation between initial conditions and late stages of Rayleigh-Taylor instabilities. *Tectonophysics* 133, 65–80. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90281-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90281-2)
- Ślotwiński, M., Burliga, S., 2023. Controls on evaporite facies distribution during the early phases of the Zechstein Basin development (Zechstein 1, Upper Permian): Implications from the marginal part of the basin in SW Poland. *Sedimentary Geology* 453, 106439. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106439>
- Sonnenfeld, P., 1984. Brines and evaporites. Academic Press, Cambridge, Massachusetts.
- Szynkiewicz, A., Ewing, R.C., Moore, C.H., Glamoclija, M., Bustos, D., Pratt, L.M., 2010. Origin of terrestrial gypsum dunes—Implications for Martian gypsum-rich dunes of Olympia Undae. *Geomorphology* 121, 69–83. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.017>
- Turcotte, D., Schubert, G., 2014. *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- Warren, J.K., 2016. *Evaporites: A Geological Compendium*. Springer International Publishing, Cham.
- Williams-Stroud, S.C., Paul, J., 1997. Initiation and growth of gypsum piercement structures in the Zechstein Basin. *Journal of Structural Geology* 19, 897–907. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00017-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00017-5)

[REDACTED]

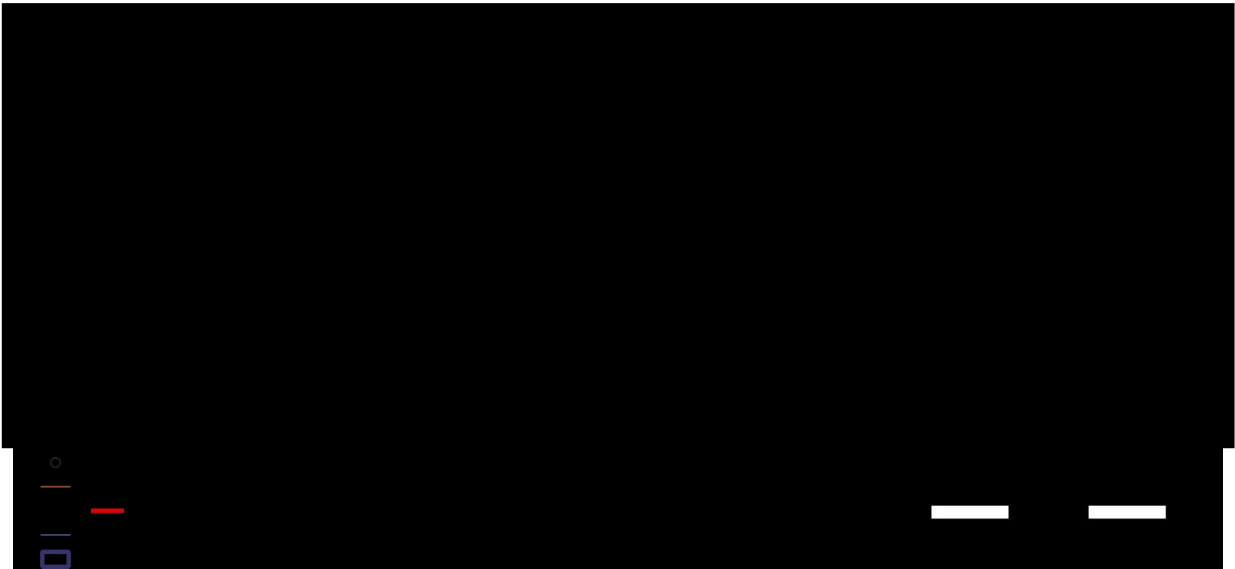
[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]



[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

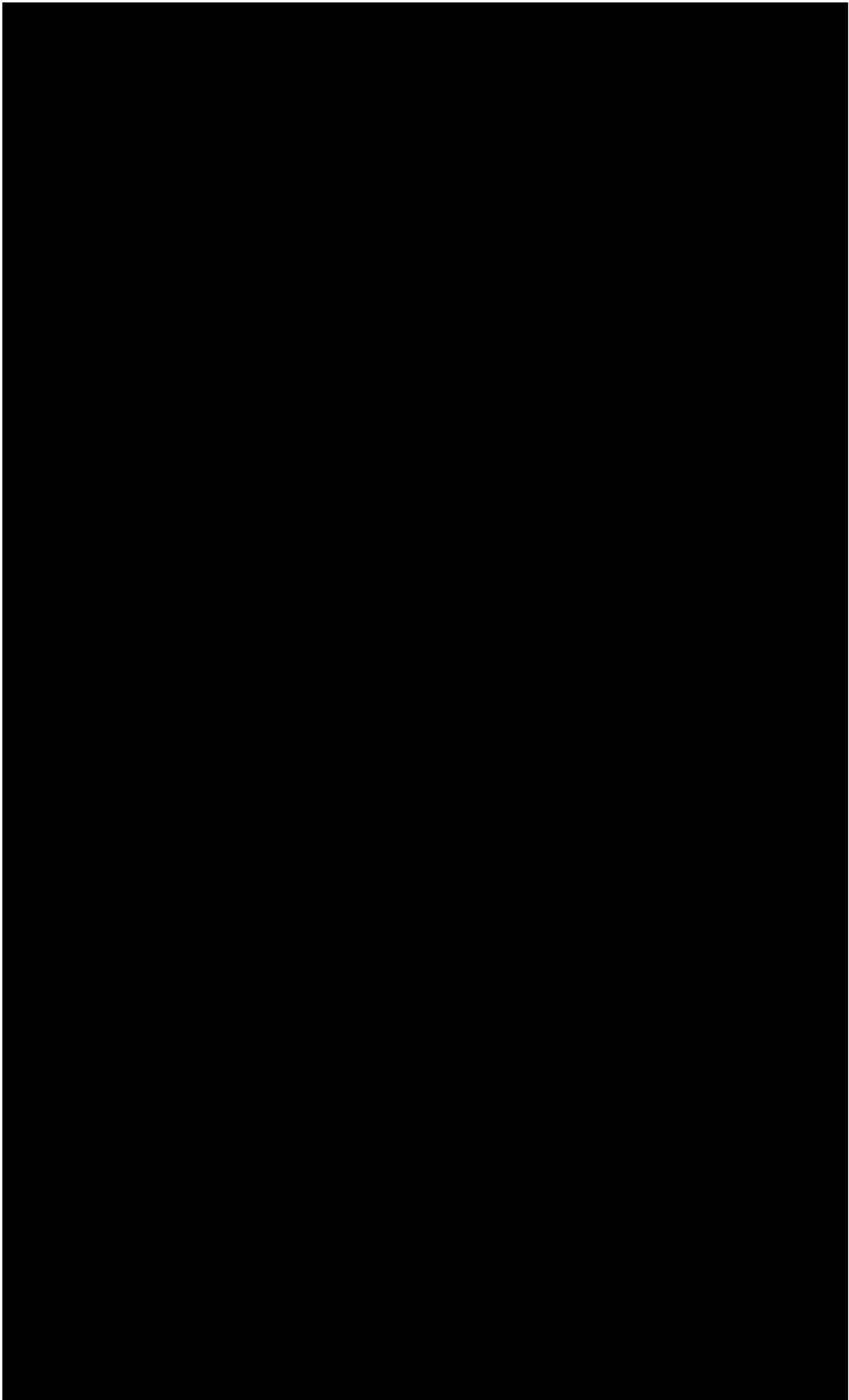
[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]



[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]

[REDACTED]
[REDACTED]
[REDACTED]

[illegible]

[illegible]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]

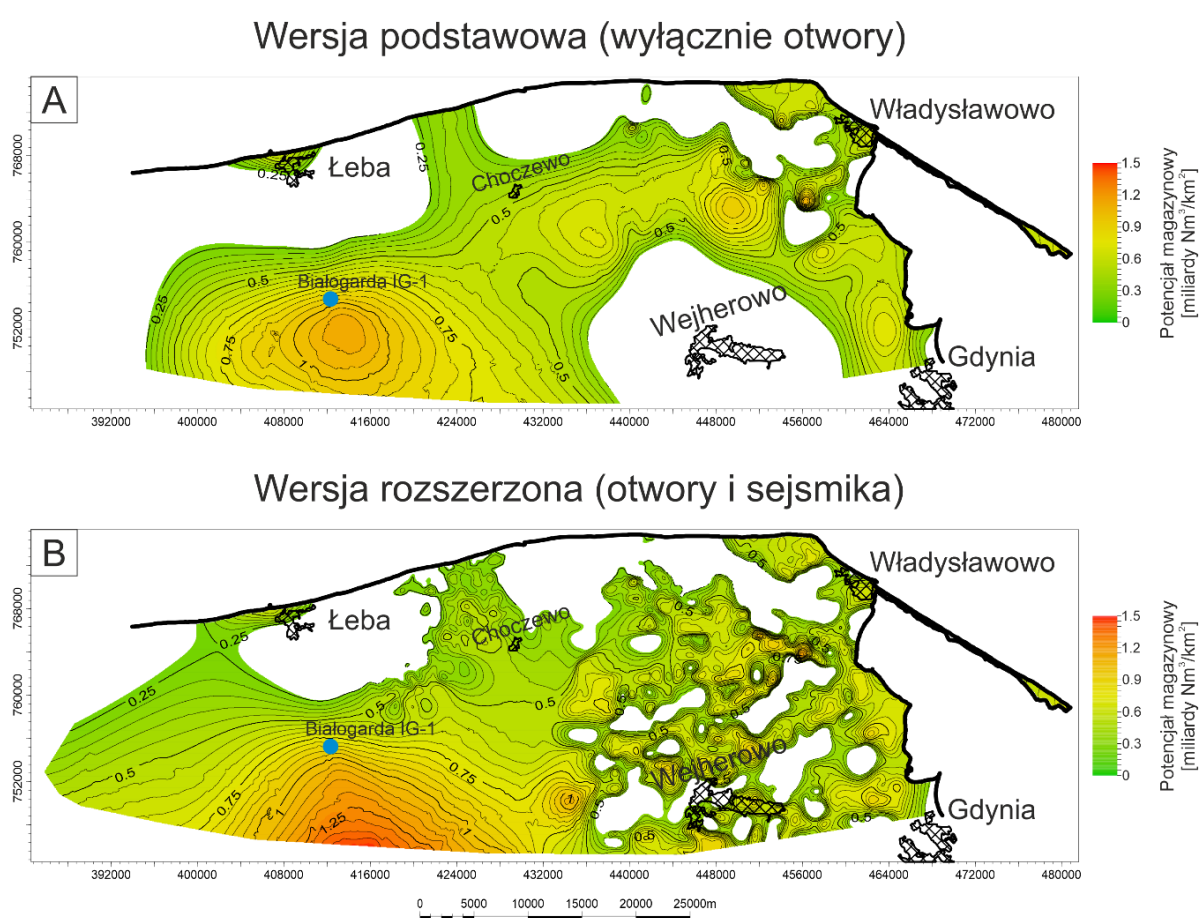
[REDACTED]

9 Potencjał magazynowy jako wieloparametryczna ocena możliwości lokalizacji kawern solnych

(Michał Słotwiński)

9.1 Potencjał magazynowy dla wyniesienia Łeby

Mapy miąższości najstarszej soli kamiennej Na1 wykorzystano do stworzenia map potencjału magazynowego dla wodoru w danym obszarze. Obliczenia przeprowadzono wg procedur opisanych w rozdziale 5, konkretniej używając wariantu z współczynnikami bezpieczeństwa g_{szczel} , g_{wytr} i h_0 (wykorzystywany standardowo w polskich pracach w tym temacie takich jak: Ślizowski i in., 2010, 2011, 2017; Ślizowski i Urbańczyk, 2011; Lankof i Tarkowski, 2020) dla których przyjęto wartości odpowiednio 0.018 MPa/m, 0.00835 MPa/m i 750 m.



Temperaturę liczono z gradientu 2,2°C na 100 m i średniej rocznej temperatury na powierzchni równej 10°C. Objętość kawerny liczono z założeniami średnicy kawerny 66 m oraz wymiarów półki stropowej równej 30 m, szyi kawerny 15 m, i półki spągowej 10 m. Jako graniczną miąższość soli przyjęto 125 m. Rozmieszczenie kawern przyjęto jako siatkę heksagonalną o odległości pomiędzy

kawernami równej 250 m Wynikowe mapy przedstawiono na Fig. 9-1 w dwóch wariantach opartych A) wyłącznie na otworach - MO24 i B) na otworach i interpretacji danych sejsmicznych – MOS24.

Mapy wskazują na najwyższy potencjał w południowo-zachodniej części obszaru, na południe od otworu Białogarda IG-1. Jest to zasadniczo obszar bardzo słabo rozpoznany, znaczna miąższość na tak dużym obszarze może wynikać z interpolacji danych w której na przestrzeni kilkudziesięciu kilometrów na miąższość soli rzutuje ten pojedynczy otwór, który trafił w strefę o wysokiej miąższości. Brak dodatkowych otworów bądź sejsmiki nie pozwala na określenie geometrii i wymiarów tej strefy, ale na podstawie obserwacji z lepiej rozpoznanych obszarów jest bardziej prawdopodobnym, że jest to raczej basen o wymiarach nieprzekraczających kilku kilometrów, a nie, jak sugerowała by taka interpolacja, niecka o ponad dwudziestokilometrowej średnicy. Z drugiej strony otwór ten (Białogarda IG-1) jest miejscem największej zanotowanej miąższości soli na całym badanym obszarze (ponad 225 m) tak więc w pewnym stopniu może to wskazywać na ogólnie większe miąższości soli w tym obszarze niż na północ i na wschód od niego. Przekładałoby się to na strop soli położony wyżej zarówno ponad szczytami elewacji anhydrytowych jak i den basenów solnych. Niemniej jednak tego typu interpretacje są spekulatywne i bardzo niski poziom rozpoznania obszaru należy uznać za dyskwalifikujący pomimo wyliczonego pozornie wysokiego potencjału magazynowego. Część południowo-wschodnia obszaru znacznie różni się pomiędzy wariantem MO24 a MOS24. W wersji wykorzystującej wyłącznie otwory, większość tego obszaru, z wyjątkiem skrajnie wschodniego pasa, charakteryzuje się miąższościami poniżej założonej miąższości minimalnej a tym samym zerowym potencjałem. Wersja uwzględniająca sejsmikę natomiast uszczegóławia ten obraz, wskazując na to, że pomiędzy linearnymi elewacjami anhydrytowymi o niskiej miąższości znajdują się baseny solne, gdzie miąższość, a tym samym potencjał magazynowy, mogą osiągać większe wartości. Północno-zachodnia część obszaru (zachodnia i centralna część strefy przybrzeżnej) jest według obu wariantów w większości niekorzystna w kontekście budowy kawern. Wyjątek stanowią tu dwa obszary: jeden w okolicach Łeby, a drugi w okolicach Choczewa. Oba charakteryzują się jednak stosunkowo niskimi wartościami potencjału. Dodatkowo występują w tych lokalizacjach potencjalnie konfliktowych ze względu na bliskość do Słowińskiego PN oraz obszaru planowanego pod EJ „Choczewo”.

Figura 9-2 przedstawia mapy potencjału magazynowego dla tego regionu, które zostały opracowane w literaturze przez:

- a) Ślizowskiego i Urbańczyka (2011) dla gazu ziemnego,
- b) Ślizowskiego i in., (2017) dla gazu ziemnego oraz
- c) Lankofa i Tarkowskiego (2022) dla wodoru przedstawiony.

Mapy te różnią się zarówno wzajemnie, jak i w stosunku do nowo utworzonych map, przede wszystkim w kwestii potencjału magazynowego obszaru okolic Lęborka, jednak obszary wybrzeża pomiędzy Karwią i Białogórą, Kopalinem i Łebą oraz obszar na zachód od Łeby są we wszystkich interpretacjach obszarami nieperspektywicznymi pod względem możliwości magazynowania substancji gazowych w kawernach. Starsze mapy są również spójne z nową mapą MO24 w kwestii nieperspektywiczności obszaru w południowo-wschodniej części tejże mapy, czyli okolic Wejherowa.

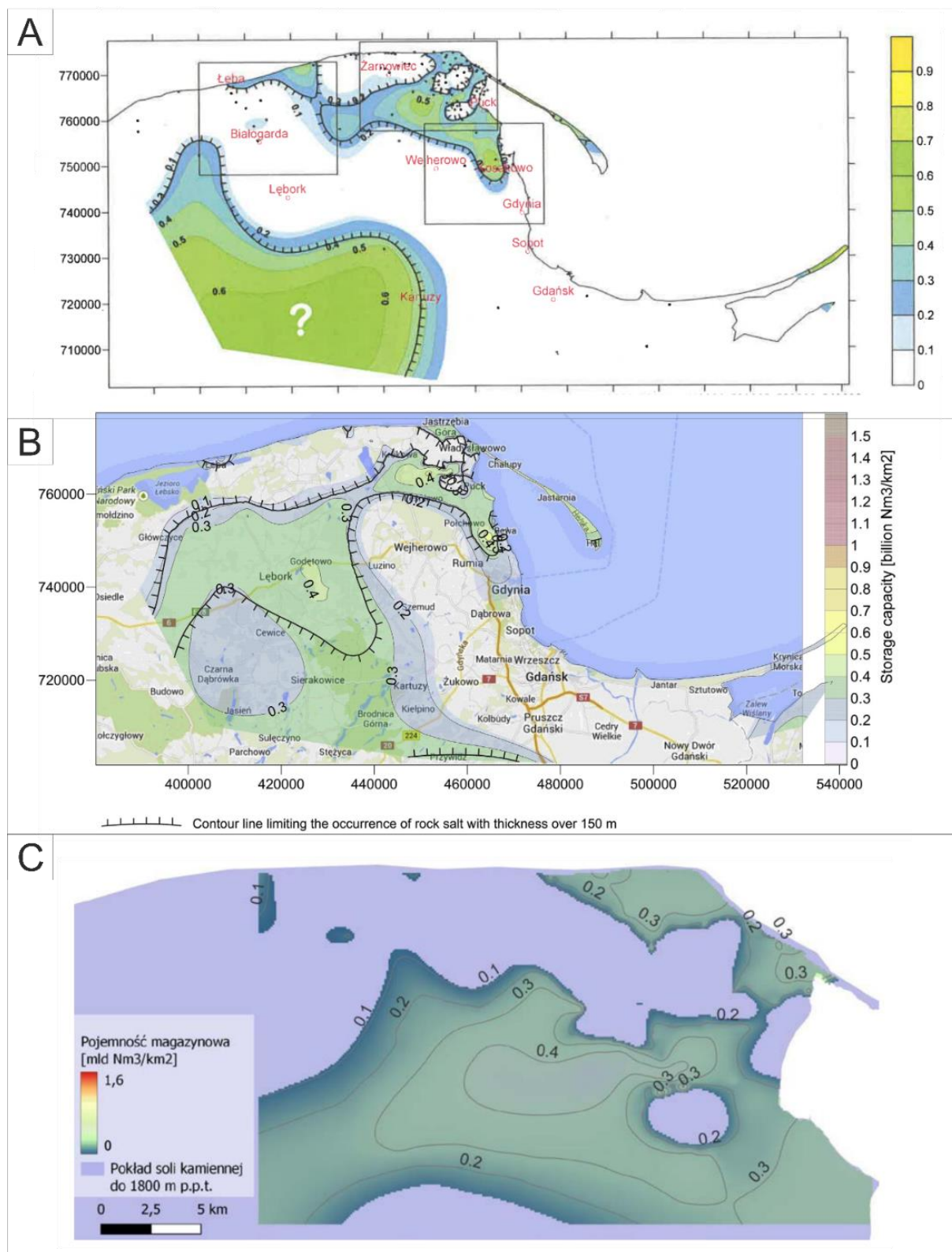


Fig. 9-2 Mapy rozkładu potencjału magazynowego wg: A) Ślizowskiego i Urbańczyka (2011) dla gazu ziemnego; B) Ślizowskiego i in., (2017) dla gazu ziemnego; C) Lankofa i Tarkowskiego (2022) dla wodoru

9.2 Potencjał magazynowy dla północno-wschodniej części obszaru wyniesienia Łeby

Północno-wschodni obszar wyniesienia Łeby jest najbardziej perspektywiczny ze względu na dobre rozpoznanie przestrzeni podziemnej i obecność stosunkowo wysokiej i mało zmiennej miąższości soli. Obszar ten został szczegółowo przedstawiony w większej skali na dla dwóch wariantów MO24 (Fig. 9-3C) i MOS24 (Fig. 9-3D). Dla porównania przedstawiono również mapę potencjału magazynowego autorstwa Ślizowskiego i Urbańczyka (2011) (Fig. 9-3A) oraz Ślizowskiego i in. (2017) (Fig. 9-3B). Mapy te powstały przez zdigitalizowanie map widocznych na Fig. 9-2.

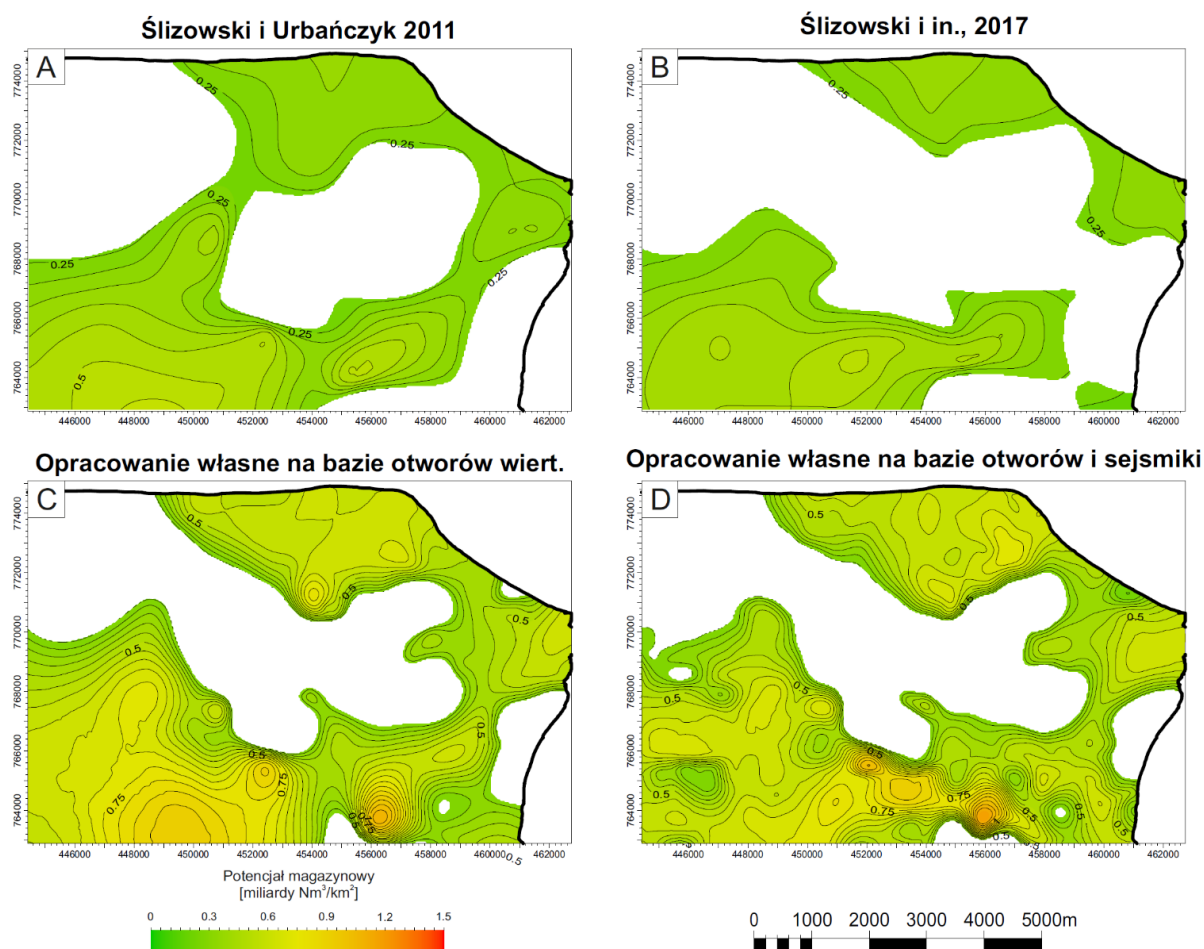


Fig. 9-3 Mapy potencjału magazynowego dla północno-wschodniego obszaru wyniesienia Łeby.

A) Mapa wg Ślizowskiego i Urbańczyka (2011); B) Mapy Ślizowskiego i in. (2017); C) Mapa utworzona w ramach niniejszego opracowania, w wariancie bazującym na otworach (MO24); D) Mapa utworzona w ramach niniejszego opracowania, w wariancie bazującym na otworach i sejsmice (MOS24)

Wszystkie mapy posiadają pewne elementy zbieżne w formie stref o wysokim potencjale magazynowym występującym na zbliżonych obszarach. Obszary te są tożsame z obszarami perspektywicznymi wyznaczonymi w rozdziale 10. Występują natomiast znaczne różnice pomiędzy nowymi a starymi mapami oraz w mniejszym stopniu, między nową mapą w wariancie podstawowym a tą w wariancie rozszerzonym, jeżeli chodzi o ich dokładną formę. Najwyższe wartości osiąga generalnie obszar związany z basenem Zdrady, zwłaszcza w centralnej części.

Na mapie Ślizowskiego i in. (2017) brakuje obszaru o wysokim potencjale w obszarze basenu Lisewa, jednak pozostałe trzy baseny są wyraźnie obecne na wszystkich mapach.

Różnice między mapami można podzielić na trzy aspekty:

- a) granice obszarów o zerowym potencjale,
- b) absolutne wartości potencjału oraz
- c) geometria stref o relatywnie wysokim potencjale.

Granice obszarów o zerowym potencjale są bardzo różne pomiędzy nowymi a starymi mapami, co po części wynika z różnych założonych wartości minimalnej miąższości soli dla której potencjał jest rozpatrywany – dla obu starszych map jest to 150 m, dla map nowych – 125 m. Niemniej jednak nie jest to jedyna różnica, na co wskazują chociażby dość duże różnice pomiędzy obydwooma starszymi mapami, gdzie ta nowsza spośród nich, autorstwa Ślizowskiego i in. (2017) jest dużo bardziej zbieżna z nowoopracowanymi mapami.

Pod względem absolutnych wartości potencjału magazynowego pomiędzy starszymi mapami a nowszymi występuje bardzo duża różnica – osiągane wartości są niemal dwukrotnie wyższe. Wynika to prawdopodobnie z nieco innych założeń – innej średnicy kawerny oraz faktu, że przy sporządzaniu nowych map pominięto aspekt konwergencji kawerny (w przypadku nowych map potencjał magazynowy jest obliczony dla momentu uruchomienia magazynu, dla obu map starszych uwzględnia on 15-letni okres użytkowania i wiążące się z nim zaciskanie kawerny) oraz wpływ nachylenia warstwy na zwiększenie się efektywnej grubości pótek ochronnych. Ważną różnicą jest również to, że potencjał magazynowy na mapach literaturowych dotyczy gazu ziemnego, a nie wodoru. Należy jednak zaznaczyć, że mimo zwiększenia się absolutnych wartości potencjału magazynowego wzajemne relacje tych wartości pomiędzy różnymi obszarami pozostają zbliżone.

Przebieg stref o wysokim potencjale nie różni się pomiędzy mapami znacząco. Najważniejszą różnicą jest to, że na mapach Ślizowskiego i Urbańczyka (2011) oraz nowej mapie w wersji podstawowej, strefa związana z maksimum potencjału w basenie Zdrady jest rozcięta na pół przez strefę obniżonego potencjału w okolicach Werbliny, podczas gdy na mapie Ślizowskiego i in. (2017) oraz nowej mapie w wariancie rozszerzonym maksimum to ma ciągłą formę.

9.3 Podsumowanie

Potencjał magazynowy, obliczany i zwizualizowany w niniejszym rozdziale stanowi cenny wskaźnik umożliwiający ocenę lokalizacji pod kątem ich potencjalnego wykorzystania do budowy magazynów. Dzięki zastosowaniu tego wskaźnika możliwe jest efektywne zgromadzenie i porównanie zarówno geometrycznych, jak i operacyjnych parametrów kawern. W zależności od dostępności danych, potencjał magazynowy pozwala także oszacować wpływ reakcji górotworu oraz tempo zaciskania się kawern, co jest kluczowe dla oceny ich długoterminowej stabilności i efektywności.

Warto jednak podkreślić, że absolutne wartości potencjału, nie powinny być traktowane z dużym zaufaniem. Chociaż metodologia jego określania uwzględnia niektóre aspekty, takie jak dokładne obliczanie ciśnienia minimalnego i maksymalnego, inne istotne czynniki m.in. ostateczny kształt

wyługowanej kawerny czy zawartość materii nierozpuszczalnej są pomijane lub upraszczane przez arbitralne i bardzo niepewne wskaźniki. Metoda ta uwzględnia też wiele nierealistycznych założeń dotyczących np. dostępności terenu czy siatki, w jakiej lokowane mają być kawerny oraz dużo niepewności dotyczących np. miąższości soli, która jak może być bardzo zmienna i wymaga bardzo zagęszczonego rozpoznania. Ostatecznie, rzeczywista pojemność magazynową powinna być dokładnie prognozowana dla poszczególnych kawern w ramach planowania konkretnego pola magazynowego, a następnie zweryfikowana po procesie wyługowania kawern.

9.4 Literatura

- Lankof, L., Tarkowski, R., 2020. Assessment of the potential for underground hydrogen storage in bedded salt formation. *International Journal of Hydrogen Energy* 45, 19479–19492. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2020.05.024>
- Lankof, L., Tarkowski, R., 2022. Potencjał magazynowy wodoru w permskich złożach soli kamiennej w Polsce. *Przegląd Solny* 16.
- Ślizowski, J., Lankof, L., Urbańczyk, K., Serbin, K., 2017. Potential capacity of gas storage caverns in rock salt bedded deposits in Poland. *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 43, 167–178.
- Ślizowski, J., Serbin, K., Wiśniewska, M., 2010. Efektywna pojemność komór magazynowych gazu w pokładowych złożach soli kamiennej. *Geologia* 36, 407–417.
- Ślizowski, J., Urbańczyk, K., Lankof, L., Serbin, K., 2011. Analiza zmienności polskich pokładów soli kamiennej w aspekcie magazynowania gazu. *Wiertnictwo, Nafta, Gaz* 28, 431–443.
- Ślizowski, Urbańczyk, K., 2011. Możliwości magazynowania gazu ziemnego w polskich złożach soli kamiennej w zależności od warunków geologiczno-górnictwowych. Wydawnictwo IGSMiE PAN, Kraków.

10 Obszary perspektywiczne

(Marta Adamuszek, Michał Słotwiński, Grzegorz Czapowski)

10.1 Wyznaczenie obszarów perspektywicznych

W obrębie wytypowanego obszaru badań szczegółowych, na podstawie mapy miąższościowej MOS24 (poruszone w rozdziale 8), wyznaczono cztery obszary perspektywiczne do budowy magazynów kawernowych. Są to obszary otaczające zespół elewacji anhydrytowych (wałów anhydrytowych). Zespół ten, za Czapowskim (1998) nazywany płyczną Sławoszynka-Mieroszyna, charakteryzuje się wyraźnie obniżoną miąższością pokładu najstarszej soli kamiennej Na1 (Fig. 10-1). Obszary oparto na kryterium minimalnej miąższości utworów solnych większej niż 125 m na względnie ciągłym obszarze i unikaniu terenów chronionych wyższego rzędu oraz obszarów zabudowanych. Odpowiadają one mniej więcej czterem jednostkom basenowym wyznaczonym przez Czapowskiego (1998), tj. basenowi Jastrzębiej Góry, basenowi Władysławowa, basenowi Zdrady oraz basenowi Lisewa.

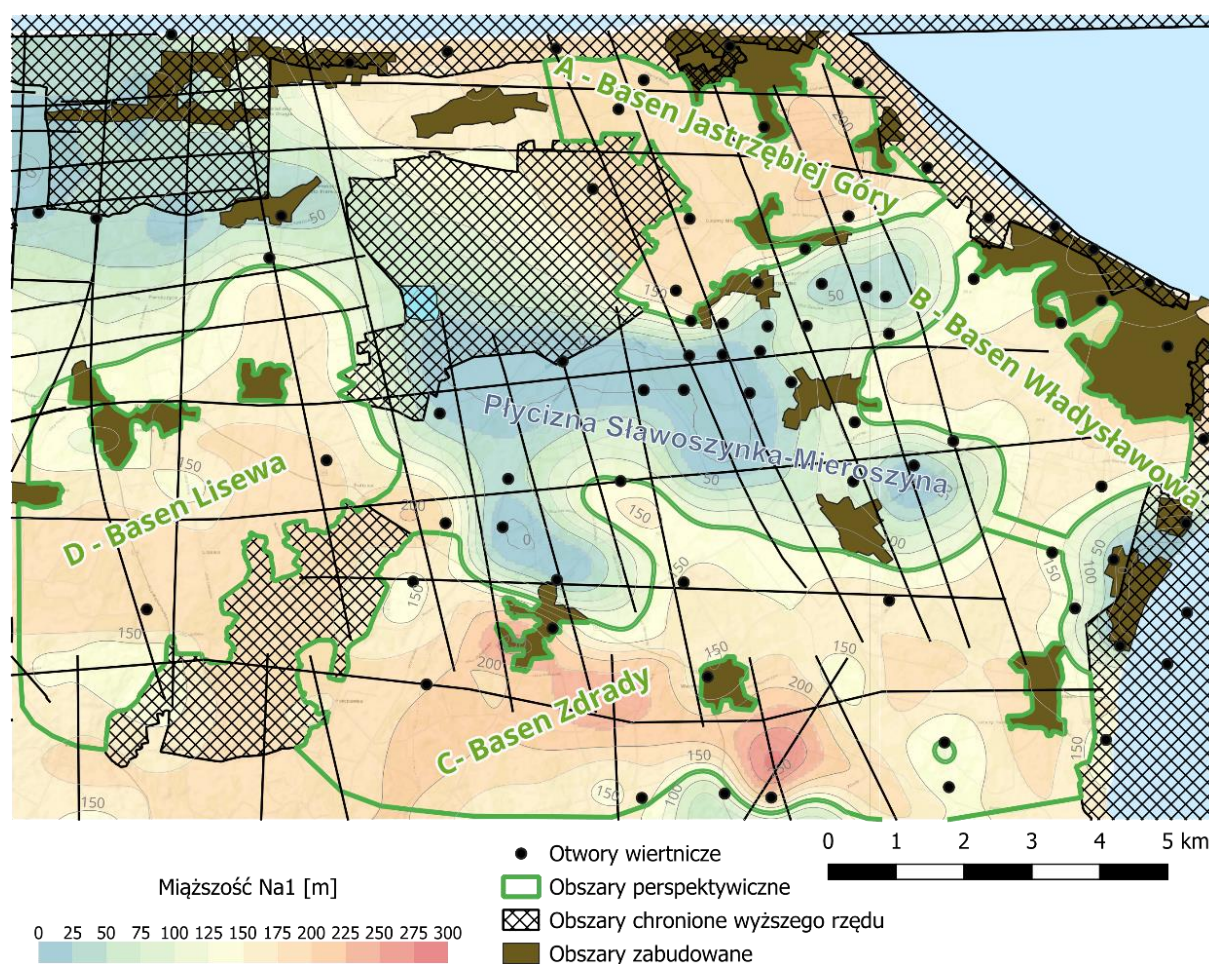


Fig. 10-1 Mapa miąższości soli na obszarze wytypowanym do szczegółowych analiz, w wariancie opartym na danych otworowych i sejsmicznych MOS24, wraz z wyznaczonymi obszarami perspektywicznymi do budowy podziemnych kawernowych magazynów wodoru

10.2 Charakterystyka czterech obszarów perspektywicznych

10.2.1 Obszar A

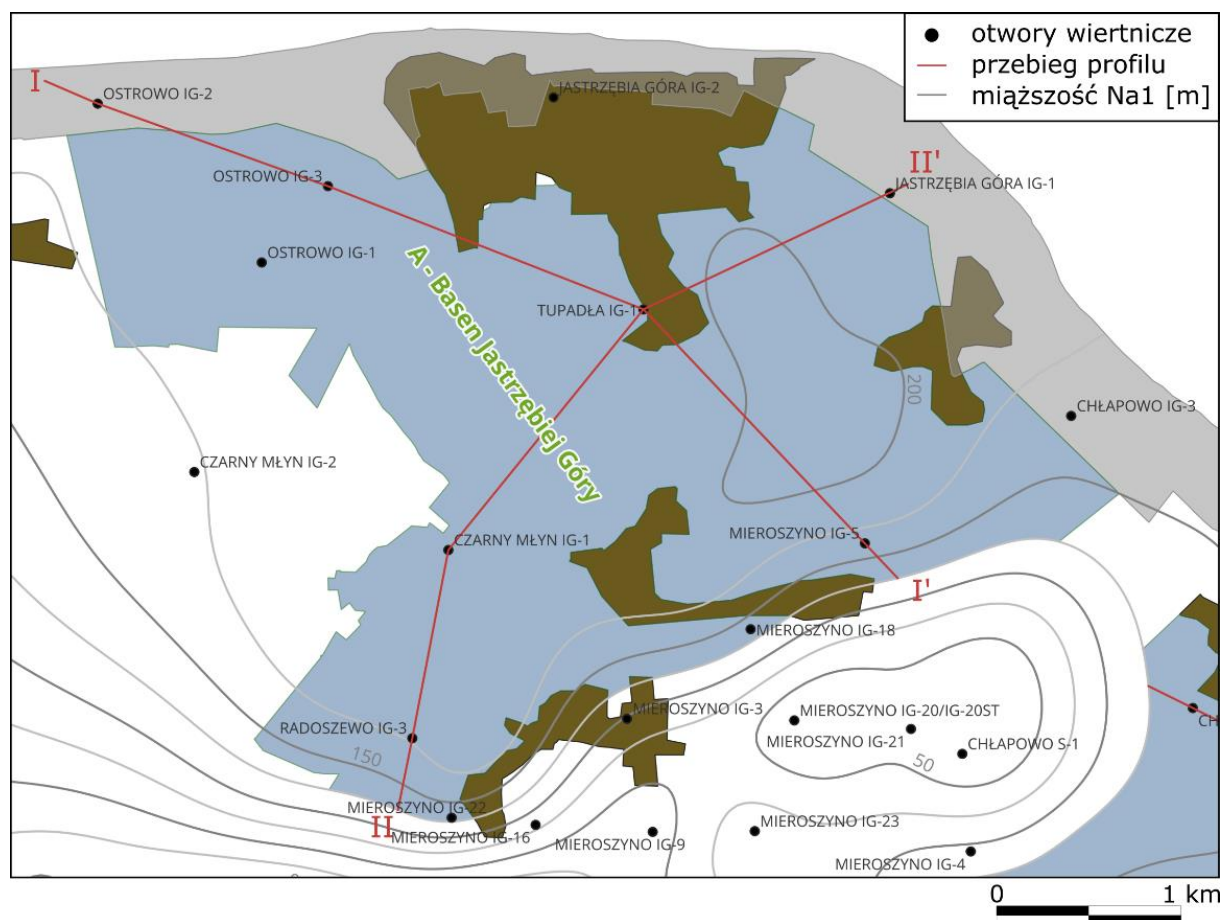


Fig. 10-2 Zasięg obszaru A na mapie miąższościowej najstarszej soli kamiennej Na1 wraz z lokalizacjami otworów (czarne markery) oraz liniami przekrojów

Obszar A, o powierzchni 11,36 km², pokrywa się w dużej części z basenem Jastrzębiej Góry i wykazuje wysoki stopień rozpoznania zarówno otworami jak i sejsmiką (Fig. 10-2). Bliskość do morza stanowi dodatkową zaletę tego obszaru w przypadku budowy kawern ze względu na możliwość zrzut solanki poługowniczej. Zlokalizowanych jest tu 8 otworów badawczych, a dodatkowo kilka otworów znajduje się w bliskim sąsiedztwie. Strop soli kamiennej znajduje się na głębokościach od ok. 620 m do ok. 710 m p.p.m. Przekrój I-I' o orientacji NW-SE ilustruje niewielkie nachylenie zarówno stropu jak i spągu pokładu w kierunku SE (Fig. 10-3). Obszar na większej swojej części charakteryzuje się mało zróżnicowanymi i stosunkowo dużymi miąższościami soli kamiennej przekraczającymi 175 m. Wyraźne zmniejszenie miąższości obserwuje się południowej części obszaru w sąsiedztwie płyciny Sławoszynka-Mieroszyna.

Na obszarze A pokład soli buduje w przeważającej części sól „czysta” Na1A, w obrębie której pojawiają się drobne przewarstwienia anhydrytu (An) i soli potasowych (K) (Fig. 10-4). Miąższości tych warstw nie przekraczają 0,5 m. Otwory Radoszewo IG-3 oraz Mieroszyno IG-5 położone na południu obszaru ujawniają w górnej części profilu utworów soli Na1 obecność tzw. soli „zailonej” Na1B.

Należy zauważyć, że w przekroju przez analizowany obszar (Fig. 10-3) głębokość utworów solnych Na1 została podana w metrach pod poziomem morza tj. m p.p.m., natomiast w przypadku stratygrafii (Fig. 10-4) w metrach pod powierzchnią terenu tj. m p.p.t.

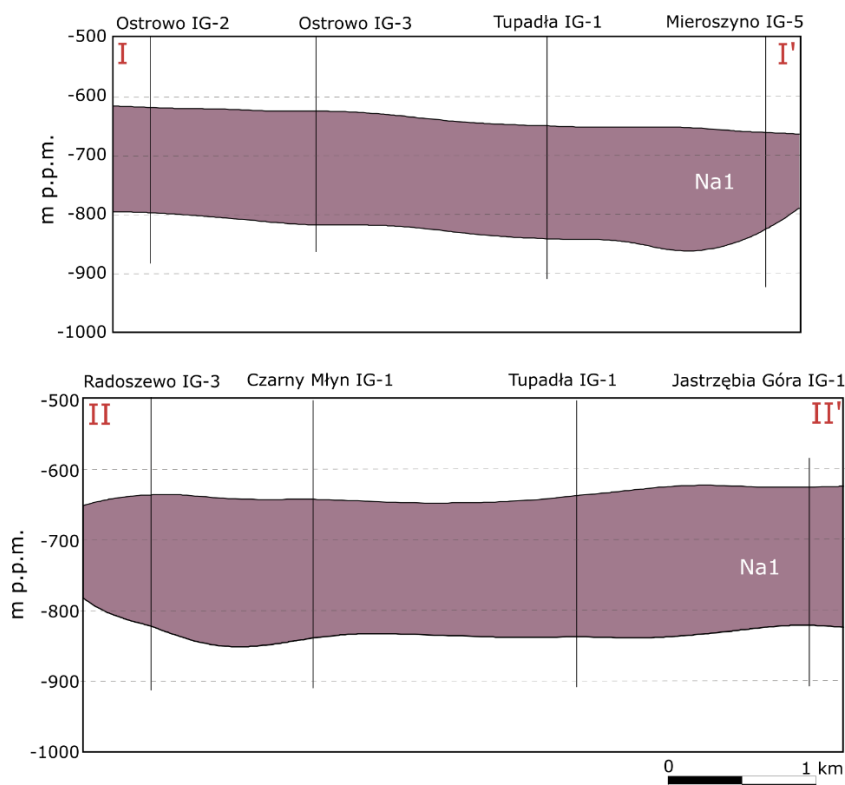


Fig. 10-3 Przekroje przez obszar A wzdłuż profili zaznaczonych na Fig. 10-1. Głębokość zalegania warstw została podana w m p.p.m.

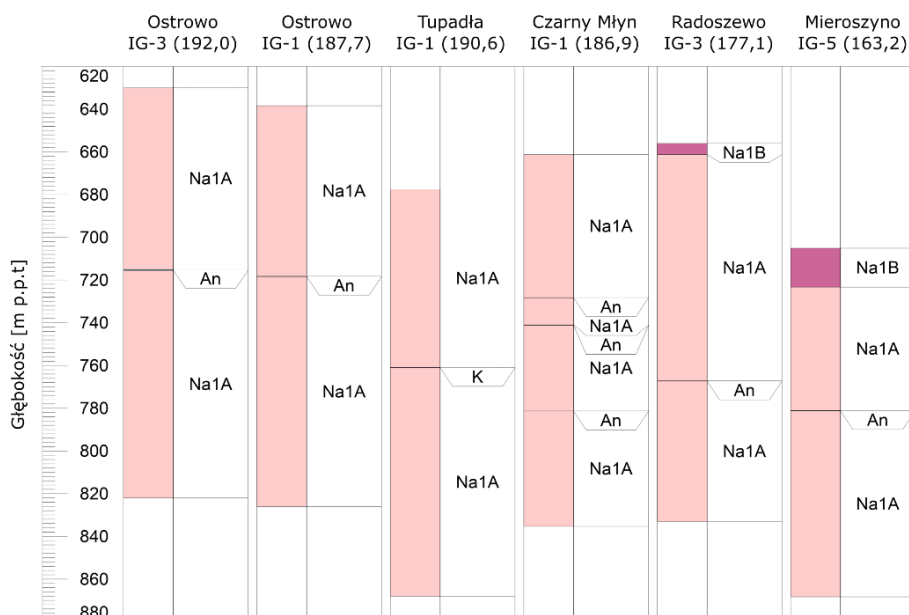


Fig. 10-4 Litostratygrafia utworów solnych w wybranych otworach wiertniczych, zlokalizowanych w obrębie obszaru A. Na1A to sole „czyste”, Na1B to sole „zailone”, K to sole potasowe i An to anhydryty. Głębokość zalegania warstw została podana w m p.p.t.

Szczegółowe profile litologiczno-strukturalne dla trzech otworów z tego obszaru tj. Czarny Młyn IG-1, Mieroszyno IG-5 oraz Radoszewo IG-3 zostały przedstawione w pracy Czapowskiego (1998). W otworach tych sól charakteryzuje się strukturą równo- lub różnokrystaliczna o średniej wielkości kryształów ok. 2-5 mm. Lokalnie w obrębie soli występują również drobne struktury tektoniczne. W otworze Mieroszyno IG-5 warstwy siarczanowe nachylone są pod kątem ok. 10-20 stopni.

10.2.2 Obszar B

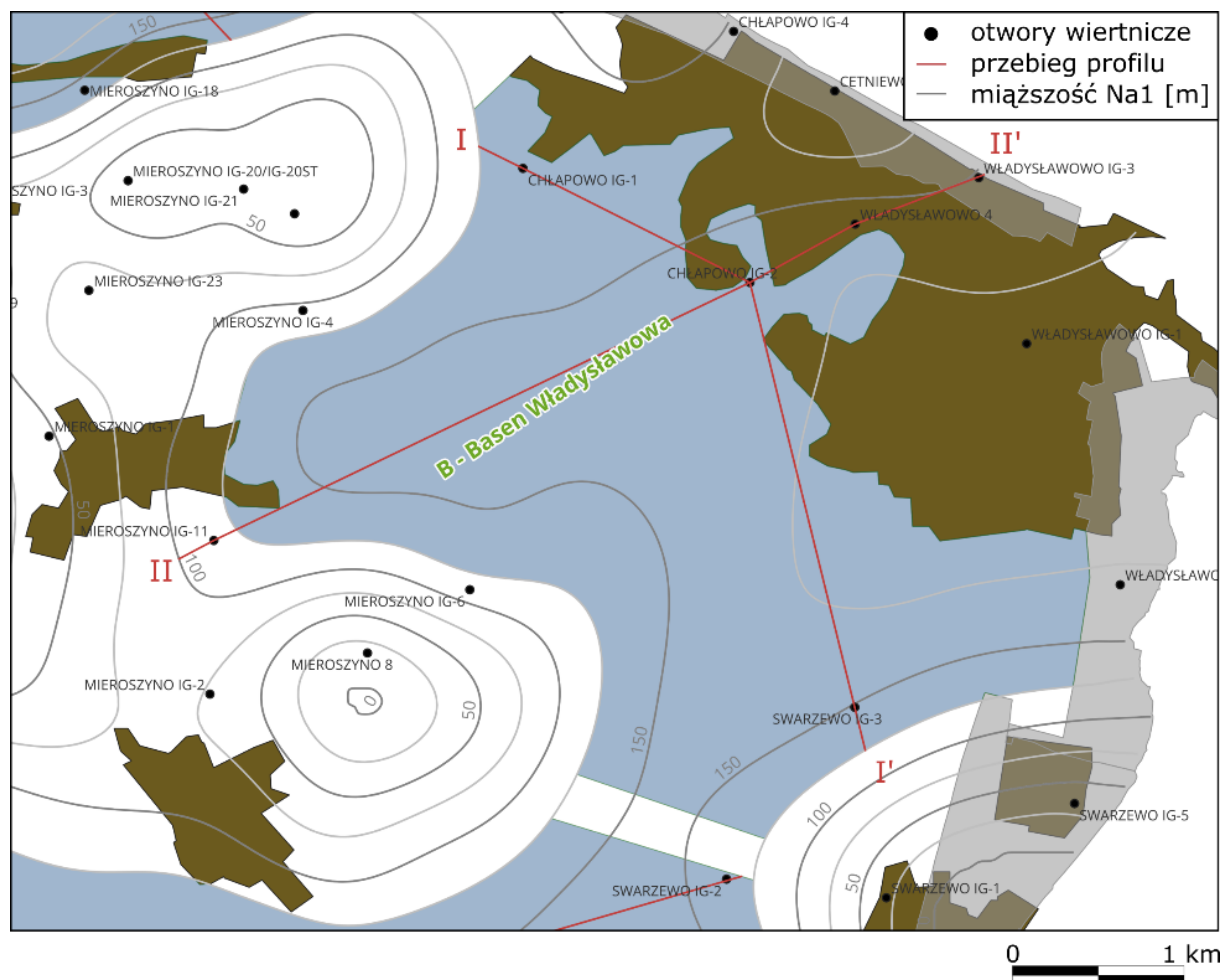


Fig. 10-5 Zasięg obszaru B na mapie miąższościowej najstarszej soli kamiennej Na1 wraz z lokalizacjami otworów (czarne markery) oraz liniami przekrojów

Obszar B, odpowiadający basenowi Władysławowa, znajduje się w niewielkiej odległości od morza i zajmuje powierzchnię 10,18 km² (Fig. 10-5). Maksymalna miąższość soli nie przekracza tu 180 m, a jej strop znajduje się ok. 680-780 m p.p.m. W porównaniu do obszaru A, obszar ten jest gorzej rozpoznany za pomocą otworów, a profile sejsmiczne przyczyniają się do rozpoznania jedynie w niewielkim stopniu jego zachodniej części.

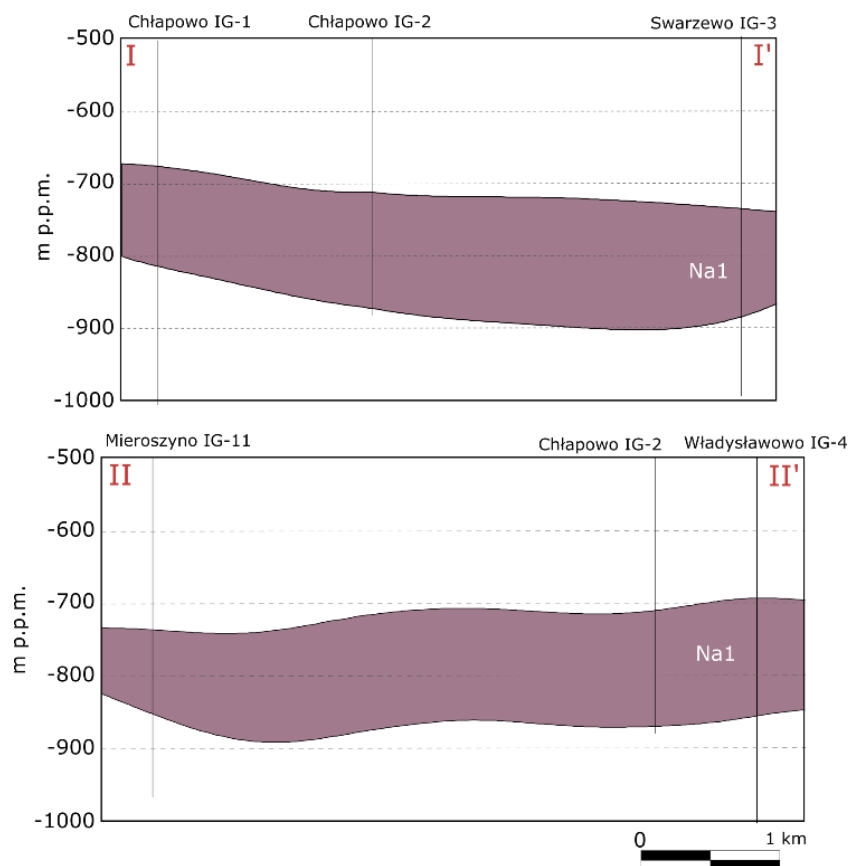


Fig. 10-6 Przekrój przez obszar B wzdłuż profili zaznaczonych na Fig. 10-5. Głębokość zalegania warstw została podana w m p.p.m.

Na terenie obszaru B znajdują się zaledwie 3 otwory: Chłapowo IG-1, Chłapowo IG-2 oraz Swarzewo IG-3. W bliskiej odległości od północno-wschodniej i wschodniej granicy obszaru B znajduje się kilka dodatkowych otworów o znacznej miąższości soli Na1. Jednakże z powodu ich położenia w granicach obszarów zabudowanych, zostały pominięte w niniejszym opracowaniu.

Stratygrafia trzech otworów została przedstawiona na Fig. 10-7. W profilu pojawiają się liczne drobne przewarstwienia anhydrytów nieprzekraczające 1 m oraz miąższe przewarstwienia soli potasowych dochodzące nawet do kilku metrów (6,5 m w otworze Chłapowo IG-1). W otworze Chłapowo IG-1, który zlokalizowany jest w niewielkiej odległości od płycizny Sławoszyńka-Mioszyna, w stropowej części profilu znajduje się warstwa tzw. soli „zailonej” Na1B o miąższości przekraczającej 50 m.

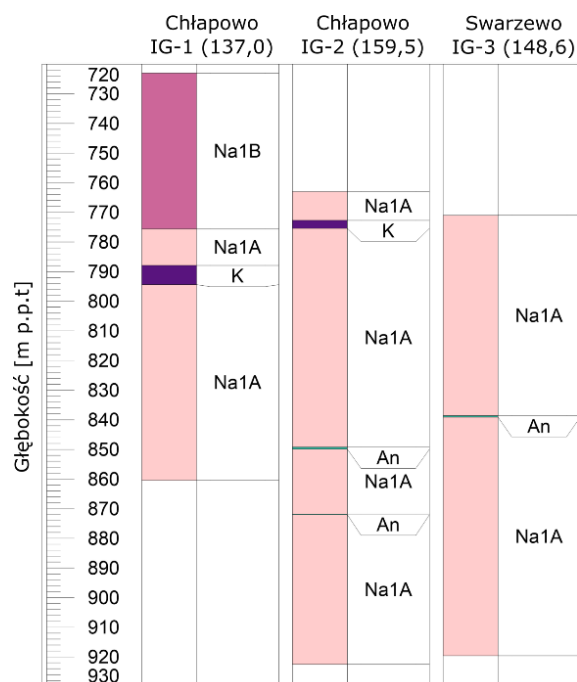


Fig. 10-7 Litostratygrafia utworów solnych w otworach wiertniczych zlokalizowanych na obszarze B. Na1A to sole „czyste”, Na1B to sole „zailone”, K to sole potasowe i An to anhydryty

Szczegółowy opis litologiczno-strukturalny dla dwóch otworów Chłapowo IG-1 i Chłapowo IG-2 został szczegółowo opisany przez Czapowskiego (1998). Sól w otworach tych jest głównie różnokrystaliczna o średniej wielkości kryształów ok. 3-5 mm.

10.2.3 Obszar C

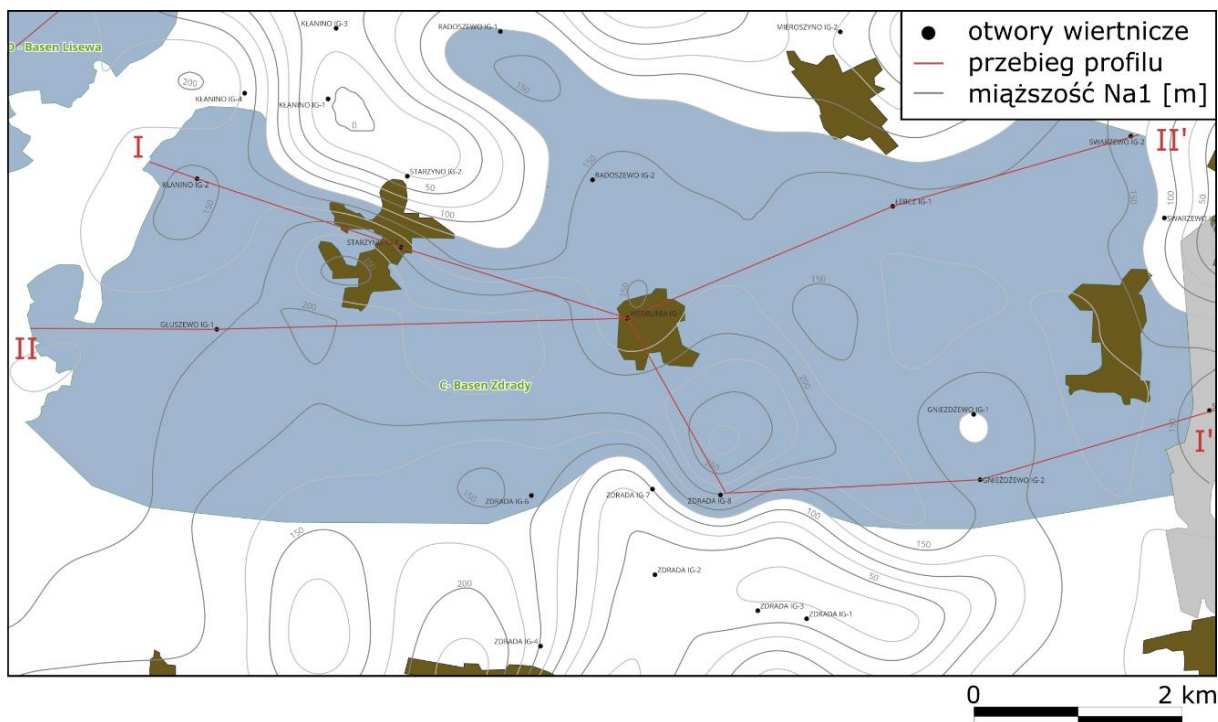


Fig. 10-8 Zasięg obszaru C na mapie miąższościowej najstarszej soli kamiennej Na1 wraz z lokalizacjami otworów (czarne markery) oraz liniami przekrojów

Obszar C częściowo pokrywa się z basenem Zdrady i obejmuje obszar o powierzchni 40,66 km² (Fig. 10-8). Rozciąga się od wybrzeża Zatoki Puckiej w okolicach Gnieźdźewa na wschodzie po miejscowości Kłanino i Połchówko oraz granicę obszaru chronionego Natura 2000 „Trzy Młyny” na zachodzie.

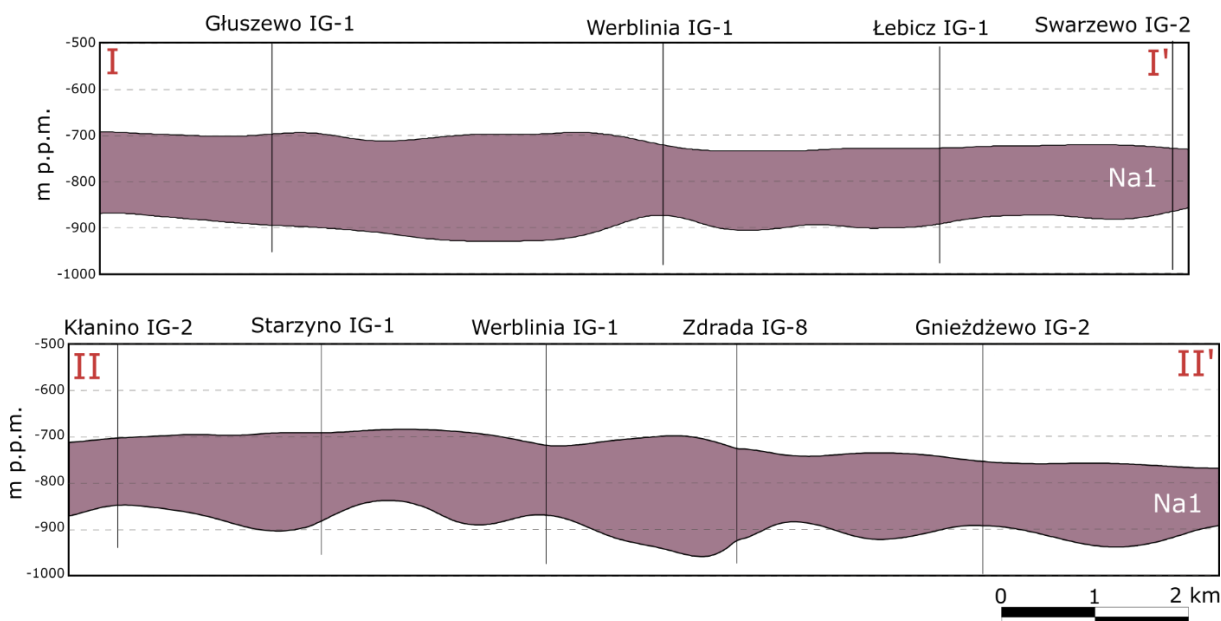


Fig. 10-9 Przekrój przez obszar C wzdłuż profili zaznaczonych na Fig. 10-8. Głębokość zalegania warstw została podana w m p.p.m.

Strop soli znajduje się między 720 a 800 m p.p.m. Miąższości pokładu soli jest tu wysoka, przekraczając 250 m w centralnej części basenu (Fig. 10-9). W profilu II-II' szczególnie widoczna jest zmienna morfologia spągu soli Na1 związana z obecnością podścielających ją wałów anhydrytowych. Wahania miąższości pokładu soli mogą przekraczać 100 m.

Na wyznaczonym obszarze zlokalizowanych jest 12 otworów, a profile utworów solnych w wybranych otworach przedstawiono na Fig. 10-10. W otworach z zachodniej części regionu, w obrębie miąższego pokładu soli znajdują się cienkie przewarstwienia anhydrytu, nie przekraczające 0,5 m grubości. Największe miąższości soli, sięgające prawie 200 m, odnotowano w otworze Głuszewo IG-1. W części wschodniej, w otworach Gnieźdźewo IG-2 oraz Swarzewo IG-2 w górnej części profilu chlorków występują warstwy soli „zailonych” o miąższości lokalnie przekraczającej 50 m. Środkowa część obszaru, reprezentowana przez otwory Zdrada IG-6 i Werblinia IG-1, charakteryzuje się obecnością w górnej części profilu soli oprócz soli „zailonych” również miąższych warstw anhydrytu przekraczających 30 m. Występuje tu także otwór Zdrada, w którym w odróżnieniu od otworów sąsiadujących zanotowano znaczną miąższość kompleksu tzw. soli „czystej” Na1A dochodzącą do 200 m, przewarstwowanego kilkoma cienkimi wkładkami anhydrytu.

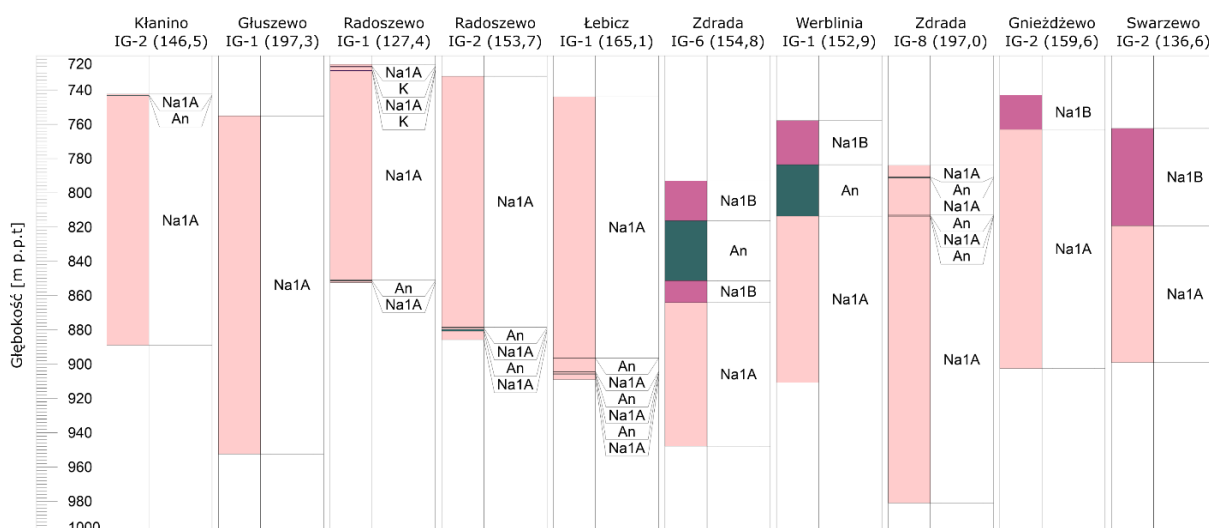


Fig. 10-10 Litostratygrafia utworów solnych w wybranych otworach wiertniczych zlokalizowanych na obszarze C. Na1A to sole „czyste”, Na1B to sole „zailone”, K to sole potasowe i An to anhydryty

Czapowski (1998) opisał profile litologiczno-stratygraficzne 6 otworów z tego obszaru tj. Radoszewo IG-1, Łebicz IG-1, Zdrada IG-8, Zdrada IG-6, Gnieźdźewo IG-2, Swarzewo IG-2. W otworze Radoszewo IG-1 oraz Swarzewo IG-2 dominuje sól różnokrystaliczna o wielkości kryształów powyżej 5 mm. W otworze Łebicz IG-1 sól charakteryzuje się strukturą równokrystaliczną o wielkości kryształów ok. 3-5 mm. Lokalnie widoczne są tu struktury związane z deformacją tektoniczną. W otworach Gnieźdźewo IG-2, Zdrada IG-6 i Zdrada IG-8 występują sole równo- i różnokrystaliczne, w obrębie których znajdują się laminowane pakiety solne, a także lokalnie widoczne są struktury tektoniczne. Dodatkowo w obrębie soli w otworze Zdrada IG-6 liczne pojawiają się przeładowania drobnych lamin siarczanowych, które nierzadko nachylone są pod kątem ok. 10-20 stopni.

W obszarze C, miąższości pokładu soli są duże, jednak charakteryzują się dużym zróżnicowaniem. Dodatkowo, słabsze rozpoznanie obszaru może wiązać się z większym ryzykiem inwestycyjnym w przypadku planu budowy kawern na tym obszarze.

10.2.4 Obszar D

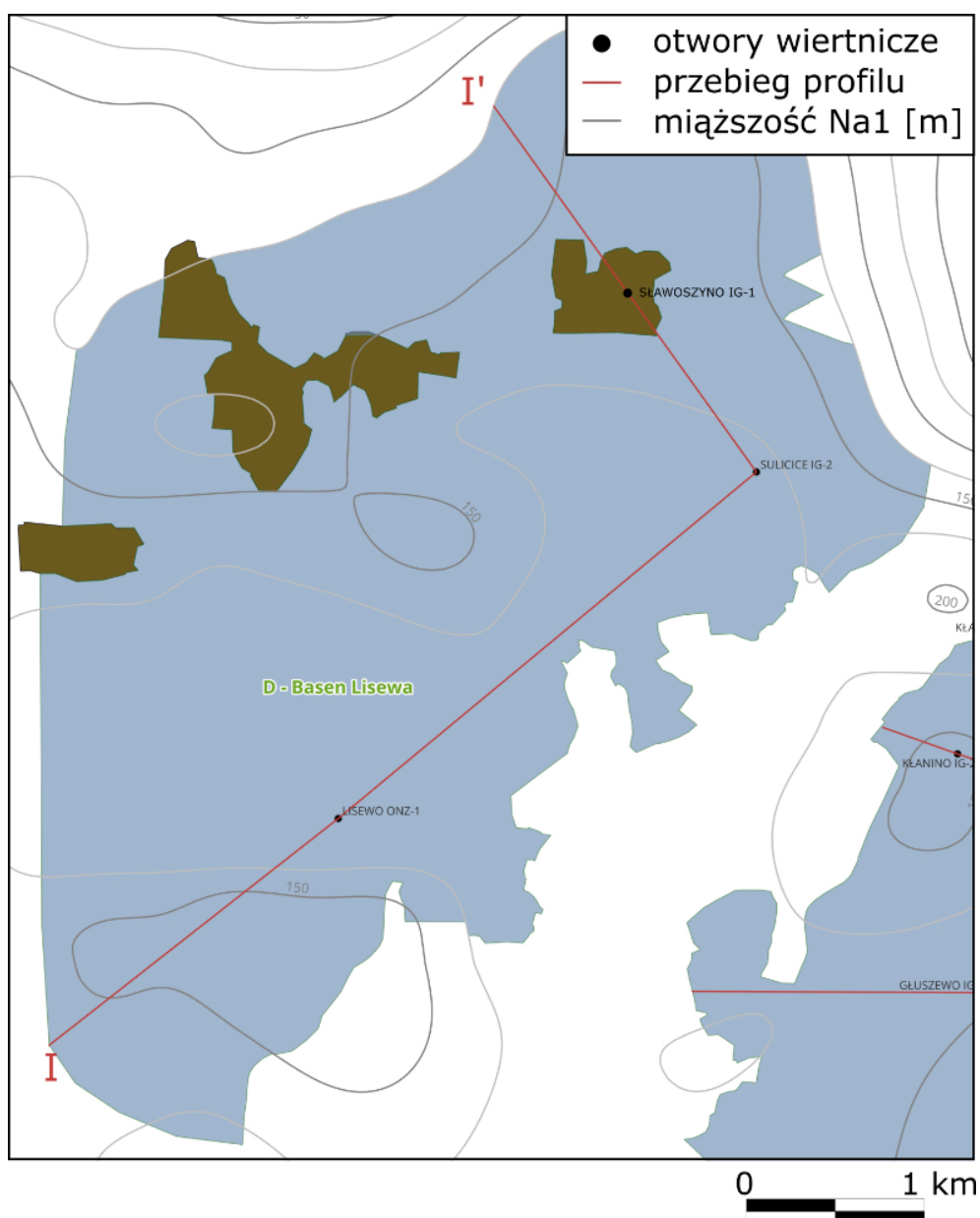


Fig. 10-11 Zasięg obszaru D na mapie miąższościowej najstarszej soli kamiennej Na1 wraz z lokalizacjami otworów (czarne markery) oraz linią przekroju

Obszar D odpowiada w przybliżeniu zasięgowi basenu Lisewa (Fig. 10-11). Obszar ten mimo wysokiego potencjału ze względu na stwierdzone znaczne miąższości soli Na1 charakteryzuje się dość słabym rozpoznaniem. W obrębie i bezpośrednim otoczeniu obszaru znajdują się zaledwie 4 otwory wiertnicze, a siatka profili sejsmicznych jest miejscami dość rzadka. Powierzchnia obszaru wynosi 22,63 km².

Należy zauważyć, że w świetle nowych modeli granica pomiędzy basenami Zdrady i Lisewa nie jest wyraźnie zaznaczona, a podział między obszarami C i D wynika głównie z ich przecięcia przez obszar Natura 2000 „Trzy Młyny”. Dodatkowo nakłada się na to różnica w stopniu rozpoznania geologicznego tych struktur.

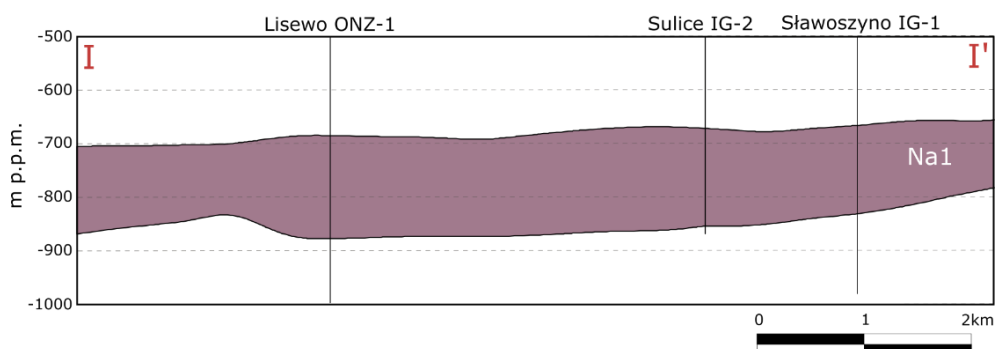


Fig. 10-12 Przekrój przez obszar D wzdłuż profilu zaznaczonego na Fig. 10-11. Głębokość zalegania warstw została podana w m p.p.m.

Stop soli zalega na głębokości od 600 do 700 m p.p.m., a miąższość soli nie wykazuje dużych zmian i mieści się w przedziale 125-185 m (Fig. 10-12). W przeciwieństwie do obszaru C, zmiany morfologii spągu soli nie są widoczne na profilach.

Profile utworów solnych w dwóch otworach zlokalizowanych w obrębie analizowanego obszaru: Lisewo ONZ-1 oraz Sulicice IG-2 przedstawiono na Fig. 10-13. Oba otwory charakteryzują się dużą miąższością najstarszej soli kamiennej Na1. W stropowej części profilu soli w otworze Lisewo ONZ-1 występuje pokład soli potasowych o miąższości 13 m.

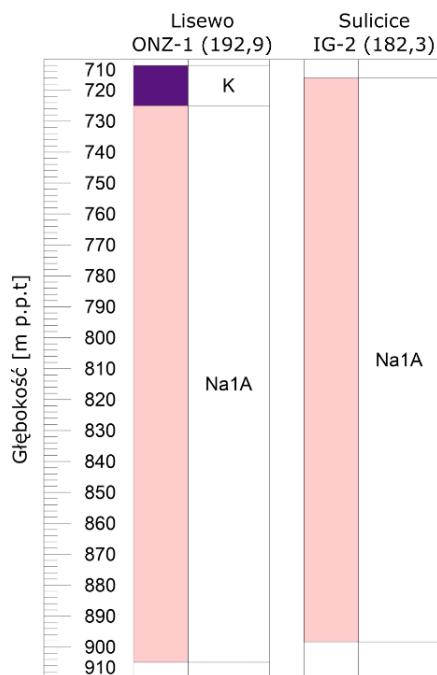


Fig. 10-13 Litostratygrafia utworów solnych w otworach wiertniczych zlokalizowanych na obszarze D. Na1A to sole „czyste”, K to sole potasowe

Profil otworu Sulicice IG-2 został szczegółowo opisany w pracy Czapowskiego (1998). Sól charakteryzuje się strukturą równo- i różnokrystaliczną o średniej wielkości kryształów soli wynoszącej 2-5 mm. W obrębie soli widoczne są liczne laminacje oraz rozkawałkowane tektonicznie pakiety soli pierwotnej warstwowej. W różnych miejscach profilu pojawiają się nieznacznie nachylone (do 20°) drobne pakiety siarczanów.

10.3 Wybór optymalnych otworów

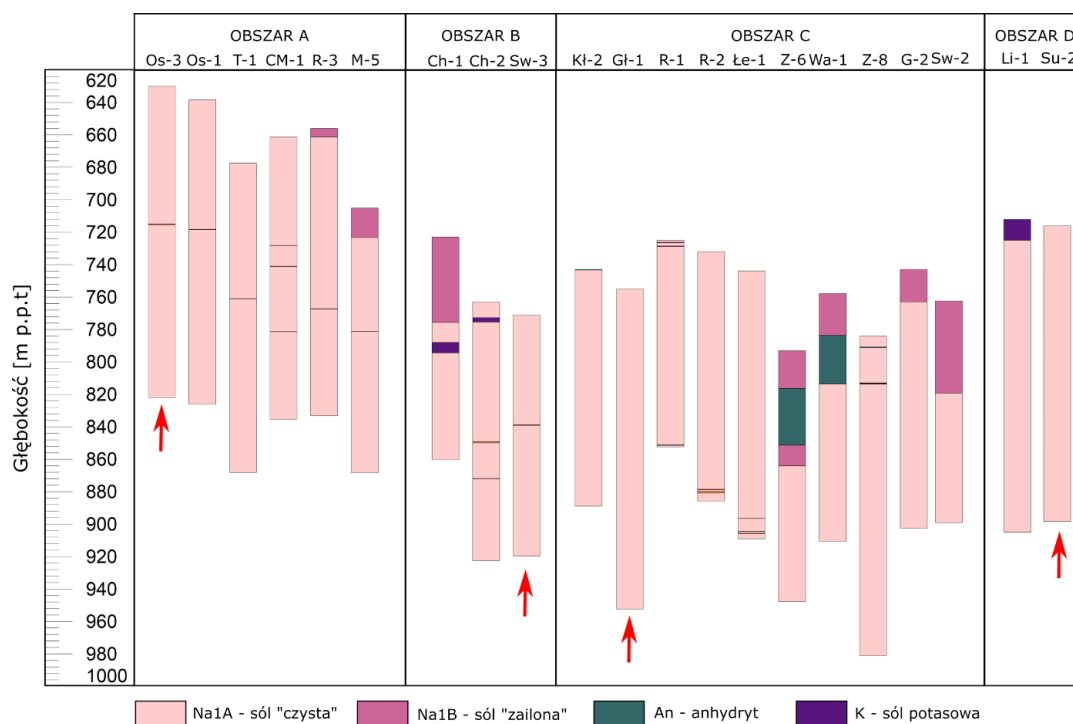


Fig. 10-14 Zestawienie profili otworów z czterech obszarów perspektywicznych. Czerwona strzałka wskazuje na otwór, którego profil użyty będzie przy modelowaniu numerycznym

Wybór optymalnych otworów w czterech najbardziej perspektywicznych lokalizacjach został przeprowadzony na podstawie zestawienia litostratygraficznego oraz analizy map potencjału magazynowego (rozdział 9). Priorytetem były otwory wyróżniające się szczególnie dużą miąższością soli kamiennej, co umożliwia konstrukcję kawern o większych objętościach (Tab. 10-1). Wysokość kawerny obliczono na podstawie miąższości warstwy soli, gdzie założono miąższość półki stropowej i spągowej odpowiednio 60 i 5 m. Objętość szacunkową wyliczono na podstawie wzoru Eq 5.3., gdzie założono średnicę kawerny $D=60$ m. Dodatkowo brano pod uwagę brak grubych warstw innych typów skał oraz odpowiednią odległość od morza. W rezultacie, w każdym obszarze, wybrano otwór o najkorzystniejszych parametrach dla budowy kawern, co zostało zaznaczone czerwoną strzałką na Fig. 10-14.

W obszarze A preferowano otwór Ostrowo IG-3, który oferuje największą objętość magazynową. Podobne charakterystyki mają także otwory Ostrowo IG-1 i Tupadła IG-1, przy czym wybór Ostrowo IG-3 wynikał z jego bliższej lokalizacji względem morza. Dla obszaru B, najlepszym wyborem okazał się otwór Swarzewo IG-3, który posiada najgrubszą warstwę soli kamiennej z minimalną liczbą przewarstwień innych skał. W obszarze C, otwory Głuszewo IG-1 oraz Zdrada IG-8 charakteryzują się najbardziej optymalnymi parametrami. Wybrano otwór Głuszewo IG-1 z powodu na położenie w obszarze o mniejszych wahaniami miąższości soli w porównaniu do Zdrady IG-8. Na obszarze D, otwory Lisewo ONZ-1 oraz Sulicice IG-2 cechuje duża miąższość warstwy soli Na1. Zdecydowano się jednak odrzucić Lisewo ONZ-1 z uwagi na występowanie soli potasowych w górnej części profilu.

Tab. 10-1 Szacunkowe wyliczenia objętości kawerny jaka mogłaby powstać w miejscu otworu. Na zielono zostały zaznaczone otwory, które wybrano jako najbardziej optymalne w czterech obszarach perspektywicznych

Obszar	Otwór	Strop Na1A [m p.p.t.]	Spąg Na1A [m p.p.t.]	Miąszość Na1A [m]	Wysokość kawerny [m]	Objętość kawerny [mln m ³]
A	Ostrowo IG-3	630,0	822,0	192,0	127,0	0,303
	Ostrowo IG-1	638,4	826,1	187,7	122,7	0,290
	Tupadła IG-1	677,5	868,1	190,6	125,6	0,299
	Czarny Młyn IG-1	661,5	848,4	186,9	121,9	0,288
	Radoszewo IG-3	661,3	833,1	171,8	106,8	0,245
	Mieroszyno IG-5	723,3	868,3	163,2	98,2	0,170
B	Chłapowo IG-1	794,4 ^a	860,4	137,4	-	-
	Chłapowo IG-2	775,4 ^a	922,5	147,1	82,1	0,176
	Swarzewo IG-3	771,0	919,6	148,6	83,6	0,180
C	Kłanino IG-2	742,4	888,9	146,5	81,5	0,174
	Głuszewo IG-1	755,1	952,4	197,3	132,3	0,318
	Radoszewo IG-1	725,0	852,4	127,4	62,4	0,120
	Radoszewo IG-2	732,0	885,7	153,7	88,7	0,194
	Łebicz IG-1	743,9	909,0	165,1	100,1	0,226
	Zdrada IG-6	864,0	947,8	83,8	-	-
	Werblinia IG-1	813,6	910,7	97,1	32,1	0,034
	Zdrada IG-8	784,0	981,0	197	132	0,317
	Gnieźdźewo IG-2	742,9	902,5	159,6	94,6	0,211
	Swarzewo IG-2	762,4	899,0	136,6	71,6	0,146
D	Lisewo ONZ-1	712,0	904,9	192,9	127,9	0,305
	Sulicice IG-2	716,0	898,3	182,3	117,3	0,275

^a strop Na1A obniżono poniżej warstwy soli potasowych

Dla otworów tych dodatkowo przedstawiono pełen profil chronostratygraficzny na Fig. 10-15, gdzie widoczny jest miąższy ok. 650-700 m kompleks utworów mezozoicznych i kenozoicznych, stanowiących nadkład cechsztynu.

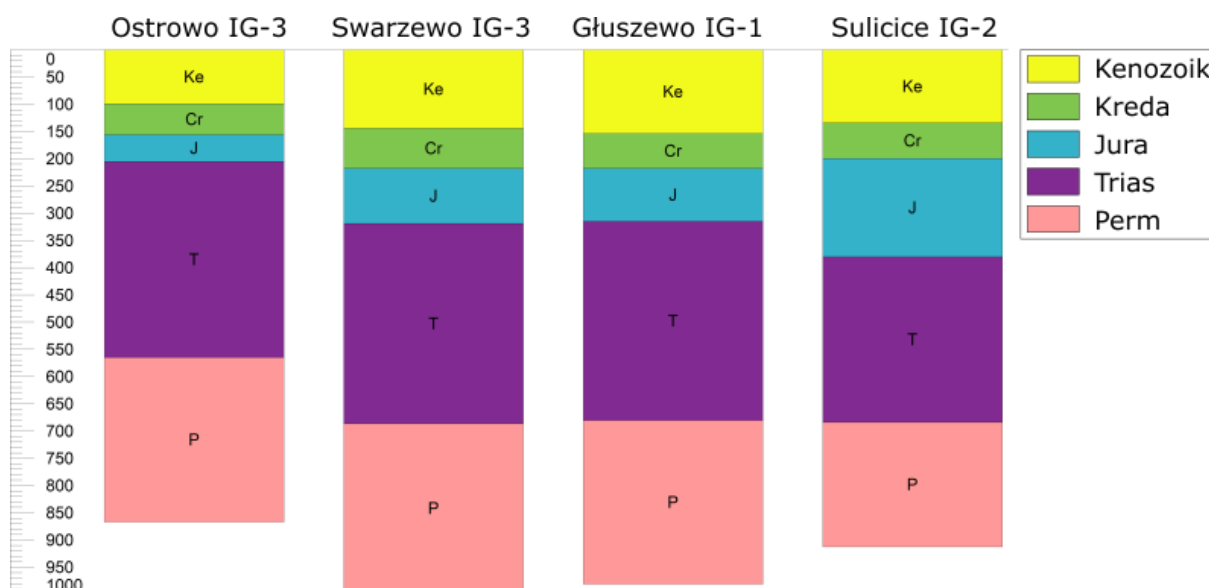


Fig. 10-15 Profil chronostratygraficzny dla czterech wybranych otworów z czterech obszarów perspektywicznych

Porównując wybrane obszary perspektywiczne i ich reprezentatywne otwory do starszych propozycji, należy zwrócić uwagę przede wszystkim na dwie prace: Lankofa i in. (2016) oraz Czapowskiego (2019). Obie te prace podobnie jak niniejszy raport, zawierają próbę wytypowania optymalnych lokalizacji dla budowy magazynów kawernowych na obszarze wyniesienia Łeby.

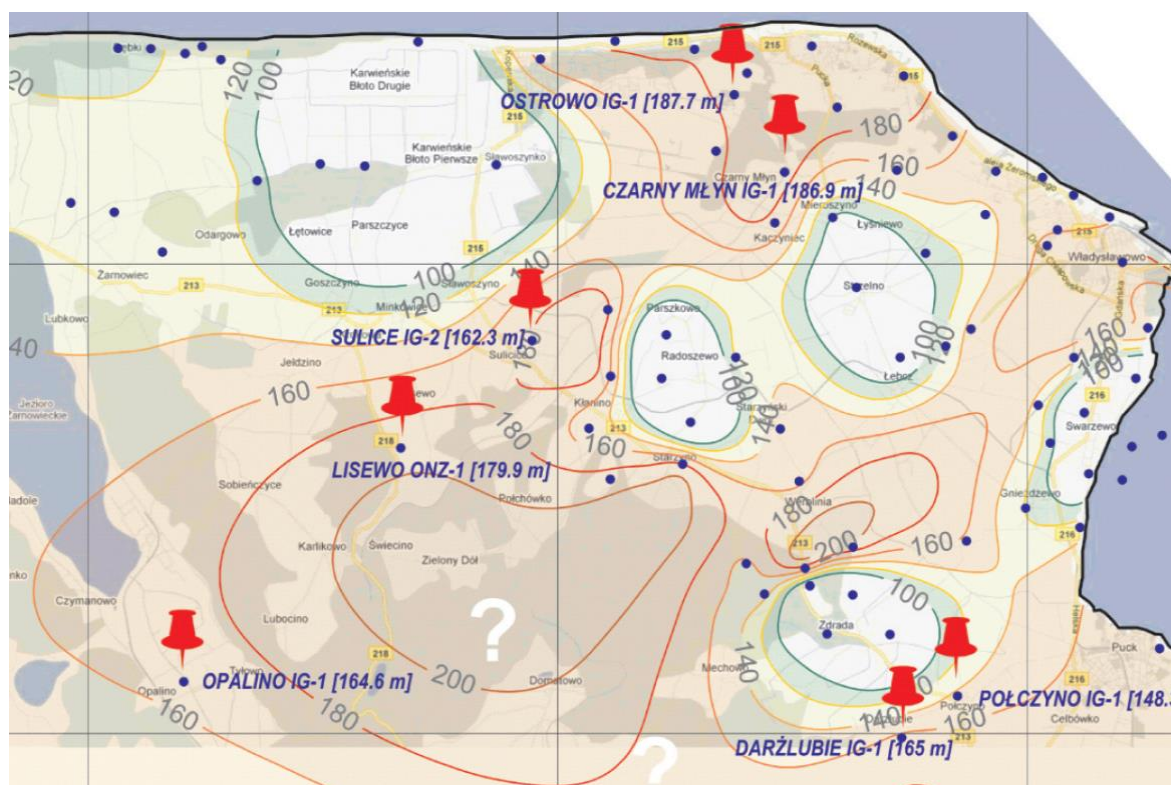


Fig. 10-16 Optymalne lokalizacje otworów dla budowy magazynów kawernowych wg. Lankofa i in. (2016) – otwory oznaczone pinezką

W pracy Lankofa i in. (2016) zidentyfikowano siedem otworów, w których według autorów spełniają optymalne warunki, a mianowicie: Ostrowo IG-1, Czarny Młyn IG-1, Sulicice IG-2, Lisewo ONZ-1,

Opalino IG-1, Darżlubie IG-1 oraz Połczyno IG-1 (Fig. 10-16). Otwory Ostrowo IG-1 i Czarny Młyn IG-1 położone są w wyznaczonym w niniejszej pracy perspektywicznym obszarze A (basen Jastrzębiej Góry), podczas gdy Sulicice IG-2, Lisewo ONZ-1 znajdują się w obszarze D (basen Lisewa). Trzy pozostałe otwory są zlokalizowane na południe od obszaru badań szczegółowych ujętych w niniejszym projekcie, który uznaliśmy za niewystarczająco rozpoznany. Dodatkowo należy także zaznaczyć, że lokalizacje tych otworów są znacząco oddalone od miejsc budowy farm wiatrowych na Bałtyku.

Wśród czterech otworów znajdujących się na wytypowanym w realizowanym projekcie rejonie wystąpień obszarów perspektywicznych, jeden pokrywa się z wybranym przez nas otworem reprezentatywnym – jest to otwór Sulicice IG-2 z obszaru D. W obszarze A zdecydowano się na inny otwór niż te postulowane w pracy Lankofa i in. (2016), opierając się na kryteriach maksymalnej miąższości soli kamiennej Na1 oraz minimalnej ilości przewarstwień innych skał. W związku z tym, otwór Ostrowo IG-3 okazał się lepszym wyborem niż Ostrowo IG-1 i Czarny Młyn IG-1.

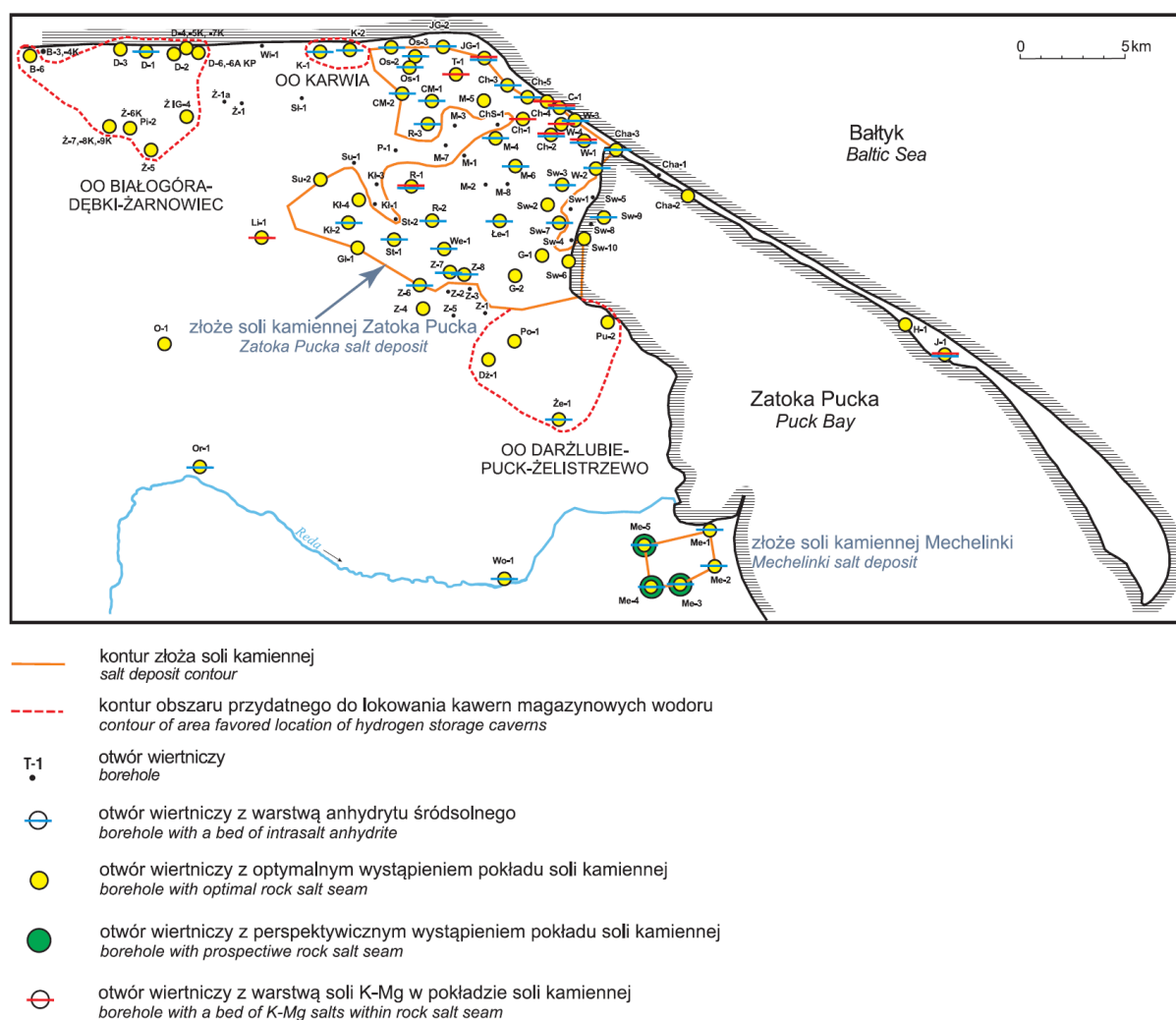


Fig. 10-17 Obszary perspektywiczne do lokowania magazynów kawernowych wg. Czapowskiego (2019)

Praca Czapowskiego (2019) koncentruje się na identyfikacji najbardziej obiecujących lokalizacji dla magazynów kawernowych na terenie całej Polski. W rejonie wyniesienia Łeby autor wyodrębnia trzy perspektywiczne obszary (OO): OO Białogóra-Dębki-Żarnowiec, OO Darżlubie-Puck-Żelistrzewo oraz

OO Karwia. Dwa z nich, OO Białogóra-Dębki-Żarnowiec i OO Darżlubie-Puck-Żelistrzewo, nie są częścią omawianego w raporcie szczegółowego obszaru badań. W przypadku pierwszego z tych obszarów może to wynikać z dostępu do dodatkowych danych, pochodzących z otworów Dębki 4, Dębki 5, Dębki 6K, Dębki 8 i Białogóra-2, które były brane pod uwagę w analizach Czapowskiego, a które nie były dostępne podczas tworzenia nowego modelu. W odniesieniu do drugiego z obszarów, jego typowanie opiera się jedynie na danych z czterech otworów oddzielonych większymi odległościami, co nie spełnia stosowanych w raporcie kryteriów dotyczących wystarczającego poziomu rozpoznania. Natomiast trzeci obszar, OO Karwia, choć znajduje się w granicach opisanego w raporcie szczegółowego obszaru badań, został oceniony jako nieodpowiedni ze względu na jego położenie na terenach chronionych lub zabudowanych.

10.4 Literatura

- Czapowski, G., 1998. Geneza najstarszej soli kamiennej cechsztynu w rejonie Zatoki Puckiej. Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Czapowski, G., 2019. Perspektywy lokowania kawern magazynowych wodoru w pokładowych wystąpieniach soli kamiennych górnego permu (cechsztyń) w Polsce – ocena geologiczna. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 477, 21–54. <https://doi.org/10.7306/bpig.47>
- Lankof, L., Polański, K., Ślizowski, J., Tomaszewska, B., 2016. Possibility of energy storage in salt caverns. AGH Drilling, Oil, Gas 33, 405. <https://doi.org/10.7494/drill.2016.33.2.405>

11 Geomechaniczna charakterystyka złóż ewaporatowych w rejonie wyniesienia Łeby

(Michał Słotwiński, Marta Adamuszek)

11.1 Wstęp

Właściwości geomechaniczne soli kamiennej cechują się szerokim zakresem zmienności, wynikającym z ich zależności od wielu czynników takich jak uziarnienie, domieszki czy zawartość wody. Czynniki te często wykazują znaczną zmienność na stosunkowo niewielkiej przestrzeni. Badania laboratoryjne mające na celu określenie właściwości geomechanicznych, ze względu na swoją charakter oraz czasochłonność, prowadzone są zwykle na ograniczonej liczbie prób, często pobieranych z różnych lokalizacji. W rezultacie informacje dotyczące właściwości mechanicznych soli są ograniczone i mają z natury charakter uśrednienia lub ekstrapolacji.

Ilość danych dotyczących parametrów geomechanicznych najstarszej soli kamiennej (NaCl) występującej w rejonie wyniesienia Łeby jest bardzo ograniczona. Z tego powodu w niniejszym rozdziale analiza literaturowa parametrów geomechanicznych została poszerzona na inne utwory solne cechsztynu m.in. sole cechsztyńskie z na terenie monokliny przedsudeckiej i Niżu Polskiego, Niemiec oraz Wielkiej Brytanii, a także inne formacje solne m.in. sole z wysadów solnych regionu Zatoki Meksykańskiej, z wysadów irańskich oraz złóż pokładowych Tajlandii. Przy opisie danych szczególną uwagę zwrócono na trzy cechy:

- a) wiek i przynależność do cyklotemu,
- b) formę złoża,
- c) lokalizację (miejsce pochodzenia prób – czy pochodzą z wyniesienia Łeby, z innych części basenu polskiego, szerszego basenu cechsztyńskiego, lub z poza utworów cechsztynu) .

Wpływ tych parametrów na własności mechaniczne był także przedmiotem analizy.

Na zróżnicowanie wartości parametrów mechanicznych w solach ma wpływ zmienność własności skał jak również niepewność pomiarowa. Ze względu na złożoność procesów deformacyjnych metodyka badań geomechanicznych może mieć znaczny wpływ na otrzymywane wyniki laboratoryjne, uniemożliwiając ich bezpośrednie porównanie. Pomiary niektórych parametrów sprężystych i wytrzymałościowych podlegają standardom rekomendowanym przez instytucje krajowe i międzynarodowe, z których najbardziej znaczące są procedury rekomendowane przez ISRM (International Society for Rock Mechanics) (Flisiak, 2008). Nie wszystkie badania opisane w literaturze stosują się jednak do tych zleceń. Dodatkowo standardy regulują przebieg procedury pomiarowej tylko dla części kluczowych parametrów, przede wszystkim sprężystych i wytrzymałościowych. Eksperymentalne oznaczenia parametrów lepkich, szczególnie istotne w przypadku deformacji soli kamiennej, są nieustandaryzowane, podobnie jak część parametrów wytrzymałościowych.

W kolejnych podrozdziałach zebrano w formie tabelarycznej i graficznej parametry sprężyste, wytrzymałościowe i lepkie soli kamiennych opisane w literaturze polskiej i zagranicznej. W przypadku parametrów sprężystych i wytrzymałościowych do opisu graficznego wykorzystano wykres

pudełkowy, który umożliwia czytelne zobrazowanie zmienności wyników. Wykres składa się z pudełka, którego dolną i górną granicę wyznaczają odpowiednio pierwszy i trzeci kwartył zakresu danych. Linia pozioma w obrębie pudełka odpowiada wartości mediany (wartość środkowa). Powyżej i poniżej pudełka znajdują się tzw. „wąsy”, które generalnie określają wartości minimalne i maksymalne (z pominięciem wartości odstających). W przypadku, kiedy jakieś wartości znacząco odstają od reszty danych, nanoszone są na wykres w postaci punktów powyżej lub poniżej zakresu wyznaczonego przez tzw. „wąsy”.

11.2 Parametry sprężyste

Parametry sprężyste i wytrzymałościowe skał są wyznaczane znacznie częściej niż parametry pełzania lepkiego. Wiąże się to z ich znacznie prostszymi i mniej czasochłonnymi procedurami badawczymi, stąd w literaturze oraz dokumentacjach złożowych można znaleźć większą ilość danych z tej kategorii. Zebrane są tu wartości dla dwóch najpowszechniej opisywanych parametrów sprężystych skał, tj. modułu Younga E i współczynnika Poissona ν . Parametry te w przedstawiono w formie graficznej od Fig. 11-1 do Fig. 11-4. Na Fig. 11-1 i Fig. 11-3 dane przedstawiono w dwóch kategoriach tj. pochodzące z wyniesienia łeby oraz te z innych lokalizacji. Na Fig. 11-2 i Fig. 11-4 wyniki podzielono według lokalizacji (wyniesienie łeby, monoklina przedsudecka, złoża wysadowe na Niżu Polskim, inne złoża pokładowe i inne złoża wysadowe) oraz uziarnienia (sól drobnoziarnista, średnioziarnista i gruboziarnista).

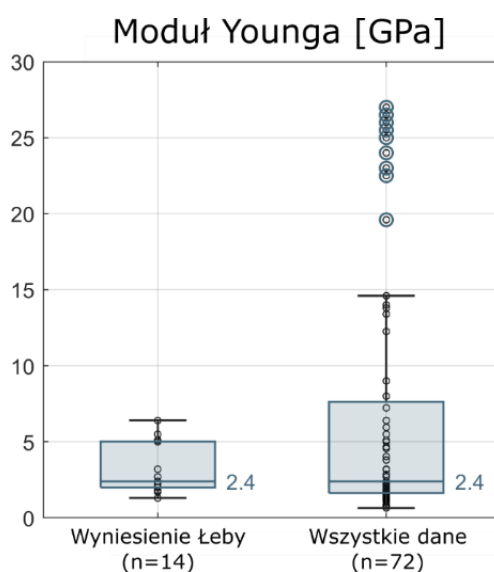


Fig. 11-1 Wykres pudełkowy przedstawiający rozkład wartości modułu Younga (E) dla danych z obszaru wyniesienia łeby w zestawieniu ze wszystkimi danymi zebranymi w literaturze polskiej i zagranicznej

Mediana modułu Younga (Fig. 11-1) soli kamiennych z wyniesienia łeby wynosi 2,4 GPa i jest taka sama jak dla całej analizowanej puli wyników. Jednakże dane z wyniesienia łeby charakteryzują się mniejszą zmiennością, w zakresie pomiędzy 1,3 i 6,4 GPa, w porównaniu do wszystkich pozostałych danych, których zakres zmienności wynosi od 0,65 do 14,6 GPa. W przypadku soli z innych lokalizacji zauważalna jest też znaczna ilość danych wyraźnie różniących się od pozostałych (zostały one sklasyfikowane jako wyniki odstające), dla których wartości zmieniają się między 19,6 a 27 GPa.

Mediana modułu Younga dla wyniesienia łeby jest zbliżona do wartości środkowej dla innych złóż pokładowych (2,9 GPa), nieco wyższa w porównaniu do złóż wysadowych na Niżu Polskim (1,5 GPa) i nieco niższa w porównaniu do danych pochodzących z monokliny przedsudeckiej (4,6 GPa) (Fig. 11-2). Wyraźna różnica widoczna jest w stosunku do danych z innych złóż wysadowych, gdzie mediana wynosi aż 23,5 GPa. Warto zaznaczyć, że dane te pochodzą głównie z jednego niemieckiego wysadu solnego Gorleben oraz złóż wysadowych w regionie Zatoki Meksykańskiej. Pojedyncze wysokie wartości zanotowano również dla złóż pokładowych w Tajlandii.

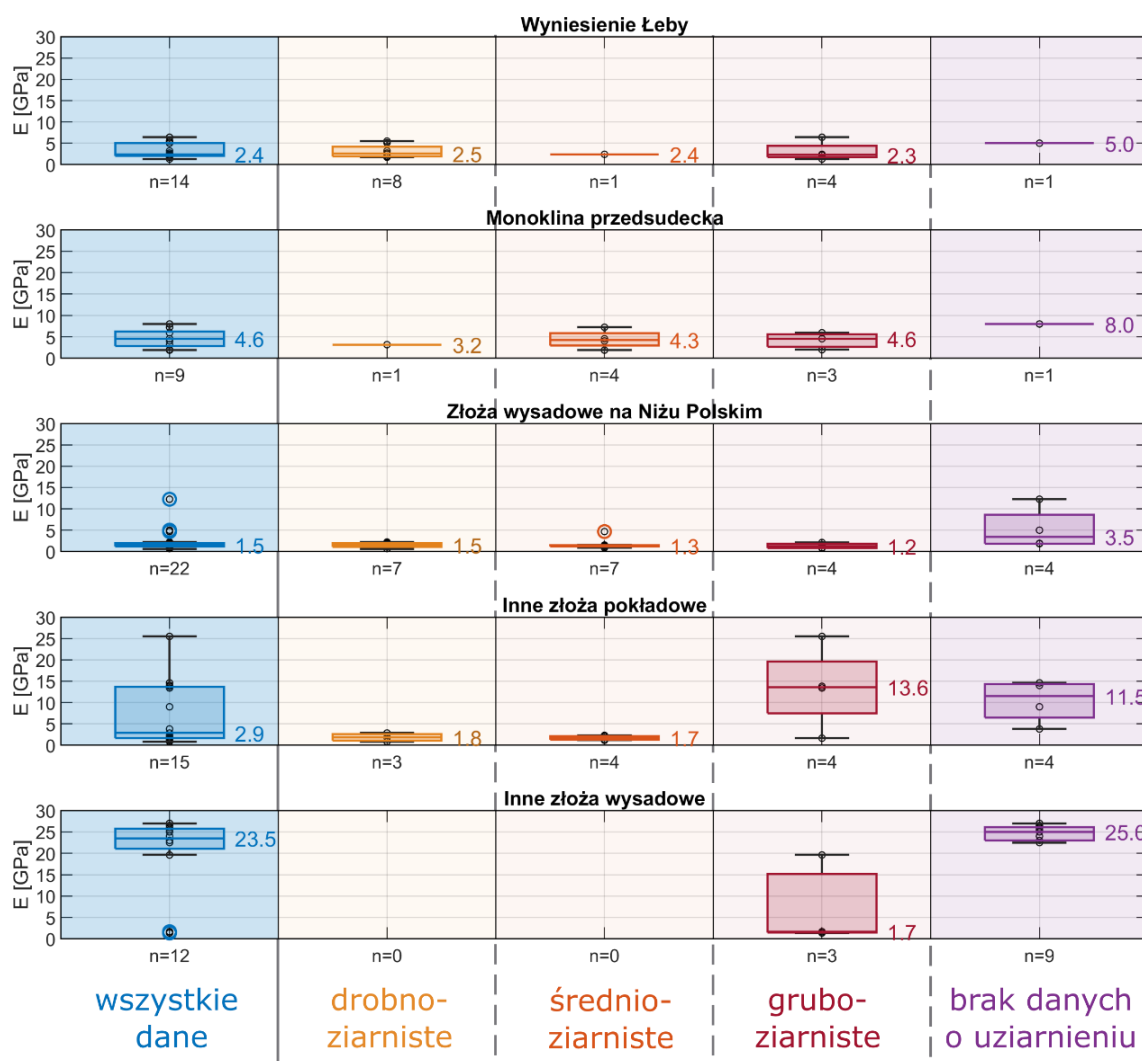


Fig. 11-2 Wykres pudełkowy przedstawiający rozkład wartości modułu Younga (E) dla danych z: A) wyniesienia Łeby, B) monokliny przedsudeckiej, C) Niżu Polskiego (złóża wysadowe), D) innych złóż pokładowych i E) innych złóż wysadowych. Wśród danych zostało dodatkowo wydzielonych 5 grup: a) przedstawiających wszystkie dane (niebieski kolor), b) soli drobnoziarnistych (pomarańczowy kolor), c) soli średnioziarnistych (czerwony kolor), d) soli gruboziarnistych (ciemnoczerwony kolor) oraz e) grupę o nieznanym uziarnieniu (fioletowy kolor)

Dla wyniesienia Łeby nie obserwuje się wyraźnej zależności modułu Younga od uziarnienia. Zarówno zakres wartości, jak i wartości mediany są zbliżone dla wszystkich kategorii uziarnienia (Fig. 11-2). Moduł Younga nie wykazuje zależności od uziarnienia także dla soli z monokliny przedsudeckiej oraz polskich złóż wysadowych. W przypadku innych złóż pokładowych sole gruboziarniste mają wyraźnie wyższe wartości modułu. Warto jednak zaznaczyć, że statystyka została dla tej grupy opracowana dla niewielkiej liczby danych ($n = 4$). W przypadku soli z wysadów znajdujących się poza granicami Polski wszystkie opisywane sole są albo gruboziarniste, albo analizowane wyniki nie posiadają informacji o uziarnieniu.

Wartość współczynnika Poissona soli kamiennej występującej na obszarze wyniesienia Łeby została przedstawiona tylko w jednym opracowaniu i wynosi 0,45 (Fig. 11-3). W literaturze raportowane wartości współczynnika dla innych lokalizacji wahają się między 0,1 a 0,5, a ich mediana wynosi 0,26. Środkowe dwa kwartyle obejmują wartości od 0,22 do 0,35.

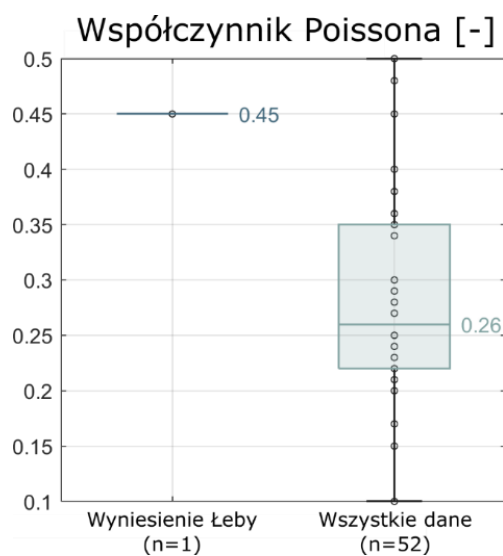


Fig. 11-3 Wykres pudełkowy przedstawiający rozkład wartości współczynnika Poissona (ν) dla danych z obszaru wyniesienia łeby w zestawieniu ze wszystkimi danymi zebranymi w literaturze polskiej i zagranicznej

Wartości środkowe współczynnika Poissona (Fig. 11-4) są zbliżone dla soli z obszarów monokliny przedsudeckiej i pozostałych złóż pokładowych oraz złóż wysadowych spoza obszaru Polski i wynoszą od 0,23 do 0,24. Wyraźnie wyższe wartości charakteryzują sole złóż wysadowych na Niżu Polskim, których mediana wynosi 0,34.

Generalnie niewielka ilość danych w podziale na wielkość uziarnienia nie pozwala na wyciągnięcie wiarygodnych wniosków na temat relacji między uziarnieniem a współczynnikiem Poissona.

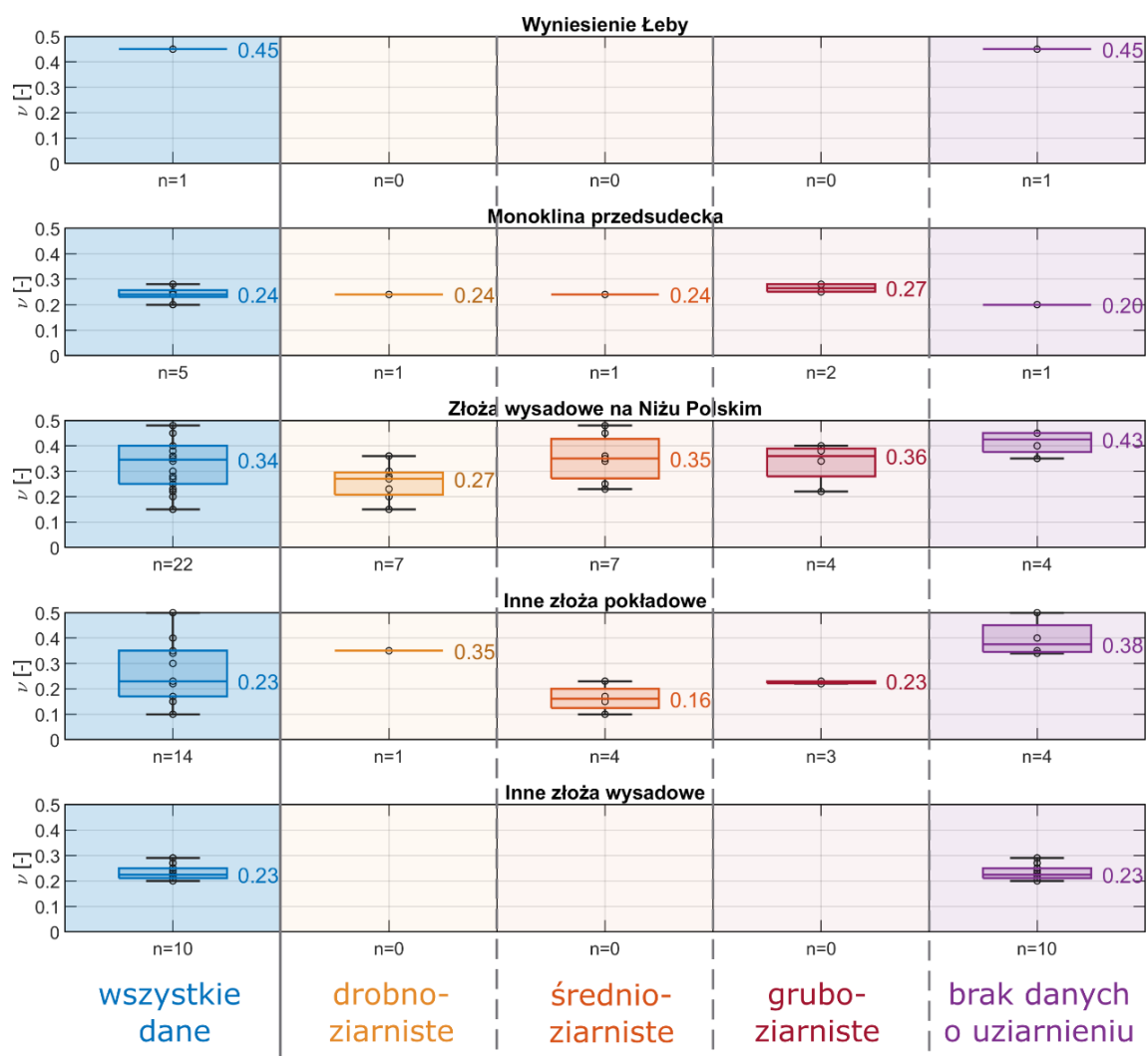


Fig. 11-4 Wykres pudełkowy przedstawiający rozkład wartości współczynnika Poissona (ν) dla danych z: A) wyniesienia łęby, B) monokliny przedsudeckiej, C) Niżu Polskiego (złóża wysadowe), D) złóż pokładowych z obszaru poza Niżem Polskim i E) złóż wysadowych poza Niżem Polskim. Wśród danych zostało dodatkowo wydzielonych 5 grup: a) przedstawiających wszystkie dane (niebieski kolor), b) soli drobnoziarnistych (pomarańczowy kolor), c) soli średnioziarnistych (czerwony kolor), d) soli gruboziarnistych (ciemnoczerwony kolor) oraz e) grupę o nieznanym uziarnieniu (fioletowy kolor)

11.3 Parametry wytrzymałościowe

W literaturze występuje duża ilość danych dotyczących pomiarów wytrzymałości soli kamiennej na jednoosiowe ściskanie, F_c , i zaledwie kilka wyników opisujących wytrzymałość na jednoosiowe rozciąganie, F_t . Zmienność F_c i F_t została przedstawiona na Fig. 11-5 do Fig. 11-8. W jednym wariancie przedstawiono wyniki ogólne dla wyniesienia łęby i łącznie wszystkich pozostałych lokalizacji (Fig. 11-5 i Fig. 11-7), natomiast w drugim wariancie dane podzielono według lokalizacji i uziarnienia (Fig. 11-6 i Fig. 11-8).

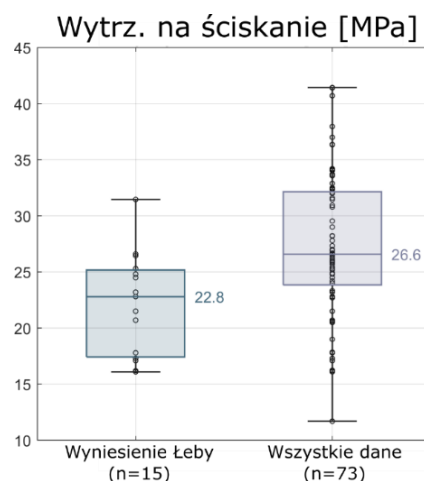


Fig. 11-5 Wykres pudełkowy przedstawiający rozkład wartości wytrzymałości soli kamiennej na jednoosiowe ściskanie (F_c) na podstawie danych z obszaru wyniesienia łęby w zestawieniu z wszystkimi danymi zebranymi w literaturze polskiej i zagranicznej

Wartość mediany jednoosiowej wytrzymałości na ściskanie soli kamiennych występujących na obszarze wyniesienia łęby wynosi 22,8 MPa i jest nieco niższa niż dla całej puli danych, dla których wynosi 26,6 MPa (Fig. 11-5). Zakres zmienności wartości dla wyniesienia łęby mieści się między 16,1 MPa i 31,5 MPa, natomiast dla całej puli analizowanych danych między 11,7 MPa a 41,4 MPa. Zakres wewnętrznych kwartyli dla waha się od 17,4 MPa do 25,1 MPa dla wyniesienia łęby, natomiast dla wszystkich analizowanych wystąpień soli kamiennej od 23,8 MPa do 32,1 MPa.

Szczegółowy podział na lokalizacje wskazuje, że mediana wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie soli z wyniesienia łęby jest w porównaniu do innych obszarów najniższa (22,8 MPa) (Fig. 11-6). Nieco wyższe wartości obserwuje się dla złóż wysadowych poza obszarem Polski (24,5 MPa), natomiast dla pozostałych obszarów wartości mediany wypadają w przedziale 28-30 MPa.

Dane analizowane w podziale na poszczególne kategorie uziarnienia nie pozwalają na sformułowanie generalnych wniosków (Fig. 11-6). Jedynie dla polskich soli wysadowych widać trend malejącej wytrzymałości wraz ze wzrostem uziarnienia od 33,7 MPa dla soli drobnoziarnistych do 25,2 MPa dla soli gruboziarnistych. W przypadku Wyniesienia łęby wartości dla wszystkich kategorii uziarnienia są zbliżone, natomiast dla monokliny przedsudeckiej wynik dla soli średnioziarnistej wynosi 24,2 MPa i jest znacznie niższy niż dla soli drobno- i gruboziarnistej, dla których wartości wynoszą odpowiednio 31,4 i 29,1 MPa.

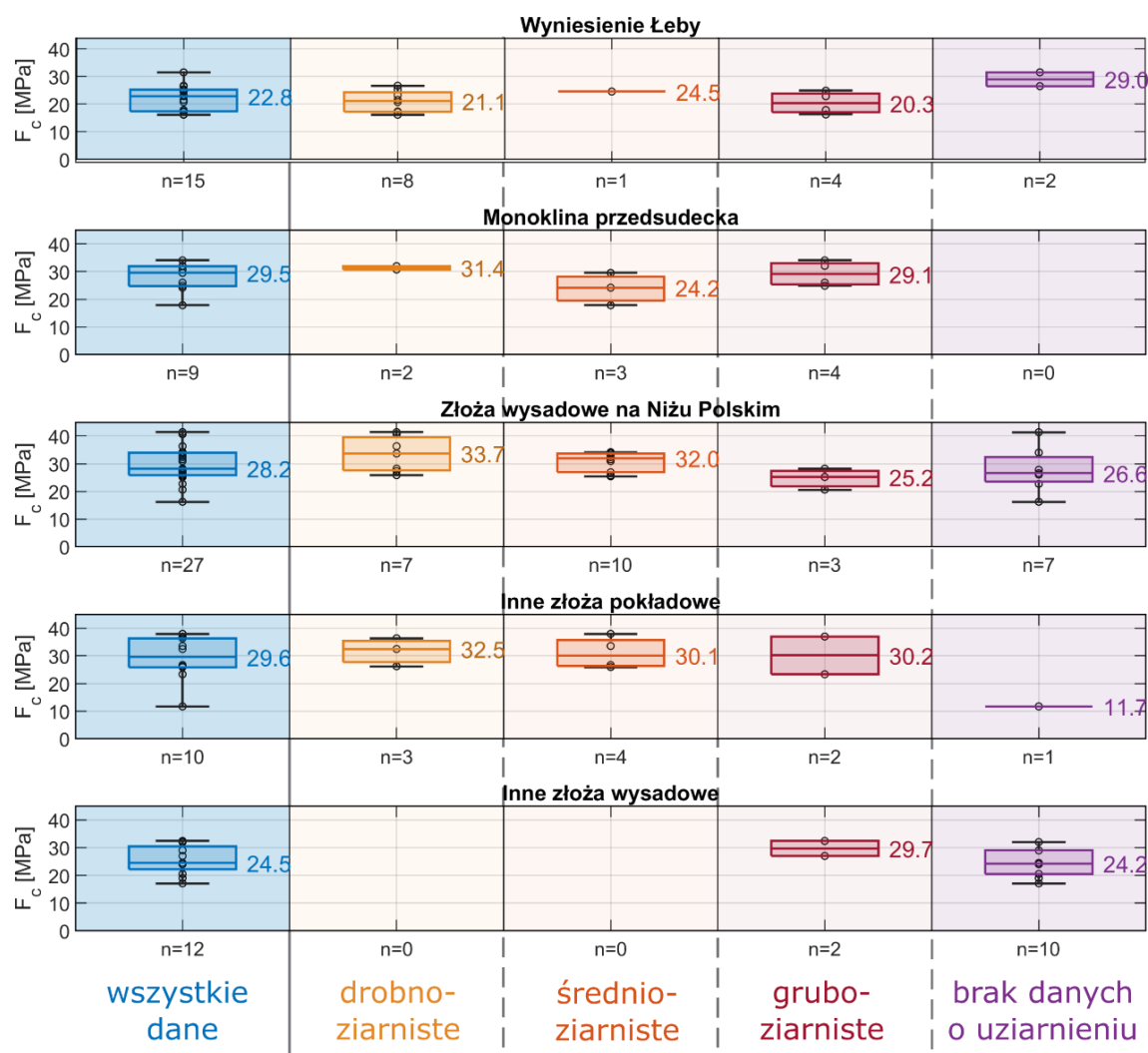


Fig. 11-6 Wykres pudełkowy przedstawiający rozkład wartości wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie (F_c) dla danych z: A) wyniesienia Łeby, B) monokliny przedsudeckiej, C) Niżu Polskiego (złoża wysadowe), D) złóż pokładowych z obszaru poza Niżem Polskim i E) złóż wysadowych poza Niżem Polskim. Wśród danych zostało dodatkowo wydzielonych 5 grup: a) przedstawiających wszystkie dane (niebieski kolor), b) soli drobnoziarnistych (pomarańczowy kolor), c) soli średnioziarnistych (czerwony kolor), d) soli gruboziarnistych (ciemnoczerwony kolor) oraz e) grupę o nieznanym uziarnieniu (fioletowy kolor)

Wartości wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie są również bardzo zbliżone, niezależnie od uziarnienia, dla pozostałych złóż pokładowych i wahają się między 30,2 MPa a 32,5 MPa. Natomiast w przypadku zagranicznych złóż wysadowych brak jest danych obejmujących sole drobno- i średnioziarniste.

Dla obszaru wyniesienia Łeby w literaturze opisany był tylko jeden pomiar wytrzymałości na rozciąganie, który osiągnął wartość 2 MPa. Jest on zbliżony do mediany wyników z pozostałych lokalizacji, dla których wynosi 1,7 MPa. Ogólny rozrzut wartości zawiera się w zakresie od 0,9 MPa do 3,1 MPa, a dwa wewnętrzne kwartyle od 1,3 do 2,1 MPa. Jedynie wytrzymałość na rozciąganie soli pokładowych z obszaru Tajlandii znacznie różni się od pozostałych i wynosi 6 MPa.

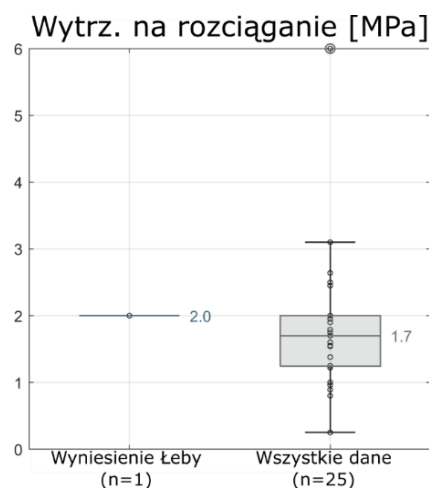


Fig. 11-7 Wykres pudełkowy przedstawiający rozkład wartości wytrzymałości na rozciąganie (F_t) dla danych z obszaru wyniesienia łęby w zestawieniu ze wszystkimi danymi zebranymi w literaturze polskiej i zagranicznej

Wyniki z podziałem na poszczególne kategorie ze względu na bardzo skąpa ilość danych nie pozwalają na wyznaczenie żadnych konkretnych zależności (Fig. 11-8).

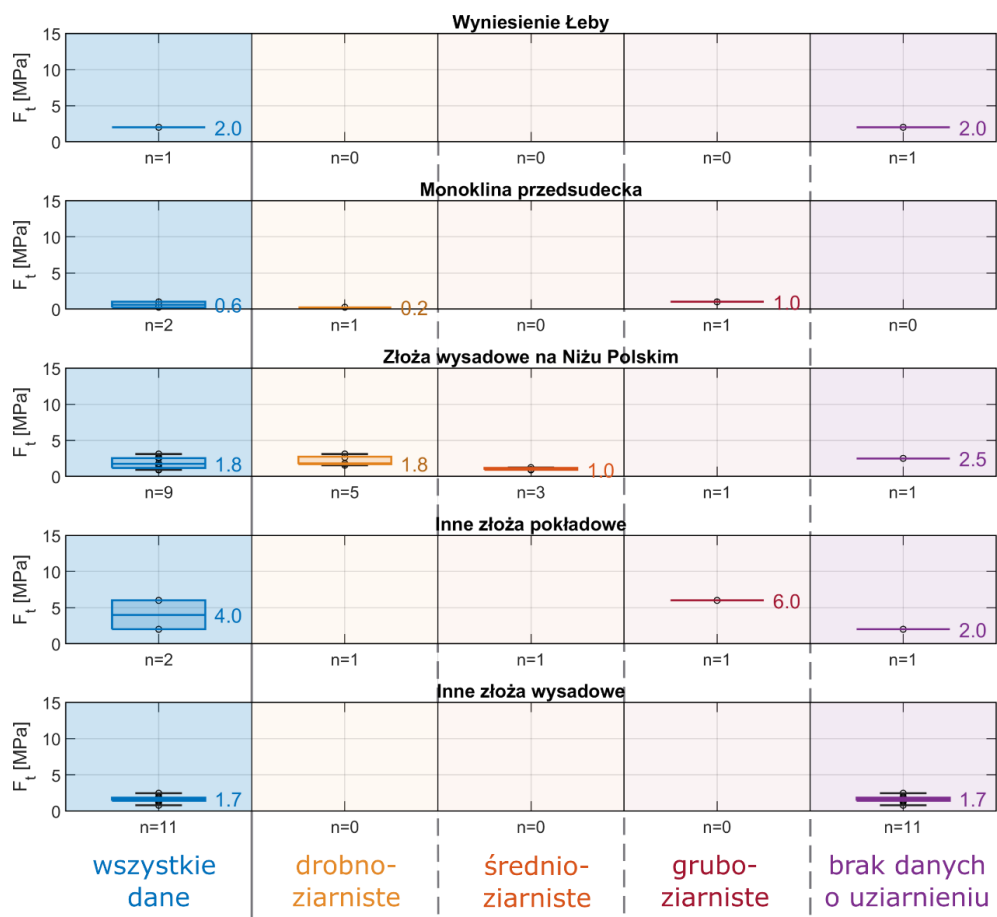


Fig. 11-8 Wykres pudełkowy przedstawiający rozkład wartości wytrzymałości na rozciąganie (F_t) dla danych z: A) wyniesienia łęby, B) monokliny przedsudeckiej, C) Niżu Polskiego (złoże wysadowe), D) złóż pokładowych z obszaru poza Niżem Polskim i E) złóż wysadowych poza Niżem Polskim. Wśród danych zostało dodatkowo wydzielonych 5 grup: a) przedstawiających wszystkie dane (niebieski kolor), b) soli drobnoziarnistych (pomarańczowy kolor), c) soli średnioziarnistych (czerwony kolor), d) soli gruboziarnistych (ciemnoczerwony kolor) oraz e) grupę o nieznanym uziarnieniu (fioletowy kolor)

11.4 Parametry plastyczne

Bardziej użyteczne do opisu wytrzymałości skał, ale dużo rzadziej wyznaczane, są parametry oparte na kryteriach plastycznych:

a) kryterium Coulomba-Mohra (C-M):

$$|\sigma_s| = \sigma_n \tan(\varphi) + c \quad \text{Eq. 11.1}$$

gdzie parametrami materiałowymi są kohezja, c i kąt tarcia wewnętrznego, φ ;

b) kryterium wg. Ślizowskiego i Urbańczyka (Ś-U) (Ślizowski i Urbańczyk, 2004):

$$\sigma_1^{max} = a_{SU} \sigma_3^{b_{SU}} + F_c$$

lub

Eq. 11.2

$$\varepsilon_1^{max} = c_{SU} \sigma_3^{d_{SU}} + \varepsilon_{0SU}$$

gdzie rozpatrywanymi parametrami (oprócz omówionej wcześniej wytrzymałości na ściskanie, F_c , są cztery stałe empiryczne, które są efektem dopasowywania wyników pomiarów do krzywych typu power-law: a_{SU} , b_{SU} , c_{SU} i d_{SU} , oraz odkształcenia, przy którym nastąpiło zniszczenie próbki w czasie próby krótkotrwałego, jednoosiowego ściskania, ε_{0SU} ;

c) kryterium wg. Flisiak i Tajduś (F-T) (Flisiak i Tajduś, 1994):

$$\frac{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2}{2} = a_f + b_f I_1 \sqrt{\frac{\sigma_1^3 + \sigma_2^3 + \sigma_3^3}{2}} \quad \text{Eq. 11.3}$$

w którym parametrami są dwie stałe eksperymentalne a_f i b_f , oraz pierwszy niezmiennik tensora odkształcenia, I_1 .

Parametry dla danych kryteriów przedstawiono odpowiednio w Tab. 11-3,

Tab. 11-4 i

Tab. 11-5. Kryterium Coulomba- Mohra można przekształcić z zależności $\sigma_s(\sigma_n)$ do zależności $\sigma_1(\sigma_3)$:

$$\sigma_1 = \sigma_3 \tan(\gamma) + F_c \quad \text{Eq. 11.4}$$

$$\tan(\gamma) = \frac{1 + \sin \varphi}{1 - \sin \varphi} \quad \text{Eq. 11.5}$$

$$F_c = \frac{2c \cos \varphi}{1 - \sin \varphi} \quad \text{Eq. 11.6}$$

w której jest wyrażony też naprężeniowy wariant kryterium Ślizowskiego i Urbańczyka, będący w praktyce potęgową formą wersji kryterium Coulomba-Mohra. Kryterium Flisiak i Tajduś nie jest redukowalne do takiej formy, ale może zostać do niej przybliżone numerycznie. Poszczególne zestawy parametrów porównano graficznie na Fig. 11-9, gdzie przedstawiono zależność σ_1 od σ_3 . W przypadku kryterium Flisiak i Tajduś w obliczeniach założono, że $\sigma_2 = \sigma_3$.

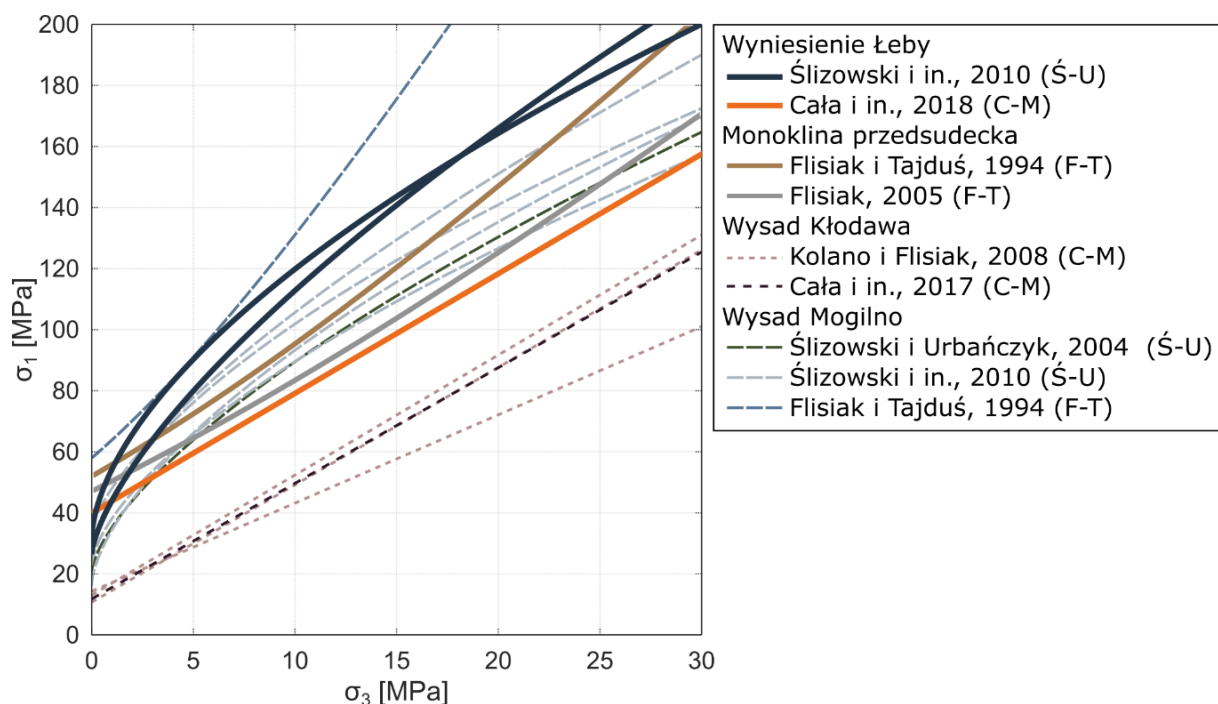


Fig. 11-9 Graficzne porównanie różnych zestawów parametrów plastycznych przedstawionych jako zależność σ_1 od σ_3 .
Linii ciągłą oznaczono zestawy dla złóż pokładowych, natomiast przerywaną dla złóż wysadowych

Do oceny wytrzymałości skał na ściskanie dla wyniesienia Łeby dostępne są dwa zestawy danych, które są stosunkowo do siebie zbliżone, oparte na kryterium Ślizowskiego i Urbańczyka (Ś-U), oraz jeden zestaw danych oparty na kryterium Coulomba-Mohra (C-M). Dane oparte na C-M sugerują generalnie niższą wytrzymałość skał w porównaniu z kryterium Ś-U. Przykładowo, przy założeniu wartości σ_3 na poziomie 10 MPa , według kryterium C-M wskazuje na konieczność przyłożenia $\sigma_1 = 80 \text{ MPa}$, a w przypadku Ś-U niemal $\sigma_1 = 120 \text{ MPa}$, aby doszło do trwałego odkształcenia.

Wytrzymałość soli pokładowych z monokliny przedsudeckiej określono wyłącznie na podstawie parametrów z dwóch zestawów danych zgodnie z kryterium Flisiak i Tajduś (F-T). Wytrzymałość tych soli mieści się w przedziale wyznaczonym przez trzy zestawy danych dla wyniesienia Łeby. Dla wartości $\sigma_3 = 10 \text{ MPa}$ uzyskanie trwałego odkształcenia wymaga $\sigma_1 = 82 \text{ MPa}$ i $\sigma_1 = 96 \text{ MPa}$. Podobne wytrzymałości charakteryzują sole w wysadu Mogilna, które określono dla szeregu pomiarów opartych na kryterium Ś-U. Jednak dane oparte na kryterium F-T wskazują na znacznie wyższą wytrzymałość soli, gdzie dla $\sigma_3 = 10 \text{ MPa}$ osiągnięcie trwałego odkształcenia wymaga naprężenia $\sigma_1 = 130 \text{ MPa}$.

W odróżnieniu od wcześniejszych obserwacji wytrzymałość soli z wysadu Kłodawy określona na podstawie kryterium C-M jest znacznie niższa w porównaniu z innymi modelami. Przyjmując $\sigma_3 = 10 \text{ MPa}$ trwałe odkształcenia wymagają naprężenia σ_1 rzędu $40 - 50 \text{ MPa}$.

11.5 Parametry lepkie

Kompilacja prezentowanych w literaturze parametrów lepkiego pełzania soli cechsztyńskich na obszarze Polski została przedstawiona w Tab. 11-6. Parametry pełzania dyfuzyjnego dla soli są badane bardzo rzadko i w praktyce uniwersalnie stosuje się jedyny pełny, opublikowany w literaturze zestaw parametrów, pochodzący z pracy Spiersa i in. (1990). Zebranymi parametrami są natomiast parametry lepkie dla prawa potęgowego Nortona-Hoffa:

$$\dot{\epsilon} = A e^{-\frac{Q_{DC}}{RT}} \sigma^n \quad \text{Eq. 11.7}$$

gdzie A to jest czynnik przedwykładniczy, Q_{DC} to energia aktywacyjna i n to wykładnik potęgowy.

W przypadku eksperymentów wyznaczających pełzanie potęgowe bez zależności od temperatury wykorzystano zależność:

$$\dot{\epsilon} = A_E \sigma^n \quad \text{Eq. 11.8}$$

gdzie A_E to stała zastępująca iloczyn stałej A i wyrazu Arrheniusa. Parametry dla takiej zależności przedstawiono w Tab. 11-7.

Kolejna część eksperymentów przedstawia pozorną lepkość μ_{app} , gdzie korzystano z zależności

$$\dot{\epsilon} = \mu_{app} \sigma \quad \text{Eq. 11.9}$$

Parametry pozornej lepkości przedstawiono w Tab. 11-8.

Zestawy parametrów pełzania potęgowego przedstawiono w formie wykresów naprężenie w funkcji tempa odkształcenia na Fig. 11-10. Dla zestawów zależnych od temperatury przyjęto temperaturę 30°C. Dane podzielono na cztery grupy zgodnie z ich lokalizacją i zaprezentowane na osobnych diagramach z zastosowaniem różnych kolorów. W celu zilustrowania, jak dane z poszczególnych lokalizacji różnią się od pozostałych zestawów, wszystkie zestawy danych zostały wrysowane w tle przy pomocy cienkich szarych linii.

Podobnie jak dla parametrów sprężystych i wytrzymałościowych rozrzut parametrów lepkich jest znaczny. Ze względu na potęgowy charakter zależności najbardziej rzutuje na nią zmienność wykładnika n . Poza zestawami o charakterystyce liniowej zamykają one się tu w większości w zakresie 4-5, z nielicznymi odstępstwami. Najciekawsze odstępstwa to dwa zestawy z pracy Serbin (2013) dla soli z polskich wysadów, dające wyniki zbliżone do pełzania liniowego – być może niezamierzenie doszło tu do zmierzenia pełzania z rozpuszczania-precypitacji (pełzanie dyfuzyjne). Drugim elementem decydującym o przebiegu wykresu jest czynnik przedwykładniczy A – może on zmienić tempo odkształcenia dla takiej samej wartości n i takich samych naprężeń nawet do 4 rzędów wielkości.

Wyniki z polskich złóż, zarówno pokładowych i wysadowych, ale zwłaszcza tych pierwszych, są bardzo zróżnicowane. W porównaniu z nimi wyniki z klasycznych, najczęściej cytowanych badań z literatury międzynarodowej (obejmujące głównie sole z wysadów solnych regionu Zatoki Meksykańskiej, ale też niemieckich wysadów soli cechsztyńskich, sole z wysadów irańskich oraz próbki syntetyczne) są bardziej skupione. Należy zaznaczyć, że część danych była podana w oryginalnych źródłach

w jednostkach innych niż standardowo przyjęta w literaturze międzynarodowej jednostka $\text{MPa}^{-n}\text{s}^{-1}$, na przykład często wykorzystywana w literaturze polskiej jest jednostka $\text{MPa}^{-n} \text{‰/doba}$.

Należy też zaznaczyć, że przedstawione na wykresach (przede wszystkim tym dotyczącym polskich soli wysadowych) zachowania soli wyrażone przez lepkość pozorną są dla warunków geotechnicznych bardzo dużym uproszczeniem, a ich użyteczność do modelowania zachowania się kawern jest niska. Wynika to z faktu, że uproszczenie procesu deformacji soli do procesu liniowo-lepkiego stanowi uzasadnione podejście dla deformacji pod wpływem naturalnych procesów tektonicznych, ze względu na panujące w trakcie ich działania reżimy naprężeń i temp odkształceń. Typowe eksperymenty badające pełzanie soli natomiast przeprowadzane są w reżimach wyższych naprężeń, porównywalnych raczej z odkształceniami indukowanymi przez działalność geotechniczną, gdzie pełzanie ma z reguły charakter wyrażnie potęgowy (Ter Heege i in., 2005; Urai i in., 2008; Mukherjee i in., 2010).

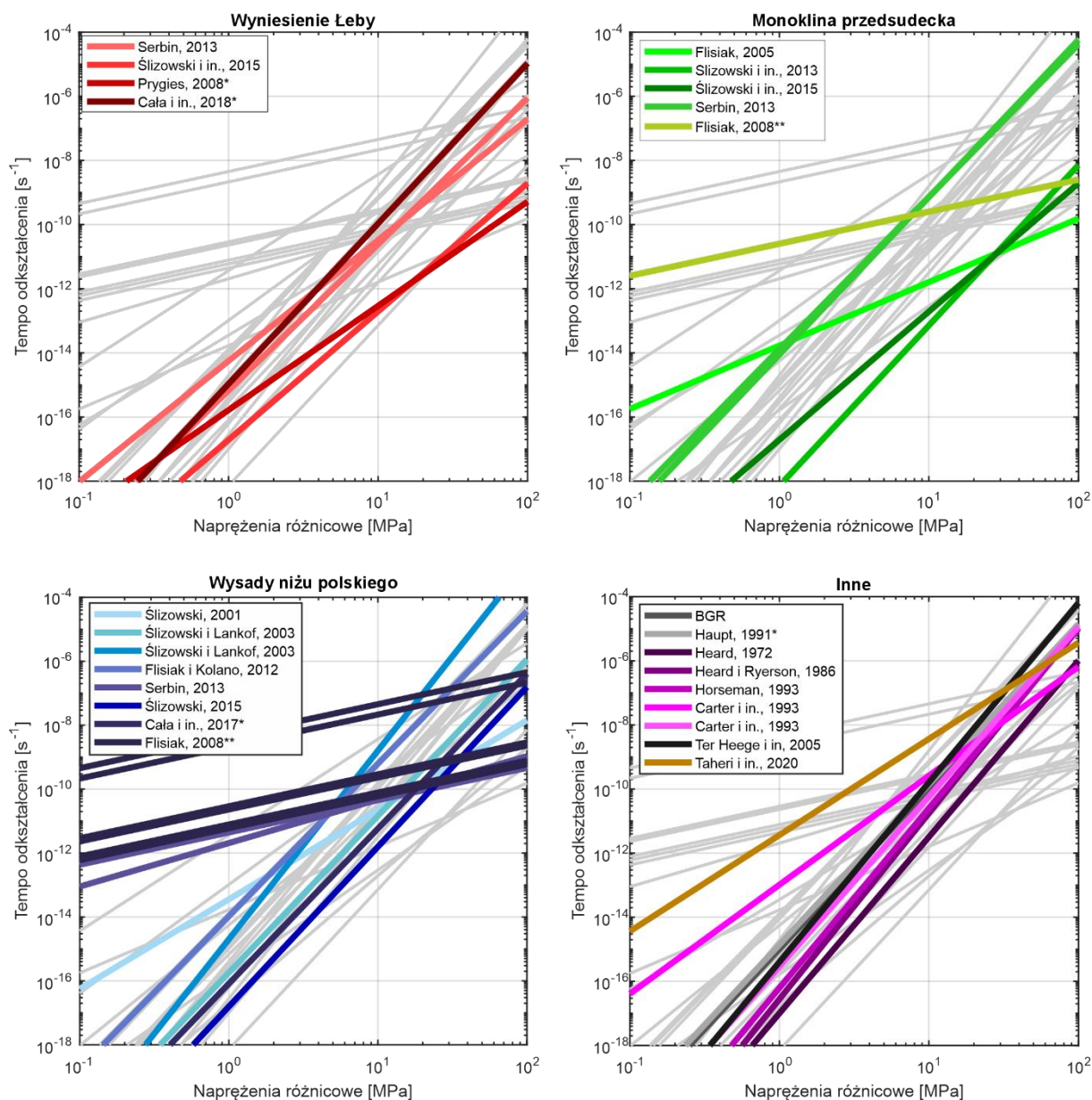


Fig. 11-10 Zależność między naprężeniem i odkształceniem dla różnych zestawów parametrów pełzania potęgowego wyznaczonych dla soli cechsztyńskich (Tab. 11-6 – pełzanie potęgowe z zależnością od temperatury; Tab. 11-7 – pełzanie potęgowe bez zależności od temperatury, zestawy oznaczone *, i Tab. 11-8 – pełzanie liniowe bazujące na wartości lepkości pozornej, zestawy**), w przypadku zestawów wykazujących się zależnością od temperatury przyjęta została temperatura 30°C. Zestawy podzielono na 4 grupy w zależności od ich pochodzenia i przedstawiono na osobnych wykresach, zestawy z innych lokalizacji na danym wykresie zaznaczono szarymi, węższymi liniami

11.6 Dane

11.6.1 Parametry sprężyste

Tab. 11-1 Sole cechsztyńskie – parametry sprężyste

Źródło	Lokalizacja	E [GPa]	ν [-]	Wydzielenie	Cechy petrograficzne
Wyniesienie Łeby (złoża pokładowe)					
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	6,4	b.d.	PZ1	Sól gruboziarnista z anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	3,2	b.d.	PZ1	Sól drobnoziarnista, miejscami z anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	5,5	b.d.	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista, miejscami kryształowa
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	1,7	b.d.	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista, miejscami kryształowa z anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	1,3	b.d.	PZ1	Sól grubo- i średnioziarnista przewarstwiona kryształową
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	1,8	b.d.	PZ1	Sól drobnoziarnista przewarstwiona kryształową i anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	5,1	b.d.	PZ1	Sól drobnoziarnista przewarstwiona kryształową i gruboziarnistą
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	2,0	b.d.	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista z kryształową i anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	2,4	b.d.	PZ1	Sól średnio- i drobnoziarnista z kryształową
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	2,4	b.d.	PZ1	Sól gruboziarnista i kryształowa
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	2,2	b.d.	PZ1	Sól gruboziarnista i kryształowa
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	2,7	b.d.	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista z kryształową i anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	2,4	b.d.	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista przewarstwiona kryształową
Cała i in. (2018)	Mechelinki	5,0	0,45	PZ1	b.d.
Monoklina przedsudecka (złoża pokładowe)					
Flisiak (2008)*	LGOM	1,89	0,24	PZ1	Sól średnioziarnista
Kłeczek i Zeljaś (2012)	LGOM	3,17	0,24	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista
Kłeczek i Zeljaś (2012)	LGOM	1,99	0,28	PZ1	Sól gruboziarnista

Kłeczek i Zeljaś (2012)	LGOM	5,95	0,25	PZ1	Sól grubo- i średnioziarnista
Slizowski i in. (2013)	LGOM	8	0,2	PZ1	b.d.
Cyran i in. (2016)	LGOM	7,23	b.d.	PZ1	Sól średnioziarnista, miejscami drobnoziarnista z niewielką ilością domieszek ilastych
Cyran i in. (2016)	LGOM	4,03	b.d.	PZ1	Sól średnio- i drobnoziarnista
Cyran i in. (2016)	LGOM	4,56	b.d.	PZ1	Sól średnioziarnista, miejscami gruboziarnista,
Cyran i in. (2016)	LGOM	4,56	b.d.	PZ1	Sól gruboziarnista, miejscami średnioziarnista, ze smugami iłowca
Złoża wysadowe na Niżu Polskim					
Kłeczek i in. (1978)	Lubień Kujawski	1,92	0,45	b.d.	b..d
Flisiak (2004)	Dębina	0,65	0,2	b.d.	Sól drobno- i średnioziarnista
Brańka i in. (2006)	Góra	1,14	0,15	b.d.	Sól drobnoziarnista
Brańka i in. (2006)	Góra	0,88	0,22	b.d.	Sól gruboziarnista
Brańka i in. (2006)	Góra	12,26	0,45	b.d.	Sól różowa, uziarnienie nieznane
Flisiak (2008)*	Góra	0,87	0,23	PZ2	Sól średnio- i drobnoziarnista
Flisiak (2008)*	Góra	0,77	0,34	PZ2	Sól gruboziarnista
Flisiak (2008)*	Góra	1,08	0,28	PZ3?	Sól różowa drobnoziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	1,19	0,45	b.d	Sól średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	1,51	0,36	b.d	Sól średnio- i drobnoziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	1,31	0,48	b.d	Sól średnio- i drobnoziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	1,53	0,27	b.d	Sól drobno- i średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	1,61	0,38	PZ3?	Sól różowa średnio- i gruboziarnista
Flisiak (2008)*	Mogilno	1,42	0,35	b.d	Sól średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Dębina	4,67	0,25	b.d	Sól średnio- i gruboziarnista
Grzybowski i in. (2008)	Mogilno	1,22	0,34	PZ2	Sól średnio- i gruboziarnista
Grzybowski i in. (2008)	Mogilno	1,83	0,4	PZ3	Brak danych
Grzybowski i in. (2008)	Mogilno	2,1	0,35	PZ4	Sól „lampowa” (grubokrystaliczna?)

Kolano i Flisiak (2013)	Kłodawa	2,22	0,3	PZ2	Sól drobno- i średnioziarnista
Kolano i Flisiak (2013)	Kłodawa	1,75	0,23	PZ4	Sól różowa drobno- i średnioziarnista
Kolano i Flisiak (2013)	Kłodawa	1,97	0,36	PZ4	Sól różowa drobno- i średnioziarnista
Cała i in. (2017)	Kłodawa	5,0	0,4	b.d.	b.d.
Sole pokładowe cechsztynu poza obszarem Polski					
Martin-Clave i in. (2021)	Boulby Wielka Brytania	14,6	b.d.	Zechstein II	Sól różnoziarnista
Martin-Clave i in. (2021)	Boulby Wielka Brytania	9,0	0,5	Zechstein II	Sól różnoziarnista
Martin-Clave i in. (2021)	Boulby Wielka Brytania	14,0	0,35	Zechstein II	Sól różnoziarnista
Inne sole pokładowe					
Martin-Clave i in. (2021)	Winsford, Wielka Brytania	13,8	0,23	Trias	Sól gruboziarnista
Martin-Clave i in. (2021)	Winsford, Wielka Brytania	13,4	0,23	Trias	Sól gruboziarnista
Bell (1981)	Winsford, Wielka Brytania	3,8	0,4	Trias	b.d.
Sriapai i in. (2012)	Basen Khorat, Tajlandia	25,5	0,34	Kreda	Sól gruboziarnista
Cyran (2008)	Siedlec	1,31	0,17	Miocen	Sól średnioziarnista
Cyran (2008)	Siedlec	2,29	0,23	Miocen	Sól średnioziarnista
Cyran (2008)	Siedlec	1,63	0,22	Miocen	Sól kryształowa
Cyran (2008)	Siedlec	1,81	0,35	Miocen	Sól drobnoziarnista
Cyran (2008)	Łęzkowice	2,02	0,15	Miocen	Sól średnioziarnista
Cyran (2008)	Łęzkowice	1,14	0,1	Miocen	Sól średnio- do gruboziarnistej
Cyran (2008)	Łęzkowice	0,83	0,3	Miocen	Sól drobnoziarnista
Cyran (2008)	Łęzkowice	2,85	0,1	Miocen	Sól pasiasta drobno- i średnioziarnista
Sole wysadowe cechsztynu poza obszarem Polski					
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	25	0,23	Z2	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	25,5	0,24	Z2	b.d.

Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	b.d	0,27	Z2	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	22,5	0,2	Z2	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	23	0,22	Z3	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	23	0,29	Z3	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	24	0,21	Z3	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	26,5	0,21	Z3	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	26	0,25	Z3	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	27	0,22	Z3	b.d.
Inne sole wysadowe					
Mansouri i Ajalloeian (2018)	Deh Kuyeh, Iran	1.67	b.d.	Hormuz, Ediakar	Sól gruboziarnista
Mansouri i Ajalloeian (2018)	Deh Kuyeh, Iran	1.35	b.d.	Hormuz, Ediakar	Sól gruboziarnista
DeVries i in. (2002)	McIntosh, Alabama, USA	19,6	0,32	Louann, Jura	b.d
*Praca nie określa jasno czy prezentowane parametry są efektem własnych badań czy kompilacją z literatury, ani nie określa dokładnych źródeł w przypadku, gdyby prawdziwe było to drugie					

11.6.2 Parametry wytrzymałościowe

Tab. 11-2 Sole cechsztyńskie – parametry wytrzymałościowe

Źródło	Lokalizacja	F_c [MPa]	F_t [MPa]	Wydzielenie	Cechy petrograficzne
Wyniesienie Łeby (złoża pokładowe)					
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	22,8	b.d.	PZ1	Sól gruboziarnista z anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	23,2	b.d.	PZ1	Sól drobnoziarnista, miejscami z anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	26,6	b.d.	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista, miejscami kryształowa
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	20,7	b.d.	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista, miejscami kryształowa z

					anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	16,2	b.d.	PZ1	Sól grubo- i średnioziarnista przewarstwiona kryształową
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	17,3	b.d.	PZ1	Sól drobnoziarnista przewarstwiona kryształową i anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	25,3	b.d.	PZ1	Sól drobnoziarnista przewarstwiona kryształową i gruboziarnistą
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	21,5	b.d.	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista z kryształową i anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	24,5	b.d.	PZ1	Sól średnio- i drobnoziarnista z kryształową
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	17,8	b.d.	PZ1	Sól gruboziarnista i kryształowa
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	24,8	b.d.	PZ1	Sól gruboziarnista i kryształowa
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	16,1	b.d.	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista z kryształową i anhydrytem
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	17,1	b.d.	PZ1	Sól drobno- i średnioziarnista przewarstwiona kryształową
Cała i in. (2018)	Mechelinki	b.d.	2,0	PZ1	b.d.
Ślizowski i in. (2010)	Kosakowo	31,46	b.d.	PZ1	b.d.
Ślizowski i in. (2010)	Kosakowo	26,45	b.d.	PZ1	b.d.
Monoklina przedsudecka (złoża pokładowe)					
Flisiak (2008)*	LGOM	29,54	b.d.	PZ1?	Sól średnioziarnista
Kłeczek i Zeljaś (2012)	LGOM	30,78	b.d.	PZ1?	Sól drobno- i średnioziarnista
Kłeczek i Zeljaś (2012)	LGOM	26,03	b.d.	PZ1?	Sól gruboziarnista
Kłeczek i Zeljaś (2012)	LGOM	34,08	b.d.	PZ1?	Sól grubo- i średnioziarnista
Slizowski i in. (2013)	LGOM	32	0.25	PZ1	Sól drobnoziarnista
Slizowski i in. (2013)	LGOM	24,9	1,0	PZ1	Sól gruboziarnista
Cyran i in. (2016)	LGOM	32,1	b.d.	PZ1	Sól gruboziarnista, miejscami średnioziarnista, ze smugami

					iłowca
Cyran i in. (2016)	LGOM	17,85	b.d.	PZ1	Sól średnioziarnista, miejscami gruboziarnista,
Cyran i in. (2016)	LGOM	24,2	b.d.	PZ1	Sól średnio- i drobnoziarnista
Złoża wydobywcze na Niżu Polskim					
Ślizowski i Urbańczyk (2004)	Mogilno	20,6	b.d.	b.d.	Sól gruboziarnista
Brańka i in. (2006)	Góra	33,7	b.d.	b.d.	Sól drobnoziarnista
Brańka i in. (2006)	Góra	28,2	b.d.	b.d.	Sól gruboziarnista
Brańka i in. (2006)	Góra	41,4	b.d.	b.d.	Sól różowa, uziarnienie nieznane
Flisiak (2008)*	Kłodawa	34,15	1,22	PZ2	Sól średnio- i grubokrystaliczna
Flisiak (2008)*	Kłodawa	40,7	1,54	PZ2	Sól drobnokrystaliczna
Flisiak (2008)*	Góra	33,69	0,96	PZ2	Sól średnio- i drobnoziarnista
Flisiak (2008)*	Góra	28,23	0,89	PZ2	Sól gruboziarnista
Flisiak (2008)*	Góra	41,43	1,79	PZ3?	Sól różowa drobnoziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	31,59	b.d.	b.d.	Sól średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	32,35	b.d.	b.d.	Sól średnio- i drobnoziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	32,89	b.d.	b.d.	Sól średnio- i drobnoziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	36,34	b.d.	b.d.	Sól drobno- i średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	34,20	b.d.	PZ3?	Sól różowa średnio- i gruboziarnista
Flisiak (2008)*	Inowrocław	30,94	b.d.	PZ2	Sól średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Mogilno	26,91	b.d.	b.d.	Sól średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Dębina	25,43	b.d.	b.d.	Sól średnio- i gruboziarnista
Grzybowski i in. (2008)	Mogilno	25,7	b.d.	PZ2	Sól średnio- i gruboziarnista
Grzybowski i in. (2008)	Mogilno	27,8	b.d.	PZ3	Brak danych
Grzybowski i in. (2008)	Mogilno	25,2	b.d.	PZ4	Sól „lampowa” (grubokrystaliczna?)
Ślizowski i in. (2010)	Mogilno	16,24	b.d.	PZ2	b.d.
Ślizowski i in.	Mogilno	34,04	b.d.	PZ2	b.d.

(2010)					
Ślizowski i in. (2010)	Mogilno	22,7	b.d.	PZ2	b.d.
Ślizowski i in. (2010)	Mogilno	26,05	b.d.	PZ2	b.d.
Kolano i Flisiak (2013)	Kłodawa	27,33	1,75	PZ2	Sól drobno- i średnioziarnista
Kolano i Flisiak (2013)	Kłodawa	25,85	2,64	PZ4	Sól różowa drobno- i średnioziarnista
Kolano i Flisiak (2013)	Kłodawa	26,58	3,10	PZ4	Sól różowa drobno- i średnioziarnista
Cała i in. (2017)	Kłodawa	-	2,5	b.d.	b.d.
Inne sole pokładowe					
Sriapai i in. (2012)	Basen Khorat, Tajlandia	37	6	Kreda	Sól gruboziarnista
Bell (1981)	Winsford, Wielka Brytania	11,7	2	Trias	b.d.
Cyran (2008)	Siedlec	26,69	b.d.	Miocen	Sól średnioziarnista
Cyran (2008)	Siedlec	25,93	b.d.	Miocen	Sól średnioziarnista
Cyran (2008)	Siedlec	23,33	b.d.	Miocen	Sól kryształowa
Cyran (2008)	Siedlec	26,22	b.d.	Miocen	Sól drobnoziarnista
Cyran (2008)	Łęzkowice	37,96	b.d.	Miocen	Sól średnioziarnista
Cyran (2008)	Łęzkowice	33,57	b.d.	Miocen	Sól średnio- do gruboziarnistej
Cyran (2008)	Łęzkowice	32,49	b.d.	Miocen	Sól drobnoziarnista
Cyran (2008)	Łęzkowice	36,36	b.d.	Miocen	Sól pasiasta drobno- i średnioziarnista
Sole wydobywane cechsztynu poza obszarem Polski					
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	24,5	1,9	Z2	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	24	1,7	Z2	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	32	1,6	Z2	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	b.d.	2,45	Z2	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	19	1,25	Z3	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	20,5	1,55	Z3	b.d.

Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	24	1,7	Z3	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	29	1,7	Z3	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	32	0,8	Z3	b.d.
Bräuer i in. (2011)	Gorleben, Niemcy	34,5	1,95	Z3	b.d.
Inne sole wysadowe					
Mansouri i Ajalloeian (2018)	Deh Kuyeh, Iran	32.4	b.d.	Hormuz, Ediakar	Sól gruboziarnista
Mansouri i Ajalloeian (2018)	Deh Kuyeh, Iran	27	b.d.	Hormuz, Ediakar	Sól gruboziarnista
DeVries i in. (2002)	McIntosh, Alabama, USA	17,1	1,38	Louann, Jura	b.d.
*Praca nie określa czy prezentowane parametry są efektem badań własnych czy kompilacją danych literaturowych					

11.6.3 Parametry plastyczne

Tab. 11-3 Sole cechsztyńskie – parametry plastyczne kryterium Coulomba-Mohra

Źródło	Lokalizacja	c [MPa]	φ [°]	Wydzielenie	Cechy petrograficzne
Wyniesienie Łeby (złoża pokładowe)					
Cała i in. (2018)	Mechelinki	10,09	36,4	PZ1	b.d.
Złoża wysadowe na Niżu Polskim					
Kolano i Flisiak (2013)	Kłodawa	4,2	29,08	PZ2	Sól drobno- i średnioziarnista
Kolano i Flisiak (2013)	Kłodawa	2,73	35,97	PZ4	Sól różowa drobno- i średnioziarnista
Kolano i Flisiak (2013)	Kłodawa	3,29	36,48	PZ4	Sól różowa drobno- i średnioziarnista
Cała i in. (2017)	Kłodawa	3,03	35,61	b.d.	b.d.

Tab. 11-4 Sole cechsztyńskie – parametry plastyczne kryterium Flisiak i Tajduś

Źródło	Lokalizacja	a_f [MPa ²]	b_f [-]	Wydzielenie	Cechy petrograficzne
Monoklina przedsudecka (złoża pokładowe)					
Flisiak i Tajduś (1994)	LGOM	277,64	0,5	PZ1?	b.d.
Flisiak, (2005)	LGOM	253,16	0,485	PZ1?	b.d.

Złoża wysadowe na Niżu Polskim					
Flisiak i Tajduś (1994)	Mogilno	247,67	0,537	PZ2	b.d.

Tab. 11-5 Sole cechsztyńskie – parametry plastyczne kryteriów Ślizowskiego i Urbańczyka

Źródło	Lokalizacja	a_{SU} [-]	b_{SU} [-]	c_{SU} [-]	d_{SU} [-]	ε_{0SU} [-]	Wydzielenie	Cechy petrograficzne
Wyniesienie łęby (złoża pokładowe)								
Ślizowski i in. (2010)	Kosakowo	14,66	0,672	31,2	0,914	30,82	PZ1	b.d.
Ślizowski i in. (2010)	Kosakowo	22,82	0,588	49,60	0,407	26,35	PZ1	b.d.
Złoża wysadowe na Niżu Polskim								
Ślizowski i Urbańczyk (2004)	Mogilno	17,55	0,692	21,82	0,74	30	b.d.	Sól gruboziarnista
Ślizowski i in. (2010)	Mogilno	18,14	0,628	14,73	0,996	16	PZ2	b.d.
Ślizowski i in. (2010)	Mogilno	13,99	0,709	36,84	0,582	34	PZ2	b.d.
Ślizowski i in. (2010)	Mogilno	15,42	0,637	38,6	0,625	23,03	PZ2	b.d.
Ślizowski i in. (2010)	Mogilno	19,08	0,599	22,9	0,895	28,2	PZ2	b.d.

11.6.4 Parametry lepkie

Tab. 11-6 Parametry pełzania potęgowego dla uzmiennionej temperatury (prawo Nortona-Hoffa)

Źródło	Lokalizacja	A [Mpa ⁻ⁿ s ⁻¹]	Q_{DC} [J/mol]	n [-]	Wydzielenie	Cechy petrograficzne
Wyniesienie łęby (złoża pokładowe)						
Serbin (2013)	Kosakowo	$2,08 \cdot 10^{-6}$	46180	3,77	PZ1	Sól drobnoziarnista
Serbin (2013)	Kosakowo	$5,87 \cdot 10^{-6}$	40268	4.56	PZ1	Sól drobnoziarnista
Ślizowski i in. (2015)	Mechelinki	$2,84 \cdot 10^{-10}$	41550	4	PZ1	Sól bardzo-drobnoziarnista
Monoklina przedsudecka (złoża pokładowe)						
Flisiak, (2005)	LGOM	$6 \cdot 10^{-8}$	38000	1,98	PZ1	Sól średnioziarnista z porfirokryształami i

						domieszką anhydrytu
Ślizowski i in. (2013)	LGOM	$1,25 \cdot 10^{-10}$	47800	5	PZ1	b.d.
Ślizowski i in. (2015)	Monoklina przedsudecka	$2,84 \cdot 10^{-10}$	41550	4	PZ1	wyniki z badań na petrograficznie zróżnicowanych próbkach
Serbin (2013)	Sieroszowice	$1,2 \cdot 10^{-3}$	46180	4,75	PZ1	Sól średnioziarnista
Serbin (2013)	Sieroszowice	$4,83 \cdot 10^{-4}$	44896	4,91	PZ1	Sól średnioziarnista
Złoża wysadowe na Niżu Polskim						
Ślizowski (2001)	Mogilno	$1,18 \cdot 10^{-5}$	43628	2.8	PZ2	b.d
Ślizowski i Lankof (2003)	Kłodawa	$1,57 \cdot 10^{-7}$	45220	4,9	PZ3	Zuber brunatny, 21% zawartości substancji nierozpuszczalnej.
Ślizowski i Lankof (2003)	Kłodawa	$1,25 \cdot 10^{-7}$	51838	5,9	PZ4	Zuber czerwony, 30% zawartości substancji nierozpuszczalnej.
Flisiak i Kolano (2012)	Kłodawa	$4,77 \cdot 10^{-6}$	50208	4,77	PZ2	Sól drobno- i średnioziarnista z większymi porfirokryształami
Serbin (2013)	Mogilno	$5,68 \cdot 10^{-2}$	41242	1,01	PZ?	Sól gruboziarnista
Serbin (2013)	Mogilno	$1,3 \cdot 10^{-2}$	39458	1,36	PZ?	Sól gruboziarnista
Ślizowski i in. (2015)	Mogilno	$2,28 \cdot 10^{-10}$	41550	5	PZ1-PZ2	Sól gruboziarnista z domieszką anhydrytu
Złoża wysadowe basenu północnoniemieckiego						
Albrecht i Hunsche (1981) (BGRa)	Asse, Niemcy	$2.8 \cdot 10^{-6}$	54000	5	b.d.	b.d.

Tab. 11-7 Parametry pełzania potęgowego dla niezmiennionej temperatury

Źródło	Lokalizacja	A_E [1/s ⁻¹ Mpa ⁻ⁿ]	n [-]	Wydzielenie	Temperatura badania [K]	Cechy petrograficzne
Wyniesienie Łeby (złoża pokładowe)						
Pyrgies i in. (2008)	Mechelinki	$6,1 \cdot 10^{-17}$	3,25	PZ1	b.d.	wyniki z badań na petrograficznie zróżnicowanych próbkach
Cała i in. (2018)	Mechelinki	$1,08 \cdot 10^{-15}$	5	PZ1	b.d.	b.d

Złoża wysadowe na Niżu Polskim						
Cała i in. (2017)	Kłodawa	$8.18 \cdot 10^{-17}$	4,85	b.d.	b.d.	b.d.
Złoża wysadowe basenu północnoniemieckiego						
Haupt (1991)	Północne Niemcy	$1,4 \cdot 10^{-15}$	5	b.d.	308	b.d.

Tab. 11-8 *Lepkość pozorna*

Źródło	Lokalizacja	μ_{app} [Pas]	Wydzielenie	Cechy petrograficzne
Monoklina przedsudecka (złoża pokładowe)				
Flisiak (2008)*	LGOM	$3,98 \cdot 10^{16}$	PZ1	Sól średnioziarnista
Złoża wysadowe na Niżu Polskim				
Flisiak (2004)*	Dębina	$2,21 \cdot 10^{14}$	b.d.	Sól drobno- i średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	$1,28 \cdot 10^{17}$	b.d.	Sól średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	$3,81 \cdot 10^{16}$	b.d.	Sól średnio- i drobnoziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	$4,33 \cdot 10^{16}$	b.d.	Sól średnio- i drobnoziarnista
Flisiak (2008)*	Lubień Kujawski	$1,67 \cdot 10^{17}$	b.d.	Sól drobno- i średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Mogilno	$3,45 \cdot 10^{16}$	b.d.	Sól średnioziarnista
Flisiak (2008)*	Dębina	$4,65 \cdot 10^{14}$	b.d.	Sól średnio- i gruboziarnista
*Praca nie określa jasno czy prezentowane parametry są efektem własnych badań czy kompilacją danych literaturowych				

11.7 Literatura

- Albrecht, H., Hunsche, U., 1981. Gebirgsmechanische Aspekte bei der Endlagerung radioaktiver Abfälle in Salzdiapiren unter besonderer Berücksichtigung des Fließverhaltens von Steinsalz.
- Bell, F.G., 1981. Geotechnical properties of some evaporitic rocks. Bulletin of the International Association of Engineering Geology 24, 137–144. <https://doi.org/10.1007/BF02595264>
- Brańka, S., Berezowski, T., Kasprzyk, W., Rogowska, E., Jurczak, S., 2006. Dokumentacja geologiczno-inżynierska złoża soli kamiennej góra dla bezzbiornikowego magazynowania ropy naftowej i paliw płynnych w górotworze. CHEMKOP Sp. z o.o.
- Bräuer, V., Eickemeier, R., Eisenburger, D., Grisseman, C., Hesser, J., Heusermann, S., Kaiser, D., Nipp, H., Nowak, T., Plischke, I., others, 2011. Description of the Gorleben Site-Part 4: Geotechnical exploration. Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR).

- Cała, M., Cyran, K., Kowalski, M., Wilkosz, P., 2018. Influence of the Anhydrite Interbeds on a Stability of the Storage Caverns in the Mechelinki Salt Deposit (Northern Poland). *Archives of Mining Sciences* 63, 1007–1025. <https://doi.org/10.24425/ams.2018.124990>
- Cała, M., Tajduś, A., Andrusikiewicz, W., Kowalski, M., Kolano, M., Stopkowicz, A., Cyran, K., Jakóbczyk, J., 2017. Long term analysis of deformations in salt mines: Kłodawa Salt Mine case study, central Poland. *Archives of Mining Sciences* 62, 565–577.
- Cyran, K., 2008. Tektonika mioceńskich złóż soli w Polsce. Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Kraków.
- Cyran, K., Toboła, T., Kamiński, P., 2016. Wpływ cech petrologicznych na właściwości mechaniczne soli kamiennej z LGMO (Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*.
- DeVries, K.L., Mellegard, K.D., Callahan, G.D., 2002. Salt damage criterion: proof-of-concept research. No. 818210. Respec, Inc. (US). <https://doi.org/10.2172/818210>
- Flisiak, D., 2004. Przydatność prób krótkotrwałego pełzania soli kamiennej z wysadu Dębiny do zagadnień praktycznych. W: Pilecka, E. (Red.), *Problematyka zagrożeń naturalnych w górnictwie węgla brunatnego*. Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków, 2–4.
- Flisiak, D., 2005. Badania procesów reologicznych w górotworze solnym wywołanych użytkowaniem podziemnych magazynów gazu. Projekt badawczy KBN 17–22.
- Flisiak, D., 2008. Właściwości geomechaniczne skał w wysadach solnych. *Ruch górotworu w rejonie wysadów solnych*. Wydawnictwo IGSMiE PAN, Kraków, 99–118.
- Flisiak, D., Tajduś, A., 1994. Weryfikacja niektórych hipotez wytężeniowych dla soli kamiennej w świetle laboratoryjnych badań wytrzymałościowych, *Prace Naukowe Instytutu Geotechniki i Hydrotechniki*. Politechnika Wrocławska, Wrocław.
- Grzybowski, Ł., Wilkosz, P., Flisiak, D., 2008. Właściwości mechaniczne cechsztyńskich skał solnych z wysadu Mogilno. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi* 24, 141–157.
- Haupt, M., 1991. A constitutive law for rock salt based on creep and relaxation tests. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 24, 179–206.
- Kłeczek, Z., Flisiak, D., Jakóbska, A., 1978. Określenie optymalnych parametrów geometrycznych kawerny z uwzględnieniem mechanicznych własności górotworu dla celów podziemnego magazynowania gazu na bazie złoża Lubień-Łanięta. KGBiG AGH, Kraków.
- Kłeczek, Z., Zeljaś, D., 2012. Naukowe podstawy i praktyczne zasady budowy w Polsce podziemnego składowiska odpadów niebezpiecznych. Instytut Techniki Górniczej KOMAG.
- Kolano, M., Flisiak, D., 2013. Comparison of geo-mechanical properties of white rock salt and pink rock salt in Kłodawa salt diapir. *Studia Geotechnica et Mechanica* 35, 119–127.

- Mansouri, H., Ajalloeian, R., 2018. Mechanical behavior of salt rock under uniaxial compression and creep tests. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 110, 19–27. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2018.07.006>
- Martin-Clave, C., Ougier-Simonin, A., Vandeginste, V., 2021. Impact of Second Phase Content on Rock Salt Rheological Behavior Under Cyclic Mechanical Conditions. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 54, 5245–5267. <https://doi.org/10.1007/s00603-021-02449-4>
- Mukherjee, S., Talbot, C.J., Koyi, H.A., 2010. Viscosity estimates of salt in the Hormuz and Namakdan salt diapirs, Persian Gulf. *Geological Magazine* 147, 497–507. <https://doi.org/10.1017/S001675680999077X>
- Pyrgies, W., Korol, K., Derdowski, R., 2008. Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla bezbiornikowego magazynowania gazu w złożu soli kamiennej „Mechelinki”. INVESTGAS S.A.
- Serbin, K., 2013. Wpływ parametrów termodynamicznych procesu magazynowania gazu na pojemność kawerny w złożu soli kamiennej. Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Kraków.
- Ślizowski, J., Pilecki, Z., Urbanczyk, K., Pilecka, E., Lankof, L., Czarny, R., 2013. Site Assessment for Astroparticle Detector Location in Evaporites of the Polkowice-Sieroszowice Copper Ore Mine, Poland. *Advances in High Energy Physics* 2013, 1–12. <https://doi.org/10.1155/2013/461764>
- Spiers, C.J., Schutjens, P.M.T.M., Brzesowsky, R.H., Peach, C.J., Liezenberg, J.L., Zwart, H.J., 1990. Experimental determination of constitutive parameters governing creep of rock salt by pressure solution. *Geological Society, London, Special Publications* 54, 215–227. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.054.01.21>
- Sriapai, T., Walsri, C., Fuenkajorn, K., 2012. Effect of temperature on compressive and tensile strengths of salt. *ScienceAsia* 38, 166. <https://doi.org/10.2306/scienceasia1513-1874.2012.38.166>
- Ślizowski, J., 2001. Badania własności reologicznych soli kamiennej przy projektowaniu komór magazynowych gazu ziemnego w górotworze solnym. *Przegląd Górniczy* T. 57, nr 5, 9–15.
- Ślizowski, J., Lankof, L., 2003. Salt-mudstones and rock-salt suitabilities for radioactive-waste storage systems: rheological properties. *Applied Energy* 75, 137–144.
- Ślizowski, J., Nagy, S., Burliga, S., Serbin, K., Polański, K., 2015. Laboratory investigations of geotechnical properties of rock salt in Polish salt deposits: J. Ślizowski & S. Nagy S. Burliga. W: Roberts, L., Mellegard, K., Hansen, F. (Red.), *Mechanical Behavior of Salt VIII*. CRC Press, London, 45–50.
- Ślizowski, J., Urbańczyk, K., 2004. Influence of depth on rock salt effort around the single chamber. Polish Academy of Sciences. Mineral and Energy Economy Research Institute, Kraków.

- Ślizowski, J., Urbańczyk, K., Serbin, K., 2010. Wytrzymałość doraźna i odkształcenie niszczące w laboratoryjnych badaniach soli kamiennej. Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN 57–65.
- Ter Heege, J.H., De Bresser, J.H.P., Spiers, C.J., 2005. Rheological behaviour of synthetic rocksalt: the interplay between water, dynamic recrystallization and deformation mechanisms. *Journal of Structural Geology* 27, 948–963. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.04.008>
- Urai, J., Schlöder, Z., Spiers, C., Kukla, P., 2008. Flow and transport properties of salt rocks. W: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D., Nelskamp, S. (Red.), *Dynamics of complex intracontinental basins: The central European basin system*. Springer, Heidelberg, 277–290.

12 Szczelność i stateczność kawern solnych

(Michał Słotwiński)

12.1 Wstęp

Sól kamienna należy do najbardziej szczelnych ośrodków geologicznych. Jest to spowodowane pomijalnie małą porowatością, deformacją silnie zdominowaną przez odkształcenia typu lepkiego (a więc ciąglego), oraz zdolnością do samodzielnego zasklepiania się szczelin i przestrzeni międzyziarnowej (Warren, 2017). Właściwości te sprawiają, że sól kamienna jest atrakcyjnym medium do budowy kawern solnych. Jednakże, mimo tych zalet, istnieją przypadki, gdy kawerny mogą utracić szczelność lub stać się niestabilne.

12.2 Szczelność kawern solnych

Zagrożenia dla szczelności kawerny stanowią pewne zjawiska związane z przewarstwieniami, nieprawidłowościami w ługowaniu lub z mechanicznym uszkodzeniem ośrodka skalnego. Po pierwsze, nieizolowane przewarstwienia skał bardziej przepuszczalnych, zwłaszcza spękanych i/lub zuskokowanych, mogą stanowić drogę ucieczki dla magazynowanej substancji. Po drugie, przeługowanie się przestrzeni między dwoma kawernami lub pomiędzy kawerną a skałami nadkładu, podłoża lub w przypadku wysadu skał otaczających może również stworzyć taką drogę ucieczki. Takie przeługowanie jest możliwe np. w przypadku występowania w sekwencji skał bardzo rozpuszczalnych, tj. chlorkowych soli potasowo-magnezowych. Uszkodzenia mechaniczne w formie odkształceń kruchych mogą również zwiększyć przepuszczalność samej soli poprzez zwiększenie porowatości w wyniku rozwarcia się przestrzeni międzyziarnowych (dylatacja) lub powstania innego typu mikroszczelin. Jeżeli taka strefa zwiększonej przepuszczalności sięga odpowiednio głęboko, może również doprowadzić do powstania drogi ucieczki dla magazynowanej substancji. Jest to niebezpieczne zwłaszcza w strefie stropowej kawerny. Najbardziej skrajną formą utraty szczelności jest natomiast powstanie głęboko sięgających makrospękań, najczęściej wywołanych naprężeniami tensyjnymi (Kunstman i in., 2009; Khaledi i in., 2016; Warren, 2017; He i in., 2018; Chen i in., 2021). Uszkodzenia w skali mikro i zniszczenia w skali makro są ze sobą powiązane, jako że te pierwsze wiążą się często z pogorszeniem parametrów wytrzymałościowych materiału, w konsekwencji prowadząc do rozwoju spękań makroskopowych. W praktyce zazwyczaj prognozuje się zaistnienie zjawisk mikroplastycznych (zwłaszcza dylatacji) za pomocą specjalnych kryteriów, które zostały częściowo omówione w rozdziale 2. Wyraża się je najczęściej za pośrednictwem niezmienników stanu naprężeń: I_1 i J_1 (np. Spiers i in., 1989; Ratigan i in., 1991; Hunsche, 1993; Alkan i in., 2007; Labaune i Rouabhi, 2019). Inną popularną formą określania uszkodzeń mikroplastycznych są kryteria powstania strefy plastycznej, które określające czy dany punkt w przestrzeni wokół kawerny może znaleźć się w takiej strefie (Ma i in., 2015; np. L. Wang i in., 2015). Większość z tych kryteriów nie uwzględnia jednak czynników zmęczenia (osłabiania materiału przez powtarzające się zmiany w polu naprężeń) oraz termicznych (przede wszystkim naprężeń wywołanych rozszerzalnością cieplną). Oba te aspekty mogą mieć bardzo wyraźny wpływ na zachowanie się kawern magazynowych, ze względu na wywołane zatłaczaniem i poborem gazu zmiany temperatury

i ciśnienia w kawernie. W przypadku kawern przeznaczonych do magazynowania wodoru wytwarzanego z OZE wpływ tych efektów może być znacznie większy niż w przypadku tradycyjnych kawern magazynowych przeznaczonych do składowania gazu ziemnego. Wiąże się to z naturą tych pierwszych, wymagającą znacznie częstszych, a więc tym samym zachodzących w szybszym tempie cykli zatłaczania i poboru. Przewidywanie tego typu zjawisk wykracza poza możliwości użycia prostych rozwiązań analitycznych i z reguły jest przedmiotem analiz numerycznych. Niektóre wyniki modelowania numerycznego zachowania się kawern solnych podczas długotrwałej eksploatacji wyraźnie wskazują na istotną rolę tego typu czynników w rozwoju uszkodzeń mikroplastycznych.

Zjawiska kruchoplastyczne, zarówno w skali mikro i makro, mogą być aktywowane niebezpiecznie szybko pod wpływem naprężeń tensyjnych (np. Resende i Martin, 1985; Twiss i Moores, 2007; Labuz i Zang, 2012; Wang i in., 2014). Z tego powodu, zasadniczo przyjmuje się, że kawerny należy projektować tak, żeby naprężenia te wcale nie występowały. Oznacza to, że uniemożliwienie występowania ujemnych (w notacji geomechanicznej) wartości efektywnego naprężenia normalnego często jest przyjmowane za kluczowe kryterium projektowe (L. Wang i in., 2015; Böttcher i in., 2017; Asgari i in., 2020). Należy jednak zaznaczyć, że w pewnych warunkach do kruchoplastycznych, do uszkodzeń w kawernie może dojść także bez udziału naprężeń tensyjnych. Możliwość pojawienia się takich zjawisk zwykle bada się podczas modelowania numerycznego (np. Ma i in., 2012; Nazary Moghadam i in., 2013; Khaledi i in., 2016; Deng i in., 2020; Habibi i in., 2021). W praktyce makroskopowe uszkodzenia kruche w kawernach były do tej pory obserwowane dość rzadko, jako że zarówno w skali geologicznej jak geotechnicznej efektywne naprężenia tensyjne występują stosunkowo rzadko, a efektywne naprężenia w wypełnionych gazem o ciśnieniach zbliżonych do ciśnienia górotworu kawernach są znacznie niższe niż w wypełnionych powietrzem o ciśnieniu atmosferycznym chodnikach kopalń (Sriapai i in., 2012; Wang i in., 2014; Böttcher i in., 2017; Asgari i in., 2020).

12.3 Stateczność kawern solnych

Stateczność kawern to pojęcie, które obejmuje dwa aspekty: po pierwsze, odporność kawerny na wyżej wymienione uszkodzenia mechaniczne, które mogą prowadzić do utraty szczelności; po drugie, jej zdolność do zachowywania pierwotnego kształtu i, przede wszystkim, objętości (Kłeczek i in., 2005; Chen i in., 2021). Biorąc pod uwagę dominację lepkich odkształceń w soli kamiennej, głównym efektem niskiej stateczności jest właśnie utrata objętości kawerny. Różnica ciśnień pomiędzy górotworem (ciśnienie litostatyczne) a ciśnieniem magazynowanego gazu wywołuje naprężenia, które indukują lepkie płynięcie soli powodując zaciskanie się kawerny, czyli tzw. konwergencję. W skrajnych przypadkach może ona prowadzić do drastycznego obniżenia się objętości kawerny w bardzo krótkim czasie. Rekordową utratę objętości rzędu 40% w ciągu 2 lat zanotowano w kawernie magazynowej położonej w wysadzie solnym Eminence w Luizjanie (Bérest i Brouard, 2003). Spadek objętości wpływa też na przepływy gazu i może zmniejszyć go poniżej wartości dla których była projektowana infrastruktura naziemna. W konsekwencji może to uniemożliwić dalszy pobór substancji z kawerny i tym samym wykluczyć ją z użytkowania (Mahmoudi i in., 2017). Oprócz samej utraty objętości, konwergencja może ułatwić rozwój poważniejszych uszkodzeń np. uszkodzeń typu kruchego. Może to zająć poprzez doprowadzanie do zmiany kształtu kawerny w kierunku mniej optymalnego pod kątem odporności na tego typu uszkodzenia lub, jeżeli konwergencja zachodzi zbyt szybko by związane z nią mikrouszkodzenia podlegały samozasklepieniu, prowadzi do akumulacji uszkodzeń (tzw. pełzanie trzeciego rzędu) (Schulze i in., 2001; Bérest i Brouard, 2003; Hampel i Schulze, 2007; Wang i in., 2014; Mahmoudi i in., 2017; Ning Zhang i in., 2017). Kawerna powinna więc być zaprojektowana tak, żeby konwergencja nie przekraczała pewnej krytycznej wartości.

Aspektem powiązanim z konwergencją jest subsydencja na powierzchni, czyli obniżanie się powierzchni terenu pod wpływem zamykania się pod nią pustki. Subsydencja na powierzchni bardzo rzadko przybiera niebezpieczne wartości, nawet w przypadku wysokiej konwergencji – nie większe niż 5-6 cm w ciągu >20 lat (Bérest i Brouard, 2003; Ning Zhang i in., 2017), ale w szczególnych przypadkach może stanowić zagrożenie dla infrastruktury naziemnej, zwłaszcza w przypadku katastroficznej utraty stabilności przez kawernę lub niskich ciśnień operacyjnych w kawernie (Ning Zhang i in., 2017).

12.4 Warunki szczelności i stateczności kawern solnych

Aby zagwarantować stabilność i szczelność kawern solnych zaproponowano w literaturze szereg kryteriów. Kryteria te odnoszą się do różnych parametrów:

- a) przemieszczenia
- b) dylatacji
- c) konwergencji
- d) plastyczności

Dodatkowo, w literaturze różnie definiowane są krytyczne wartości dla tych parametrów. Lista kluczowych parametrów wraz z ich krytycznymi wartościami została przedstawiona w Tab. 12-1.

Tab. 12-1 Parametry i krytyczne wartości warunkujące stabilność i szczelność kawern solnych według różnych autorów (za Zhang i in., 2023)

Parametr	Autor (rok)	Warunek
Przemieszczenie	Yang i in. (2009)	Maksymalne przemieszczenie w kawernie nie powinno przekroczyć 5% jej średnicy
	Zhang i in. (2017)	Maksymalne przemieszczenie w jednootworowej kawernie pionowej nie powinno przekraczać 10% jej średnicy
	Wang i in. (2019)	Maksymalne przemieszczenie w jednootworowej kawernie pionowej nie powinno przekraczać 5% jej średnicy
	Chen i in. (2020)	Maksymalne przemieszczenie w dwuotworowej kawernie pionowej nie powinno przekraczać 5% jej średnicy
	Li i in. (2021)	Maksymalne przemieszczenie w poziomej kawernie u-kształtnej nie powinno przekraczać 7% jej średnicy
Współczynnik bezpieczeństwa dla zapobieżenia dylatacji	Spiers i in. (1989)	$\sqrt{J_2} = 0,27I_1 + 1,9$
	Ratigan i in. (1991)	$\sqrt{J_2} = 0,27I_1$
	Hunsche (1993)	$\sqrt{J_2} = -2,286 \cdot 10^3 I_1^2 + 0,351I_1$
	Alkan i in. (2007)	$\sqrt{J_2} = \frac{0,54I_1}{1 + 0,013I_1}$
	Labaune i Rouahbi (2019)	$\sqrt{J_2} = 0,25I_1 + 1,44$
Utrata objętości (konwergencja)	Bérest i Minh (1981)	Utrata objętości nie powinna przekraczać 30% w 30 lat
	Hou i Wu (2003)	Utrata objętości nie powinna przekraczać 20% w 30 lat
	Brouard i in (2012) Chen i in. (2020)	Roczna utrata objętości nie powinna przekraczać 1%, a całkowita utrata objętości w 30 lat nie powinna przekraczać 30%
	Liu i in. (2018)	Roczna utrata objętości nie powinna przekraczać 1%, pięcioletnia utrata objętości nie powinna przekraczać 5%, a całkowita utrata objętości w 30 lat nie powinna przekraczać 30%
Kryterium strefy plastycznej	Wang i in. (2015)	$f^s = \sigma_1 - \frac{1 + \sin(\varphi)}{1 - \sin(\varphi)} \sigma_3 - \frac{2c \cdot \cos(\varphi)}{1 - \sin(\varphi)}, f^t = \sigma_t - \sigma_3$

	Ma i in. (2015)	$\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) = c \cdot \cos(\varphi) - \frac{1}{2}(\sigma_1 \sigma_3) \sin(\varphi)$
	Yang i in. (2016)	$\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) = c \cdot \cos(\varphi) - \frac{1}{2}(\sigma_1 \sigma_3) \sin(\varphi)$
	Zhang i in. (2017)	$f^s = \sigma_1 - \frac{1 + \sin(\varphi)}{1 - \sin(\varphi)} \sigma_3 - \frac{2c \cdot \cos(\varphi)}{1 - \sin(\varphi)}, f^t = \sigma_t - \sigma_3$
	Liu i in. (2020)	$f^s = \sigma_1 - \frac{1 + \sin(\varphi)}{1 - \sin(\varphi)} \sigma_3 - \frac{2c \cdot \cos(\varphi)}{1 - \sin(\varphi)}, f^t = \sigma_t - \sigma_3$

12.5 Literatura

- Alkan, H., Cinar, Y., Pusch, G., 2007. Rock salt dilatancy boundary from combined acoustic emission and triaxial compression tests. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 44, 108–119. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2006.05.003>
- Asgari, A., Ramezanzadeh, A., Jalali, S.M.E., Brouard, B., 2020. Stability Analysis of Salt Cavern Gas Storage Using 2D Thermo-Hydro-Mechanical Finite-Element Software. *Journal of Mining and Environment* 11. <https://doi.org/10.22044/jme.2019.8357.1715>
- Bérest, P., Brouard, B., 2003. Safety of Salt Caverns Used for Underground Storage Blow Out; Mechanical Instability; Seepage; Cavern Abandonment. *Oil & Gas Science and Technology* 58, 361–384. <https://doi.org/10.2516/ogst:2003023>
- Bérest, P., Minh, D.N., 1981. Deep underground storage cavities in rock salt: interpretation of in situ data from French and foreign sites. *Proceedings of the 1st conference on the mechanical behavior of salt, Clausthal-Zellerfeld: Trans. Tech. publications.* 555–572.
- Böttcher, N., Görke, U.-J., Kolditz, O., Nagel, T., 2017. Thermo-mechanical investigation of salt caverns for short-term hydrogen storage. *Environmental Earth Sciences* 76, 98. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6414-2>
- Brouard, B., Berest, P., Djizanne, H., Frangi, A., others, 2012. Mechanical stability of a salt cavern submitted to high-frequency cycles. *Mechanical Behavior of Salt VII* 381–390.
- Chen, J., Lu, D., Liu, W., Fan, J., Jiang, D., Yi, L., Kang, Y., 2020. Stability study and optimization design of small-spacing two-well (SSTW) salt caverns for natural gas storages. *Journal of Energy Storage* 27, 101131. <https://doi.org/10.1016/j.est.2019.101131>
- Chen, X., Li, Y., Shi, Y., Yu, Y., Jiang, Y., Liu, Y., Dong, J., 2021. Tightness and stability evaluation of salt cavern underground storage with a new fluid–solid coupling seepage model. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 202, 108475. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.108475>

- Deng, J., Liu, Yaoru, Yang, Q., Cui, W., Zhu, Y., Liu, Yi, Li, B., 2020. A viscoelastic, viscoplastic, and viscodamage constitutive model of salt rock for underground energy storage cavern. *Computers and Geotechnics* 119, 103288. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2019.103288>
- Habibi, R., Moomivand, H., Ahmadi, M., Asgari, A., 2021. Stability analysis of complex behavior of salt cavern subjected to cyclic loading by laboratory measurement and numerical modeling using LOCAS (case study: Nasrabad gas storage salt cavern). *Environmental Earth Sciences* 80, 1–21.
- Hampel, A., Schulze, O., 2007. The composite dilatancy model: a constitutive model for the mechanical behavior of rock salt. *Zaprezentowano na 6th conference on the mechanical behavior of salt- SALTMECH6, Hannover, Germany.*
- He, M., Huang, B., Zhu, C., Chen, Y., Li, N., 2018. Energy Dissipation-Based Method for Fatigue Life Prediction of Rock Salt. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 51, 1447–1455. <https://doi.org/10.1007/s00603-018-1402-8>
- Hou, Z., Wu, W., 2003. Improvement of design of storage cavity in rock salt by using the Hou/Lux constitutive model with consideration of creep rupture criterion and damage. *Chinese Journal Of Geotechnical Engineering-Chinese Edition* 25, 105–108.
- Hunsche, U., 1993. Failure behaviour of rock salt around underground cavities. *Proceedings of the 7th symposium on salt.* Elsevier, Amsterdam, 59–65.
- Khaledi, K., Mahmoudi, E., Datcheva, M., Schanz, T., 2016. Analysis of compressed air storage caverns in rock salt considering thermo-mechanical cyclic loading. *Environmental Earth Sciences* 75, 1149. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-5970-1>
- Kłeczek, Z., Radomski, A., Zeljaś, D., 2005. *Podziemne magazynowanie.* CMAG KOMAG, Gliwice.
- Kunstman, A., Poborska-M\lynarska, K., Urbańczyk, K., 2009. Geologiczne i górnicze aspekty budowy magazynowych kawern solnych. *Przegląd geologiczny* 57, 819–928.
- Labaune, P., Rouabhi, A., 2019. Dilatancy and tensile criteria for salt cavern design in the context of cyclic loading for energy storage. *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 62, 314–329. <https://doi.org/10.1016/j.jngse.2018.10.010>
- Labuz, J.F., Zang, A., 2012. Mohr–Coulomb Failure Criterion. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 45, 975–979. <https://doi.org/10.1007/s00603-012-0281-7>
- Li, P., Li, Y., Shi, X., Zhao, A., Hao, S., Gong, X., Jiang, S., Liu, Y., 2021. Stability analysis of U-shaped horizontal salt cavern for underground natural gas storage. *Journal of Energy Storage* 38, 102541. <https://doi.org/10.1016/j.est.2021.102541>
- Liu, W., Jiang, D., Chen, J., Daemen, J.J.K., Tang, K., Wu, F., 2018. Comprehensive feasibility study of two-well-horizontal caverns for natural gas storage in thinly-bedded salt rocks in China. *Energy* 143, 1006–1019. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2017.10.126>

- Liu, W., Zhang, Z., Fan, J., Jiang, D., Daemen, J.J.K., 2020. Research on the Stability and Treatments of Natural Gas Storage Caverns With Different Shapes in Bedded Salt Rocks. *IEEE Access* 8, 18995–19007. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2020.2967078>
- Ma, H., Yang, C., Li, Y., Shi, X., Liu, J., Wang, T., 2015. Stability evaluation of the underground gas storage in rock salts based on new partitions of the surrounding rock. *Environmental Earth Sciences* 73, 6911–6925. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4019-1>
- Ma, H., Yang, C., Qi, Z., Li, Y., Hao, R., 2012. Experimental and numerical analysis of salt cavern convergence in ultra-deep bedded formation. *ARMA US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium*. ARMA, ARMA-2012.
- Mahmoudi, E., Khaledi, K., Miro, S., König, D., Schanz, T., 2017. Probabilistic Analysis of a Rock Salt Cavern with Application to Energy Storage Systems. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 50, 139–157. <https://doi.org/10.1007/s00603-016-1105-y>
- Nazary Moghadam, S., Mirzabozorg, H., Noorzad, A., 2013. Modeling time-dependent behavior of gas caverns in rock salt considering creep, dilatancy and failure. *Tunnelling and Underground Space Technology* 33, 171–185. <https://doi.org/10.1016/j.tust.2012.10.001>
- Ratigan, J., Van Sambeek, L., DeVries, K., Nieland, J., 1991. The influence of seal design on the development of the disturbed rock zone in the WIPP alcove seal tests. No. RSI-0400. Sandia National Laboratories, Albuquerque.
- Resende, L., Martin, J.B., 1985. Formulation of Drucker-Prager Cap Model. *Journal of Engineering Mechanics* 111, 855–881. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9399\(1985\)111:7\(855\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9399(1985)111:7(855))
- Schulze, O., Popp, T., Kern, H., 2001. Development of damage and permeability in deforming rock salt. *Engineering Geology* 61, 163–180. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00051-5](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00051-5)
- Spiers, C.J., Peach, C.J., Brzesowsky, R.H., Schutjens, P.M.T.M., Liezenberg, J.L., Zwart, H.J., 1989. Long-term rheological and transport properties of dry and wet salt rocks. ECSC-EEC-EAEC, Brussels.
- Sriapai, T., Walsri, C., Fuenkajorn, K., 2012. Effect of temperature on compressive and tensile strengths of salt. *ScienceAsia* 38, 166. <https://doi.org/10.2306/scienceasia1513-1874.2012.38.166>
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 2007. *Structural geology*, 2. ed., 3. print. wyd. Freeman, New York.
- Wang, G., Zhang, L., Zhang, Y., Ding, G., 2014. Experimental investigations of the creep–damage–rupture behaviour of rock salt. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 66, 181–187. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2013.12.013>
- Wang, L., Bérest, P., Brouard, B., 2015. Mechanical Behavior of Salt Caverns: Closed-Form Solutions vs Numerical Computations. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 48, 2369–2382. <https://doi.org/10.1007/s00603-014-0699-1>

- Wang, T., Li, J., Jing, G., Zhang, Q., Yang, C., Daemen, J.J.K., 2019. Determination of the maximum allowable gas pressure for an underground gas storage salt cavern – A case study of Jintan, China. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 11, 251–262. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2018.10.004>
- Wang, T., Yang, C., Ma, H., Daemen, J.J.K., Wu, H., 2015. Safety evaluation of gas storage caverns located close to a tectonic fault. *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 23, 281–293. <https://doi.org/10.1016/j.jngse.2015.02.005>
- Warren, J.K., 2017. Salt usually seals, but sometimes leaks: Implications for mine and cavern stabilities in the short and long term. *Earth-Science Reviews* 165, 302–341. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.11.008>
- Yang, C., Li, Y., Chen, F., 2009. *Mechanics and Engineering for Bedded Salt Rock*. Science Press.
- Yang, C., Wang, T., Li, J., Ma, H., Shi, X., Daemen, J.J.K., 2016. Feasibility analysis of using closely spaced caverns in bedded rock salt for underground gas storage: a case study. *Environmental Earth Sciences* 75, 1138. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-5944-3>
- Zhang, H., Wang, P., Wanyan, Q., Li, K., Gao, K., Yue, X., 2023. Sensitivity analysis of operation parameters of the salt cavern under long-term gas injection-production. *Scientific Reports* 13, 20012. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-47352-w>
- Zhang, Ning, Ma, L., Wang, M., Zhang, Q., Li, J., Fan, P., 2017. Comprehensive risk evaluation of underground energy storage caverns in bedded rock salt. *Journal of Loss Prevention in the Process Industries* 45, 264–276. <https://doi.org/10.1016/j.jlp.2016.10.016>
- Zhang, Nan, Shi, X., Wang, T., Yang, C., Liu, W., Ma, H., Daemen, J.J.K., 2017. Stability and availability evaluation of underground strategic petroleum reserve (SPR) caverns in bedded rock salt of Jintan, China. *Energy* 134, 504–514. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2017.06.073>

13 Warunki hydrogeologiczne na obszarze wyniesienia Łeby

(Katarzyna Rozkosz, Anna Stachura)

13.1 Regionalizacja hydrogeologiczna

Według uproszczonej regionalizacji zwykłych wód podziemnych Polski omawiany obszar położony jest w obrębie prowincji wybrzeża i pobrzeża Bałtyku, region wschodniopomorski, subregion nadmorski. W podziale hydrograficznym Polski region wschodniopomorski jest częścią regionu wodnego Dolnej Wisły (Fig. 13-1).

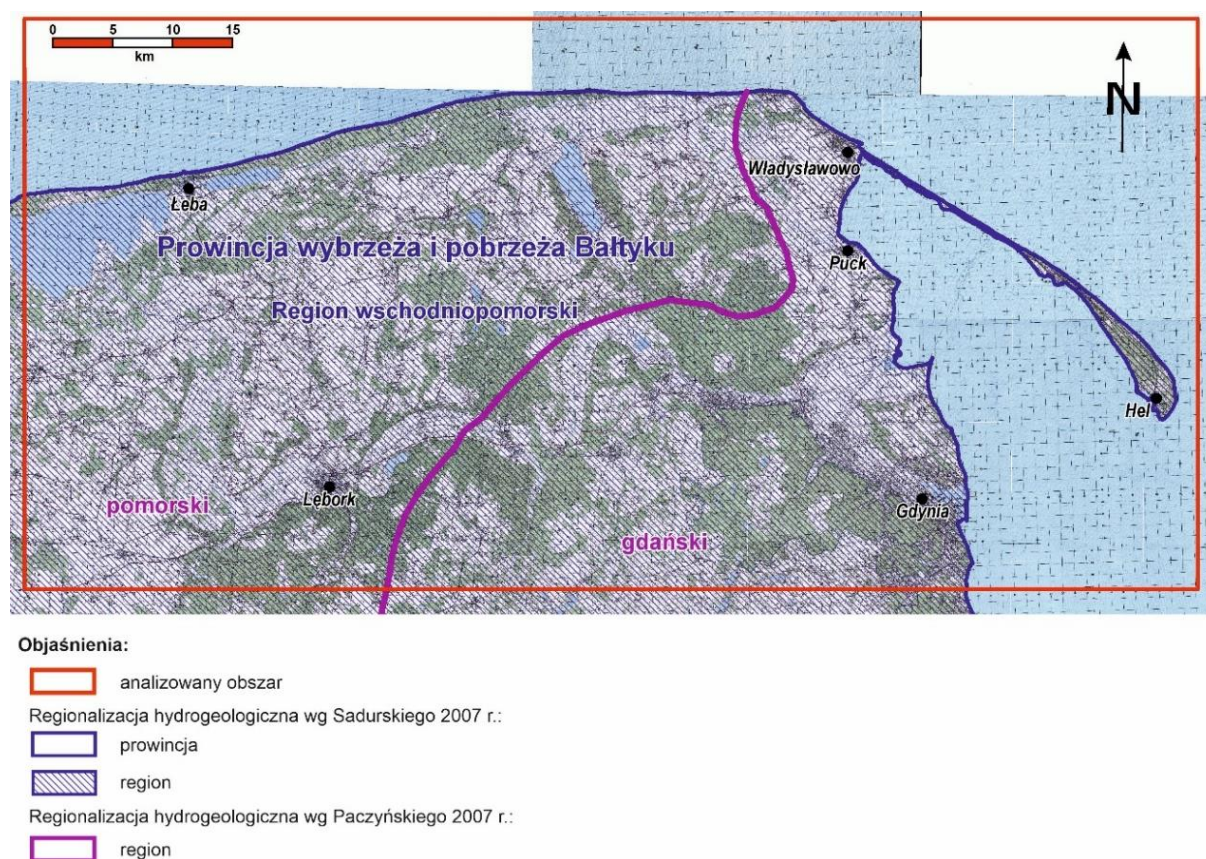


Fig. 13-1 Lokalizacja obszaru badań na tle regionalizacji zwykłych wód podziemnych (Paczyński i Sadurski, 2007)

13.2 Formy waloryzacji zwykłych wód podziemnych w obszarze analizy.

Waloryzacja środowiska przyrodniczego, w tym wypadku hydrogeologicznego określa optymalne sposoby wykorzystania zasobów wód podziemnych oraz zapewnia właściwy kierunek ich zagospodarowania w celach społecznych i gospodarczych. Podstawowymi formami ochrony i gospodarowania wodami zwykłymi są **Jednolite Części Wód Podziemnych**, w ich obrębie wydzielono **Główne Zbiorniki Wód Podziemnych**, które stanowią najcenniejsze fragmenty jednostek hydrostrukturalnych i systemów wodonośnych ze względu na swoje parametry.

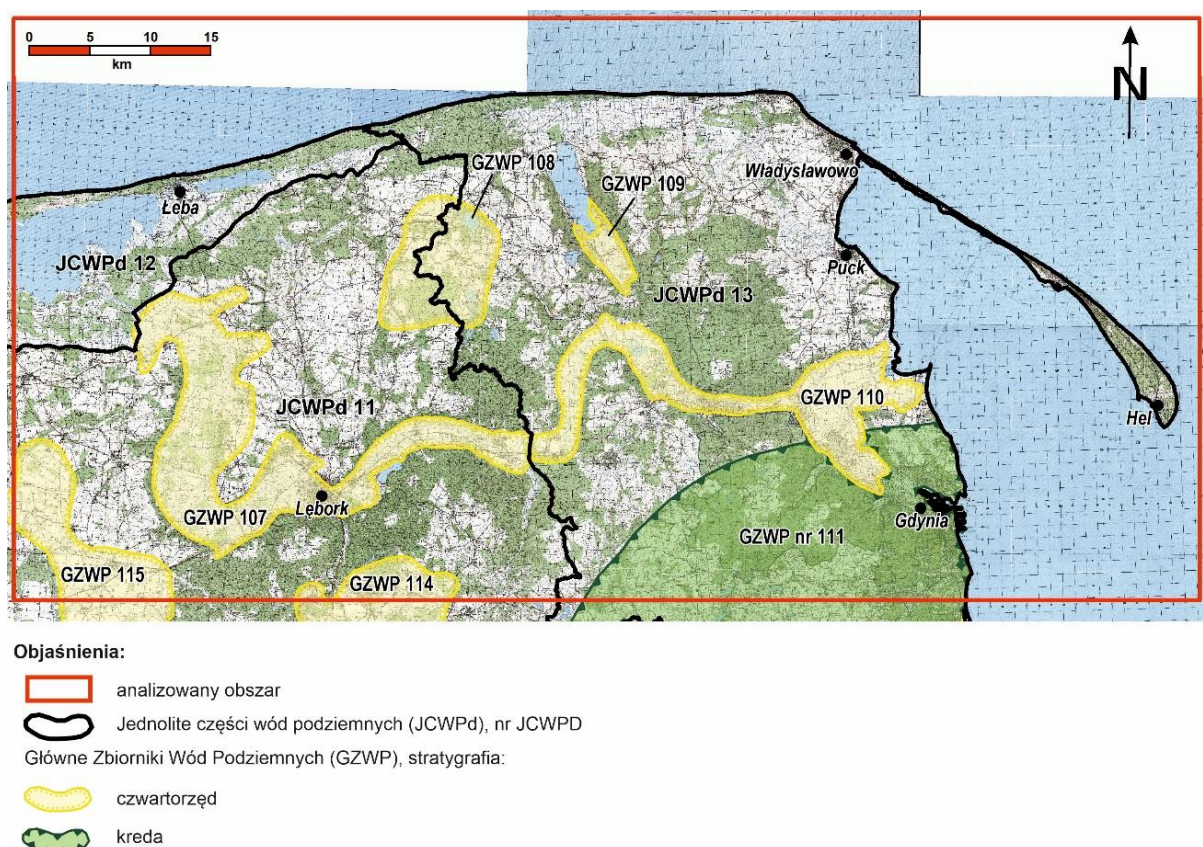


Fig. 13-2 Lokalizacja obszaru badań na tle JCWPd i GZWP

13.2.1 Jednolite Części Wód Podziemnych

Jednolite części wód podziemnych są podstawowymi, jednostkowymi obszarami ochrony i gospodarowania wodami podziemnymi, które wyznaczono dla warstw wodonośnych o porowatości i przepuszczalności umożliwiającej pobór znaczący dla zaopatrzenia ludności w wodę, lub w których ma miejsce przepływ podziemny o natężeniu znaczącym dla utrzymania pożądanego, dobrego stanu wód powierzchniowych i ekosystemów lądowych. Podział na jednolite części wód podziemnych podporządkowany jest regionalizacji hydrograficznej, z dominantą wód powierzchniowych. Podstawą do wyznaczenia zagregowanych JCWPd były zlewnie dużych rzek. Przy ustalaniu granic jednostek JCWPd dostosowywano je do regionalizacji hydrogeologicznej przyjętej w Atlasie Hydrogeologicznym Polski (red. Paczyński, 1995).

W obrębie analizowanego obszaru badań zlokalizowane są 4 Jednolite Części Wód Podziemnych (Fig. 13-2) – wszystkie położone są w regionie Dolnej Wisły zgodnie z podziałem hydrograficznym. Skrócona charakterystyka poszczególnych JCWPd wraz z ich całkowitymi powierzchniami została przedstawiona w Tab. 13-1.

Tab. 13-1 Charakterystyka JCWPd zlokalizowanych w zasięgu obszaru badań

Lp.	Nr JCWPd	Kod UE	Powierzchnia [km ²]	Stratygrafia i typ ośrodka wodonośnego	Dorzecze	Ryzyko	Stan chemiczny	Stan ilościowy	Stan ogólny	Region wodny
1	11	PLGW200011	3926,77	czwartorzęd (porowy); neogeńsko-paleogeński (porowy); kreda (porowo-szczelinowy)	Wisła	niezagrożona	dobry	dobry	dobry	Dolna Wisła
2	12	PLGW200012	450,59	czwartorzęd (porowy); neogeńsko-paleogeński (porowy);	Wisła	niezagrożona	dobry	dobry	dobry	Dolna Wisła
3	13	PLGW200013	2832,47	czwartorzęd (porowy); neogeńsko-paleogeński (porowy); kreda (porowo-szczelinowy);	Wisła	niezagrożona	dobry	dobry	dobry	Dolna Wisła
4	14	PLGW200014	30,75	czwartorzęd (porowy); neogeńsko-paleogeński (porowy).	Wisła	niezagrożona	dobry	dobry	dobry	Dolna Wisła

13.2.2 Główne Zbiorniki Wód Podziemnych

GZWP są strukturami zasobnymi w wodę i stanowią strategiczne zasoby wód podziemnych do wykorzystania dla zaopatrzenia ludności i podstawowych gałęzi gospodarki wymagających wody wysokiej jakości. Ze względu na wysoką jakość wód, zasobność i potencjalną produktywność, wymagają one szczególnej ochrony w zakresie stanu chemicznego i ilościowego wód podziemnych oraz kontroli zarządzania zasobami, z zachowaniem priorytetu dla zbiorowego zaopatrzenia w wodę do spożycia i zaspokojenia niezbędnych potrzeb gospodarczych.

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych charakteryzują się wydajnością potencjalną typowego otworu studziennego powyżej 70 m³/h, możliwością budowy dużych ujęć o wydajności powyżej 10 000 m³/dobę, przewodnością hydrauliczną warstw wodonośnych powyżej 10 m/h i posiadają wodę dobrej jakości. W szczególnych przypadkach, tj. na terenach deficytowych w wodę przyjęto nieco niższe kryteria.

Tab. 13-2 Charakterystyka GZWP zlokalizowanych w zasięgu obszaru badań

Lp.	Nr GZWP	Nazwa GZWP	Powierzchnia GZWP [km ²]	Stratygrafia GZWP	Głębokość minimalna do GZWP [m]	Głębokość maksymalna do GZWP [m]	Głębokość średnia [m]	Typ ośrodka	Stan udokumentowania	Rok udokumentowania
1	107	Pradolina rzeki Łeby	212,0	Q	5,0	50,0	0	porowy	udokumentowany	1995
2	108	Zbiornik międzymorenowy Salino	80,0	Q	10	40,0	0	porowy	udokumentowany	2001
3	109	Dolina kopalna Żarnowiec	15,0	Q	5,0	50,0	0	porowy	udokumentowany	1996
4	110	Pradolina Kaszuby i rzeka Reda	124,25	Q	5,0	10,0	8,0	porowy	udokumentowana	1994
5	111	Subniecka Gdańska	1630,0	Cr3	0	0	15,0	porowy	udokumentowana	1996
6	114	Zbiornik międzymorenowy Maszewo	81,8	Q	10	50	0	porowy	udokumentowany	2001
7	115	Zbiornik międzymorenowy Łupawa	118,0	Q	0	0	5	porowy	udokumentowany	2001

W zasięgu analizowanego obszaru badań znajduje się (w całości lub fragmentarycznie) 7 Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) ze 163, które aktualnie są wydzielone na obszarze Polski (Fig. 13-2). Charakteryzują się różną stratygrafią i typami ośrodka wodonośnego. Wszystkie wyszczególnione Główne Zbiorniki Wód Podziemnych zostały szczegółowo rozpoznane i udokumentowane, dzięki czemu ich ochrona przed nadmierną eksploatacją i zanieczyszczeniem może być prowadzona w sposób efektywny. Dla każdego zbiornika, który jest narażony na potencjalnie niekorzystny wpływ działalności człowieka, zostały wyznaczone obszary ochronne, wraz ze wskazaniem zakazów, nakazów oraz ograniczeń w zakresie użytkowania gruntów lub korzystania z wody.

Skrócona charakterystyka poszczególnych GZWP wraz z ich całkowitymi powierzchniami i głębokościami występowania została przedstawiona w Tab. 13-2.

13.3 Zarys warunków hydrogeologicznych w ujęciu regionalnym

W nadkładzie pokładowych złóż soli kamiennej na Wyniesieniu Łęby występują następujące piętra wodonośne:

- czwartorzędowe
- neogeńskie (miocen)
- paleogeńskie (oligocen)
- kredowe (kreda górna)
- jurajskie;
- triasowe;
- permskie, w nadkładzie soli kamiennej (Ca₂, Ca₃)

Strefa wód zwykłych występuje do głębokości ok. 200 m i obejmuje utwory kenozoiczne oraz na dużym obszarze utwory kredy (Kolago i Płochniewski, 1977). Znaczenie użytkowe ma głównie czwartorzędowe piętro wodonośne. Podrzędne znaczenie mają wody pięter: neogeńsko-paleogeńskie i górnej kredy. Piętra te charakteryzują się różnym rozprzestrzenieniem, miąższością, parametrami hydrogeologicznymi. Często pozostają w bezpośredniej więzi hydraulicznej.

Wody podziemne pięter jurajskiego, triasowego oraz permskiego, lokalnie również poziomu kredy górnej, charakteryzują się wysokim zmineralizowaniem. Rozpoznanie głębszych pięter wodonośnych ma charakter regionalny, związany głównie z poszukiwaniami naftowymi i rozpoznaniem złóż soli kamiennej. Występują w nich wody słone (zmineralizowane), których mineralizacja wzrasta wraz z głębokością zalegania.

W ich obrębie brak jest poziomów wodonośnych o charakterze użytkowym, są to wody silnie zmineralizowane lub słone. Na podstawie obserwacji oraz materiałów archiwalnych poziomy głębsze mogą pozostawać w więzi hydrodynamicznej z utworami wyżej leżącymi. Przykładem jest strefa Dębki – Jezioro Żarnowieckie, gdzie odnotowano wzrost mineralizacji wód podziemnych w utworach kenozoicznych (Sierżęga, 1979). Mineralizacja wód waha się od 3,7 g/l (do 20 m) do 12,5 g/l (na głębokości 55-65 m).

Przeprowadzone w latach 70-tych badania geoelektryczne w ramach projektu budowy Elektrowni Jądrowej w Żarnowcu, wykazały, że w rejonie strefy Dębki – J. Żarnowieckie występuje rozległa strefa zasolenia wszystkich warstw wodonośnych. Wyniki badań hydrogeologicznych prowadzone w pobliżu miejscowości Dębki (Dąbki IGH-1) wskazują na bezpośredni drenaż poziomów triasowych poprzez poziom czwartorzędowy (Sierżęga, 1979). Wtórne zasolenie tych wód świadczy o kontakcie poziomów czwartorzędowego i triasowego poprzez głębokie rozmycia erozyjne. W wyniku całkowitego wyerodowania utworów neogeńsko-paleogeńskich, kredowych oraz jurajskich w rejonie Dębek czwartorzęd zalega bezpośrednio na utworach triasu tworząc wspólne czwartorzędowo-triasowy poziom wodonośny, który pozostaje w kontakcie z wyżej leżącymi poziomami czwartorzędowymi. Autorzy opracowania (Sierżęga, 1979). sugerują, że ze względu na blokową budowę tektoniczną strefy Dębki-J. Żarnowieckie możliwa jest migracja solanek z głębszych poziomów wodonośnych.

13.3.1 Czwartorzędowe piętro wodonośne

W profilu czwartorzędu występują osady wszystkich zlodowaceń plejstocénskich oraz utwory holocenu. Na omawianym obszarze wydzielić można generalnie trzy poziomy wodonośne. Górny poziom wodonośny zbudowany jest z dwóch nieciągłych warstw piasków i żwirów zlodowacenia Wisły oraz lokalnie piasków holocenu. Poziom środkowy zbudowany jest z dwóch ciągłych warstw i związany jest z osadami piaszczysto-żwirowymi zlodowaceń środkowopolskich. Dolny poziom wodonośny ograniczony jest do głęboko wciętych dolin kopalnych. Utwory wodonośne związane są z piaszczysto-żwirowymi osadami zlodowaceń południowopolskich. Lokalnie poziomy górny i środkowy łączą się ze sobą, jak np. w obszarze Pradoliny Redy-Łeby. Poziomy wodonośne rozdzielone są osadami nieprzepuszczalnymi okresów interglacjalnych. Są to głównie gliny o zmiennym stopniu zapiaszczenia, pyły i iły. Ich miąższości jest zmienna i waha się od kilku do nawet kilkuset metrów.

Zwierciadło poziomów dolnego i środkowego jest napięte, górny poziom charakteryzuje się zwierciadłem swobodnym lub lokalnie napiętym. Stabilizacja zwierciadła utworów plejstocenu jest zmienna; w obszarze Wysoczyzny Kaszubskiej wynosi około 160-180 m n.p.m., na Wysoczyźnie Żarnowieckiej 45-75 m n.p.m., w strefie krawędziowej wysoczyzn obniża się do 20-50 m n.p.m.

W obrębie nizin nadmorskich mogą występować dwa poziomy wodonośne: holocénsko-plejstocénski o zwierciadle swobodnym, zalegającym na głębokości ok. 2 m n.p.m. oraz holocénski występujący na niewielkich głębokościach, oddzielony od utworów plejstocénskich torfami i namułami.

Wody piętra czwartorzędowego (Fig. 13-3) należą do wód infiltracyjnych. Chemizm wód podziemnych występujących w utworach plejstocénskich, na całym obszarze analizy jest zbliżony. Są to wody zwykłe, charakterystyczne dla młodoglacjalnych rejonów pojeziernych Polski północnej, najczęściej typu $\text{HCO}_3\text{--Ca}$, lokalnie $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$, $\text{HCO}_3\text{--Ca--SO}_4$, $\text{HCO}_3\text{--Cl--Ca}$. Są to wody słabo zmineralizowane do średniozmineralizowanych (w górnych poziomach wodonośnych mineralizacja wzrasta do 900 mg/l).

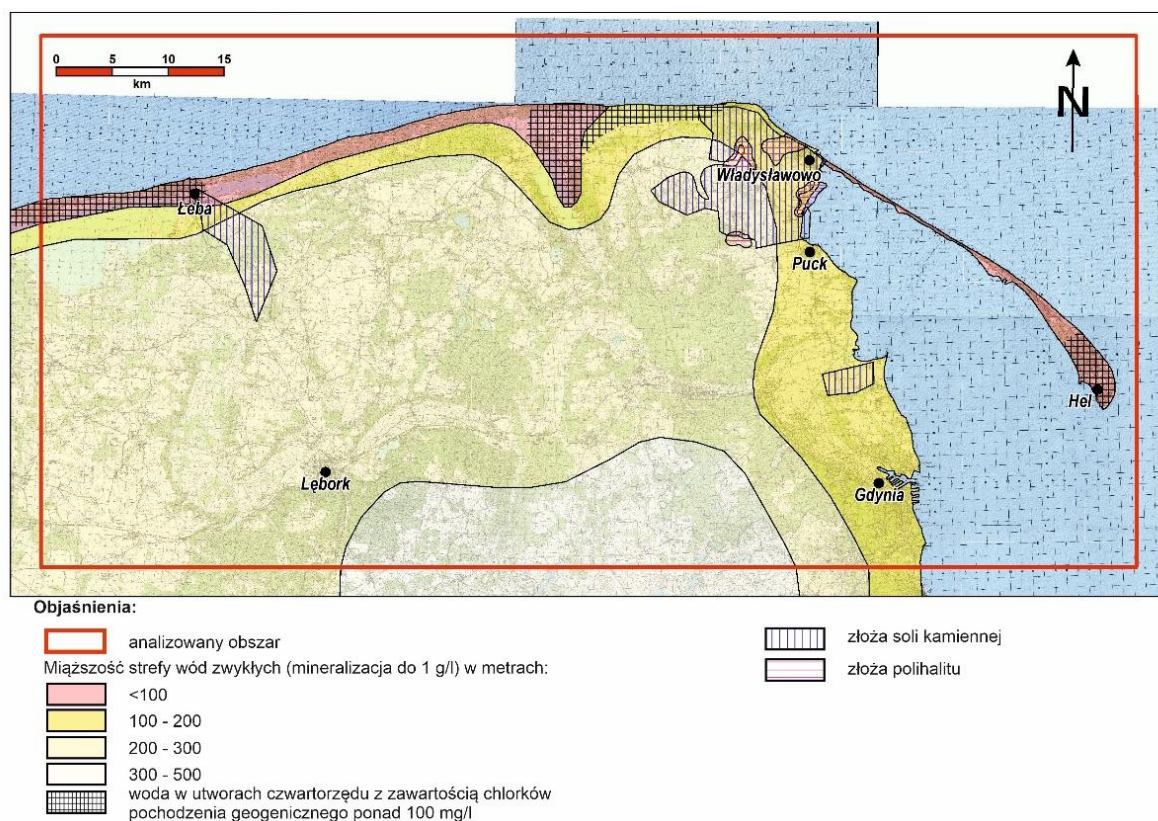


Fig. 13-3 Mapa miąższości strefy wód zwykłych oraz ich zasolenia w utworach czwartorzędu (Bojarski, 1996)

13.3.2 Neogeńskie i paleogeńskie piętro wodonośne

Neogeńskie piętro wodonośne tworzą dwa poziomy wodonośne związane z piaskami drobnymi miocenu. Ich miąższość wynosi około 40 m. Poziom mioceniowski powszechnie występuje w południowej i centralnej części regionu wschodniopomorskiego. W obrębie wysoczyzn ma charakter lokalnych wysp, w południowej części regionu występuje jedynie lokalnie.

W obrębie neogeńskiego piętra wodonośnego stwierdzono liczne połączenia hydrauliczne górnomioceniowskiego poziomu wodonośnego z nadległymi poziomami: paleogeńskim i holoceniowym. Dolny poziom mioceniowski łączy się lub pozostaje w kontakcie hydraulicznym z poziomem paleogeńskim (piaski glaukonitowe oligocenu)

Paleogeński poziom wodonośny związany jest z warstwą drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych oligocenu. Powszechnie występuje on w centralnej i północnej części regionu wschodniopomorskiego. Brak poziomu obserwowany jest w głębokich strukturach erozyjnych czwartorzędu. Miąższość tego poziomu waha się od 10 do 25 m.

Skład chemiczny wód podziemnych występujących w utworach neogenu i paleogenu jest zbliżony. Są to wody zwykłe, charakterystyczne dla młodoglacjalnych rejonów pojeziernych Polski północnej, najczęściej typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, słabo zmineralizowane.

W strefie brzegowej odnotowuje się podwyższone zasolenie wód pięter paleoceniowskiego, neogeńskiego oraz paleogeńskiego. Może być to wynik ascezyjnego przenikania wód z głębszych poziomów w obszarach głębokich, czwartorzędowych rozcięć erozyjnych, przenikania wód morskich

lub może też wynikać to z ewolucji linii brzegowej morza Bałtyckiego, mówimy wtedy o wodach „młodoreliktowych”.

Wody poziomu neogeńskiego-paleogeńskiego (Fig. 13-4) należą do wód infiltracyjnych. Poziomy te pozostają w ścisłym kontakcie hydraulicznym z wodami piętra czwartorzędowego i są szybko odnawialne.

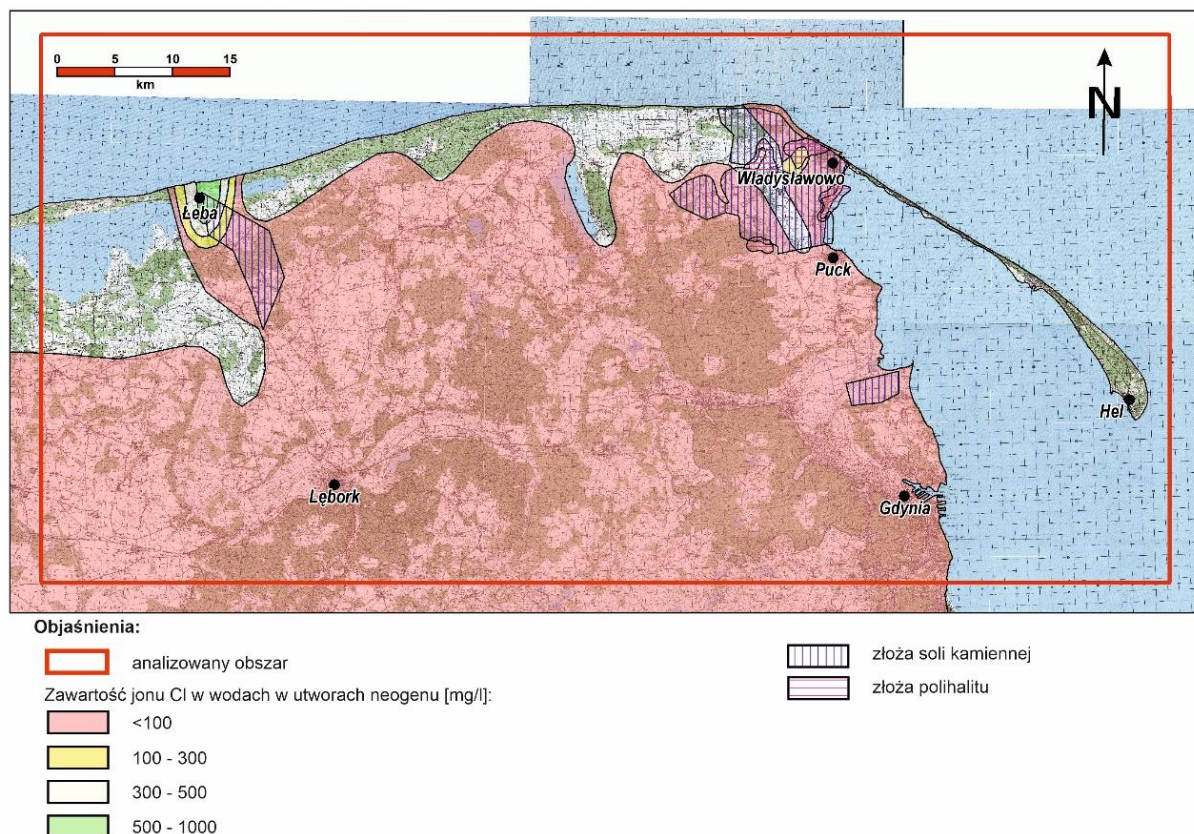


Fig. 13-4 Mapa zasolenia wód w utworach neogenu i paleogenu (Bojarski, 1996).

13.3.3 Kredowe piętro wodonośne

Kredowe piętro wodonośne występuje na całym analizowanym obszarze i związane jest z zasobami kredy górnej. W tym piętrze wydziela się jeden lub dwa poziomy wodonośne. Górny poziom wykształcony jest w serii węglanowo-krzemionkowej kampanu i mastrychtu. Dolny poziom związany jest z piaskami glaukonitowymi santonu i koniaku. Wody poziomu dolnego ujmowane są do celów użytkowych w północno-wschodniej części obszaru (subregion gdański) oraz lokalnie w Kamienicy Królewskiej. W rejonie Trójmiasta miąższość warstwy wodonośnej drugiego poziomu, osiąga ok. 100 m i maleje do kilkunastu metrów w kierunku północnym i północno-zachodnim. W zachodniej części obszaru, tj. w okolicach Łeby, parametry hydrogeologiczne są bardzo niskie, i dlatego piętro to nie stanowi tam poziomu użytkowego. Na zachód od Łeby dominuje zbiornik szczelinowo-porowy poziomu górnego. Miąższości strefy spękanej wynosi 10-30 m. Wody w tej części obszaru charakteryzują się podwyższoną zawartością jonu chlorkowego nie mają znaczenia użytkowego.

Strop utworów kredowych zalega stosunkowo płasko na rzędnych 90-120 m p.p.t. w części wschodniej do około 180 m (strop serii piasków średnioziarnistych) w okolicach Kamienicy Królewskiej. Zwierciadło wody o charakterze naporowym stabilizuje się na rzędnych 100-150 m n.p.m. w rejonie wschodnim, w części północnej występuje na rzędnej 20 m n.p.m. w strefie nadmorskiej obniża się do 5 m n.p.m. Współczynnik filtracji warstwy kredowej w rejonie Trójmiasta wynosi od 3 do 20 m/d średnio 8,5 m/d dla Pojezierza Kaszubskiego, w części zachodniej wynoszą 2 do 14 m/d. Zasilanie warstw wodonośnych odbywa się poprzez infiltrację wód kompleksu osadów nadległych.

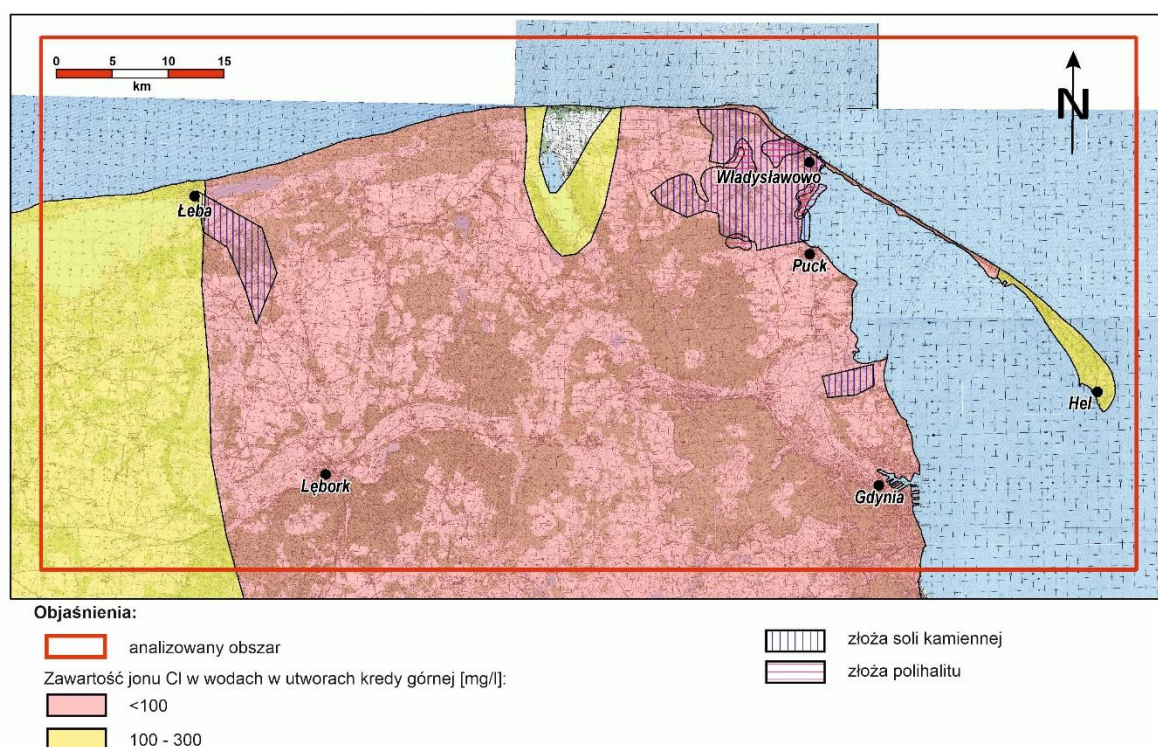


Fig. 13-5 Mapa zasolenia wód w utworach kredy górnej (Bojarski, 1996)

Wody podziemne występujące w utworach kredy górnej (Fig. 13-5) to głównie wody typu $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. Charakteryzują się niską mineralizacją (0,3-1,7 g/l) oraz występowaniem podwyższonej zawartości jonu fluorkowego, obecnością siarkowodoru oraz jego form jonowych. Wody dolnych warstw mogą wykazywać wyższe zasolenie w wyniku ascenzji wód triasowych. Wzrost stężenia chlorków następuje wraz z głębokością, jak np. w otworze Jastarnia 1 od 2,6 g/l w stropie do 6,4 g/l w spągu.

Wody piętra kredowego należy rozdzielić na dwa poziomy. Poziom górny prowadzi wody o charakterze wybitnie mieszanym wód dawnych mórz infiltracyjnych w osadach kredy, zasilanych współcześnie wodami pięter wyższych. Poziom dolny wykazuje charakter wód mieszanych z przewagą wód reliktowych.

13.3.4 Jurańskie piętro wodonośne

Utwory jury występują jedynie w skrajnie wschodniej części wyniesienia Łeby, na wschód od linii wyznaczonej przez otwory Dębki 3 – Żarnowiec 7 – Salino IG 1. Profil jury jest niepełny - brak osadów

jury dolnej. Jura środkowa jest reprezentowana przez silikoklastyczne osady batonu i keloweju, zaś jura górna, na większości obszaru reprezentowana jest przez utwory najniższego oksfordu, wykształcone w postaci iłowców i mułowców, ku górze przechodzących w mułowce piaszczyste i piaskowce zailone. Spąg jury na omawianym obszarze występuje na głębokości 200-250 m w północnej części obszaru (Opalino IG 1) do 425,5 m w części wschodniej (Wejherowo IG-1). W południowej części obszaru należy się spodziewać, że jest on jeszcze głębiej (około 550–650 m), na co wskazuje profil otworu Miłoszewo ONZ 1 gdzie spąg jury występuje na głębokości 696,0 m. Strop jury notowano na głębokości od około 150 m w skrajnie północnej i północno-wschodniej części obszaru do 310–324 m w części centralnej przypuszczalnie około 500–550 m w południowej (w otworze Miłoszewo ONZ 1 leży ona na głęb. 612,5 m).

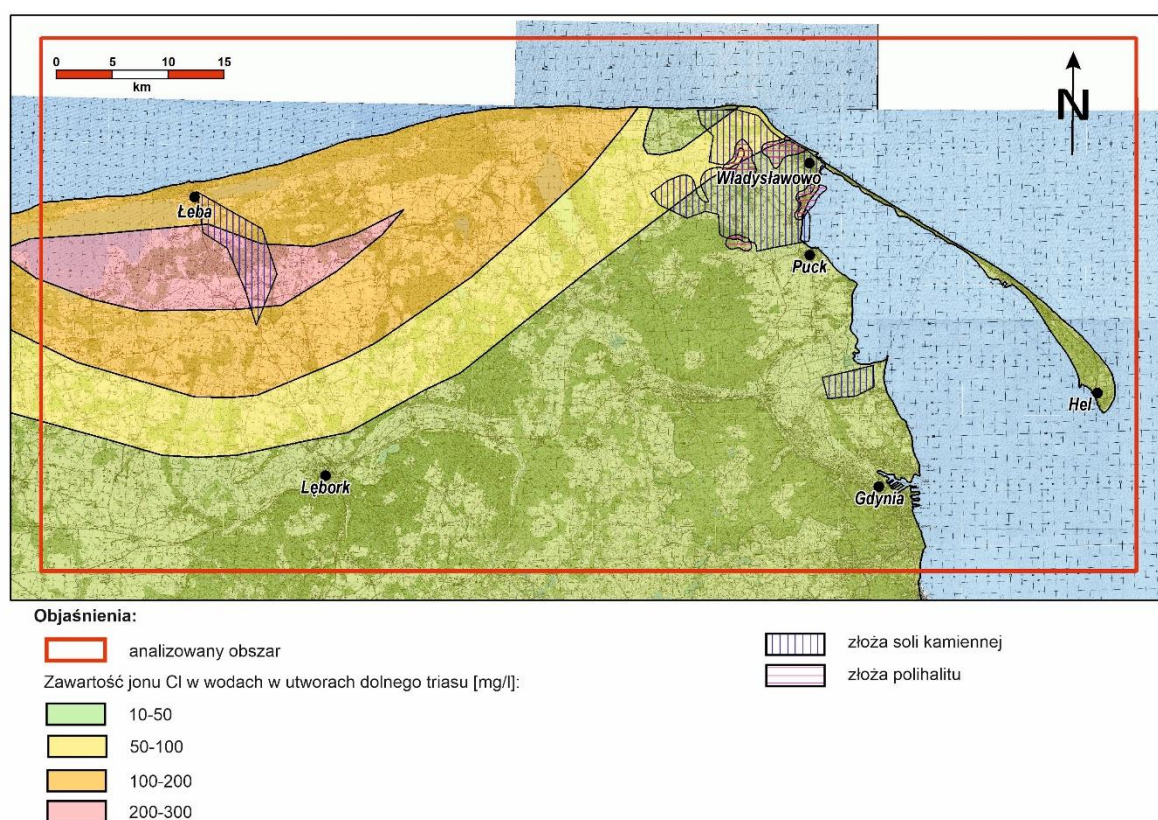


Fig. 13-6 Mapa zasolenia wód w utworach jury górnej (Bojarski, 1996).

W podłożu utworów jurajskich występują skały piaskowcowe, które reprezentują prawdopodobnie dolny trias (pstry piaskowiec środkowy). Bezpośrednio powyżej utworów jurajskich w profilach występują utwory kredy górnej.

W poziomach wodonośnych kredy i jury mineralizacja ogólna wód nie przekracza kilku g/l, choć lokalnie może sięgać do 50 g/l (rejon Łeby) Fig. 13-6.

13.3.5 Triasowe piętro wodonośne

Piętro wodonośne triasu reprezentowane jest przez piaski i piaskowce triasu dolnego (pstry piaskowiec). Profil litologiczny całego triasu jest dwudzielny. W wyższej części profilu dominują piaskowce przewarstwione iłowcami i mułowcami o miąższości od 0 do 200 m, w dolnej części

profilu, o miąższości około 200-250 m, tworzą je iłowce i mułowce z bardzo cienkimi przewarstwieniami i soczewkami piaskowców, niekiedy wapieni. W obszarze analizy strop utworów triasu zalega na głębokości między ok. 200-500 m, a jego miąższość waha się w granicach ok. 200-490 m, przy czym głębokość oraz miąższość osadów triasu wzrasta w kierunku północnym i północno wschodnim. Wody prowadzone są przez górną część profilu.

W utworach triasu (pstry piaskowiec) mineralizacja ogólna wód wynosi od 5 g/l w rejonie Ustki do ponad 200 g/l w szczytowej części wyniesienia Łęby (rejon Łeba–Wicko–Łebień). Warstwy triasu (Fig. 13-7) pozostają tu w bezpośrednim kontakcie z pokładami soli cechsztyńskich (Bojarski i Sadurski, 2000).

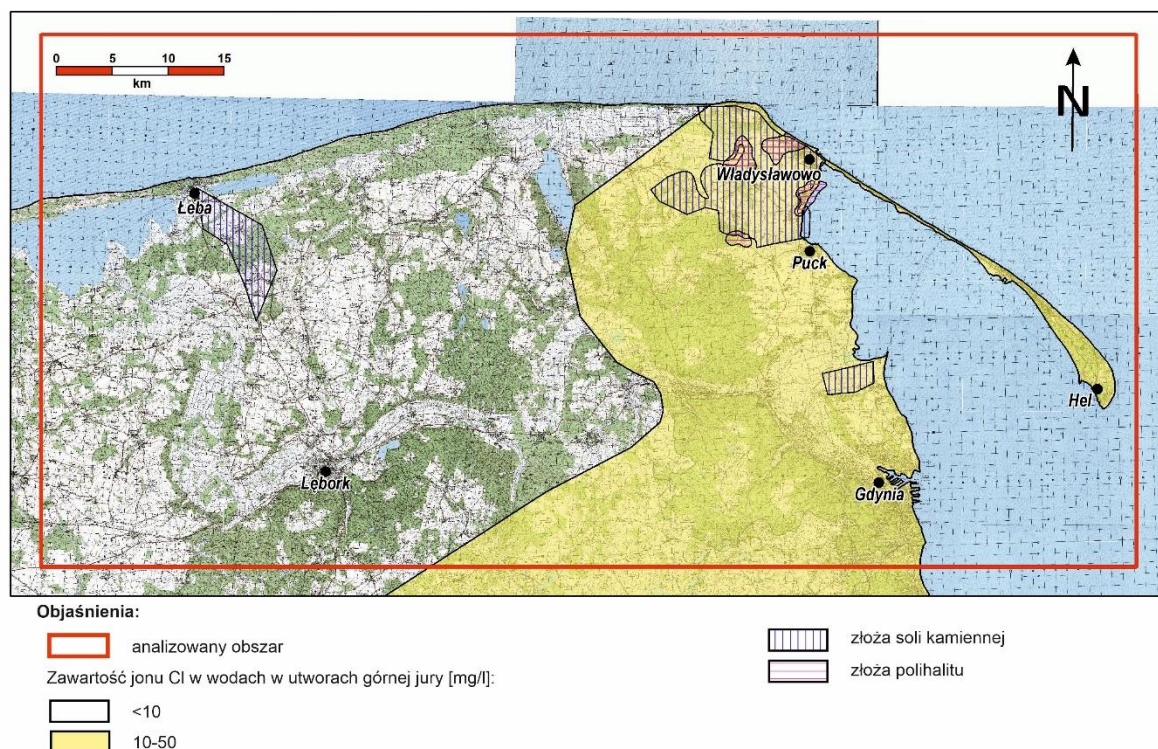


Fig. 13-7 Mapa zasolenia wód w utworach triasu (Bojarski, 1996)

W rejonie złoża Łęba wynosi ona 100-200 g/l z dużą zawartością bromu i jodu. W gdańskiej części syneklizy perybaltyckiej rozpoznano i ujęto, jak dotąd, wody triasu w Krynicy Morskiej i Sopocie. Występują one w piaskowcach i piaskach na głębokości 800-900 m, stanowiących przewarstwienia słabo przepuszczalnego kompleksu skał ilastych. Powierzchnia piezometryczna tych wód wznosi się od 20 m w części zachodniej, do 40 m n.p.m. w części wschodniej regionu. Jest to solanka o zawartości jodu (2,1 mg/l) i bromu (97,2 mg/l). Piętro triasowe prowadzi wody reliktowe, które uległy znacznej metamorfozie na drodze przemian lub rozdzieleniu jonowemu na nieprzepuszczalnych przewarstwieniach ilastych (osmoza odwrócona).

13.3.6 Permskie piętro wodonośne

Permskie piętro wodonośne jest dwudzielne. W spągowej części, bezpośrednio na utworach syluru zalegają utwory permu dolnego: osady czerwonego i lokalnie białego spągowca. Górny poziom

związany jest z utworami węglanowymi cechsztynu w formacji salinarnej złóż soli kamiennej oraz polihalitu.

Czerwony spągowiec wykształcony jest w facji piaskowców fluwialnych i eolicznych oraz mułowców. W zachodniej części obszaru analizy miąższość pełnego profilu litologicznego wynosi 50 m i obniża się do kilku metrów we wschodniej części obszaru analizy, osiągając 0,5-2,0 m w okolicy złoża Mechelinki. Poziom ten charakteryzujący się wysokimi ciśnieniami złożowymi i mineralizacją na poziomie 250-370 g/dm³. Piętro permskie w poziomie czerwonego spągowca prowadzi wody reliktowe przeobrażone. Wody te są zamknięte, mają utrudniony kontakt z wodami innych poziomów. Występowanie objawów gazowych oraz solanek reliktowych świadczy o ich dobrej izolacji od strefy wymiany wód strefą nieprzepuszczalnych skał facji salinarnej cechsztynu.

Leżące wyżej osady cechsztynu charakteryzują się solankami o większej mineralizacji i o znacznych ciśnieniach złożowych.

Poziomami wodonośnymi w cechsztynie są: wapien cechsztyński Ca1 występujący w spągu cechsztynu i rozpatrywany (często) łącznie z utworami czerwonego spągowca, oraz węglany dolomitu głównego Ca2 stanowiącego skałę o bardzo dobrych właściwościach przepuszczalności, szczelinowe, lokalnie krasowo-szczelinowo-porowe (złoża ropy naftowej „Kamień Pomorski”). W profilu cechsztynu występuje jeszcze jeden poziom węglanowy – wapien płytowy Ca3, na ogół cechujący się niskimi parametrami hydrogeologicznymi. W obrębie złoża „Łeba”, na jego przeważającym obszarze brak jest górnego poziomu wodonośnego (Ca2/Ca3).

W poziomach wodonośnych permu, wody występujące na znacznych głębokościach (kilkaset tysięcy metrów) (160–250 g/l , lokalnie 72–102 g/l – otw. Lębork IG-1, Chłapowo IG-5, Hel IG-1). Jediną miejscowością na obszarze wyniesienia Łeby, na terenie której udokumentowano występowanie wód leczniczych jest Ustka. Z piaskowców i zlepieńców permu dolnego (czerwony spągowiec), na głębokości 680,75-700,75 m, ujęto wody chlorkowe, jodkowe, termalne o temperaturze na wypływie 21°C i mineralizacji ogólnej dochodzącej do 34,4 g/l. Potencjalne przyczyny zanieczyszczenia wód poziomów użytkowych (Płochniewski, 1986).

Osady permu facji salinarnej, szczególnie pokładowe złoża soli kamiennej charakteryzują się bardzo dużą szczelnością ośrodka, co wpływa na ich atrakcyjność jako ośrodki pod budowę kawernowych magazynów gazów.

Budowa, eksploatacja i likwidacja kawernowych magazynów gazu nie powinna negatywnie wpływać na wody podziemne, szczególnie wody użytkowe pięter kenozoicznych i kredy górnej. Zagrożenia mogące wystąpić podczas budowy, eksploatacji i likwidacji kawernowych magazynów gazu można podzielić na dwa rodzaje: geologiczne i technologiczne:

Do geologicznych czynników zaliczyć można:

- migrację gazów i ascenzję wód wysoko zmineralizowanych wzdłuż stref uskokowych;
- brak izolacji utworami słaboprzepuszczalnymi, łączność hydrauliczną między poziomami.

13.4 Ocena warunków hydrogeologicznych

13.4.1 Migracja wzdłuż powierzchni uskokowej

Analizowany obszar występowania złóż soli na Wyniesieniu Łeby charakteryzuje się platformową budową geologiczną. Wyróżnić można cztery główne piętra strukturalne: prekambryjskie, kaledońskie, kompleks permsko-mezozoiczny i kenozoiczny.

Analizowany obszar charakteryzuje się stabilnością tektoniczną, uskoki wygasają w obrębie kompleksu sylurskiego i tylko nieliczne przedłużają się w utwory mezozoiczne (Fig. 13-8). Największe różnice strukturalne występują w podłożu krystalicznym. Przebieg pięter strukturalnych permsko-mezozoicznych jest niezaburzony. Piętro kenozoiczne leży na monotonnej pokrywie kredowej. Brak jest dużych dyslokacji w poziomach nadkładu utworów cechsztynu, w związku z czym ryzyko migracji gazów magazynowanych w złożach soli oraz ascenzji wód zasolonych wzdłuż stref uskokowych jest nieznaczne. Jednakże, zaangażowanie tektoniczne lokalne, dla każdego z analizowanych złóż, nie jest dostatecznie rozpoznane, a może mieć to istotne znaczenie dla przedmiotowego zagadnienia.

W obrębie złoża „Zatoka Pucka” zidentyfikowano 4 lokalne strefy uskokowe i 1 uskoki regionalny.

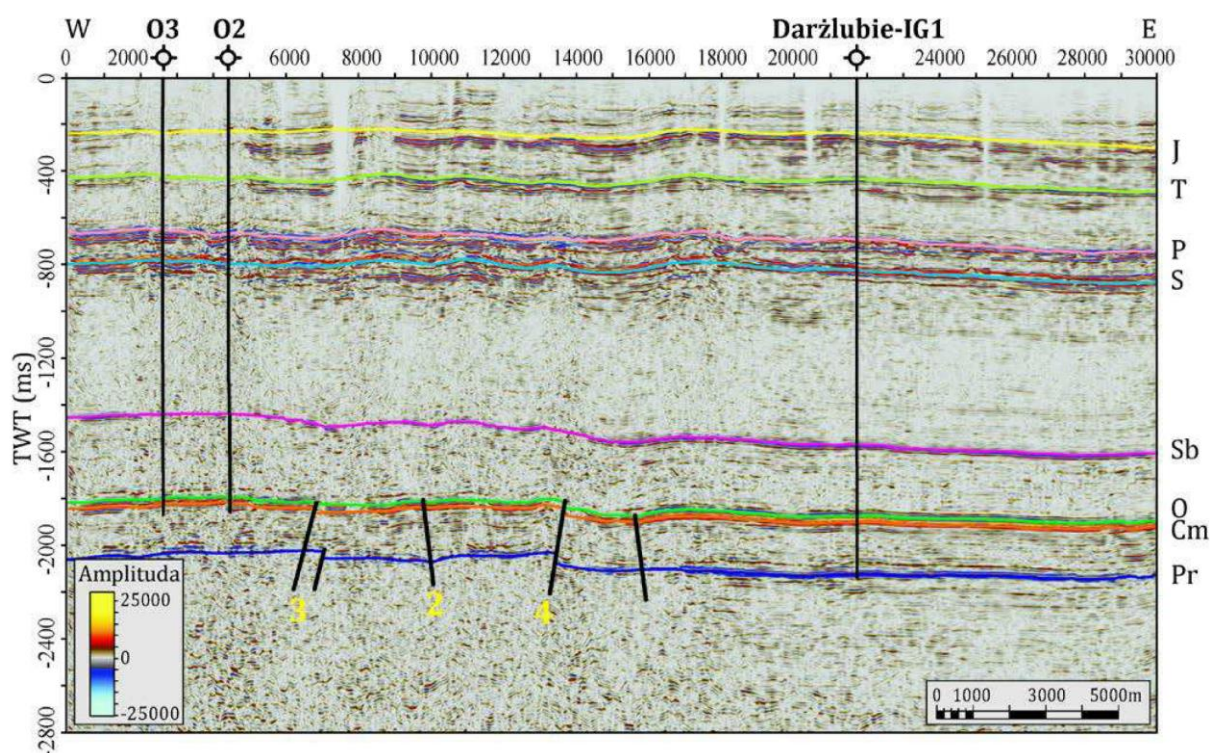


Fig. 13-8 Przykładowa interpretacja strukturalna czasowego przekroju sejsmicznego K0020903. 2-4- numery stref uskokowych (Kasperska i in., 2019)

13.4.2 Brak izolacji utworami słaboprzepuszczalnymi

O stopniu zagrożenia wód podziemnych decyduje ich odporność wynikająca z izolacji utworami słaboprzepuszczalnymi.

Pomimo licznych wierceń geologicznych, sięgających osadów paleozoiku, w całym obszarze analizy brakuje jednoznacznych informacji o występowaniu i parametrach hydrogeologicznych głębokich poziomów wodonośnych (zmineralizowanych) oraz o parametrach kompleksów izolujących, tj. np.: przepuszczalność pionowa, które rozdzielają poziomy wodonośne.

Na podstawie analizy materiałów archiwalnych i danych otworowych z obszaru analizy, przypuszczalnie, najbardziej miąższy pakiet utworów słaboprzepuszczalnych wykształconych jako iły i mułki stwierdzono w utworach triasu dolnego (Orska i in., 1967; Kornowska, 1980; Orska i Duchnowski, 1983). Miąższość i wykształcenie są zmienne. Miąższość iłów w poszczególnych złożach wynosi:

- „Łeba” – 150-220 m;
- „Mechelinki” – około 240 m;
- „Zatoka Płucka” – 220-240m.

Skażenie wód z przyczyn technologicznych może nastąpić z powierzchni terenu w wyniku procesu zatłaczania lub dystrybucji gazów poprzez ucieczkę substancji powstałą nieszczelnością w instalacji przesyłowej. Przedarcie się wysoko zmineralizowanych wód z głębokich poziomów wodonośnych może nastąpić w wyniku wadliwej zabudowy rur eksploatacyjnych transportujących mieszaninę gazów lub solankę lub nieprawidłowego zamknięcia głębokich poziomów wodonośnych w trakcie wierceń geologicznych.

Obszar Wyniesienia Łeby jest dobrze rozpoznany licznymi otworami wiertniczymi. Przeważająca część otworów wykonywana była w ramach poszukiwań złóż węglowodorów oraz poszukiwania i rozpoznawania złóż soli kamiennej.

Na obszarze złóż soli, otwory archiwalne były likwidowane zgodnie z przyjętymi procedurami i praktykami wiertniczymi. Prawidłowo przeprowadzony zabieg likwidacji otworów wiertniczych powinien uniemożliwić przenikanie gazów i solanek do poziomów użytkowych. Należy jednak zwrócić uwagę, że już w trakcie wiercenia, często pod butem rur w strefie przejściowej pomiędzy triasem i permem górnym dochodzi często do powiększenia średnicy otworu (skawernowanie) uwidaczniające się na profilach geofizyki otworowej. Prawidłowe zacementowanie kolumny rur w takim miejscu jest istotne z punktu widzenia ascenzji wód słonych do wód nadkładu. Przenikanie gazu z otworów zatłaczających gaz jest ściśle powiązane z technologią i prawidłowym wykonaniem otworów ługujących i zatłaczających.

13.5 Literatura

- Bojarski, L., 1996. Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim: 1: 1 000 000. Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej.
- Bojarski, L., Sadurski, A., 2000. Wody podziemne głębokich systemów krążenia na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny* 48, 587–595.
- Kasperska, M., Marzec, P., Pietsch, K., Golonka, J., 2019. Seismo-geological model of the Baltic Basin (Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 89, 195–213.
- Kolago, C., Płochniewski, Z., 1977. Charakter wód mineralnych w przystropowej strefie ich występowania na obszarze Polski północno-wschodniej. *Geological Quarterly* 21, 345–352.
- Kornowska, I., 1980. Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej „Łeba” woj. słupskie, kategoria rozpoznania.
- Orska, J., Duchnowski, Z., 1983. Dodatek wraz z uzupełnieniem do dokumentacji geologicznej złoża polihality i soli kamiennej „Chłapowo - Mieroszyno”, gm. Władysławowo, Puck, woj. Gdańskie.
- Orska, J., Kotowski, A., Wrotnowska, B., Werner, Z., Jakubicz, B., Marzec, M., 1967. Dokumentacja geologiczna złoża polihality i soli kamiennej „Chłapowo - Mieroszyno”, pow. Puck, woj. gdańskie. Centralny Urząd Geologiczny, Warszawa.
- Paczyński, B., 1995. Atlas hydrogeologiczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Paczyński, B., Sadurski, A., 2007. Hydrogeologia regionalna Polski, Tom I, Wody słodkie, Wyd. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Płochniewski, Z., 1986. Wody mineralne rejonu Ustki. *Przegląd Geologiczny* 34, 449–453.
- Sierżęga, P., 1979. Przyczyny zasolenia wód podziemnych w rejonie miejscowości Dębki i Jeziora Żarnowieckiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

14 Charakterystyka hydrogeochemiczna wód na obszarze wyniesienia Łeby

(Lidia Razowska-Jaworek)

14.1 Inwentaryzacja danych hydrogeochemicznych

W celu wskazania potencjalnych poziomów najlepszych dla magazynowania wodoru, metanu czy CO₂ w rejonie Łeby dokonano analizy hydrogeochemicznej głównie na podstawie wyników uzyskanych z opróbowania poziomów zbiornikowych w głębokich otworach badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego-PIB oraz w głębokich otworach wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa. Przeanalizowano 83 otwory wiertnicze ujmujące kompleksy skał o zróżnicowanych właściwościach zbiornikowych i dużym zróżnicowaniu mineralizacji, które mogą być potencjalnie zbiornikami do magazynowania ww. gazów. Otwory ujmowały utwory od kambru po jurę górną.

W celu wstępnego wydzielenia formacji wodonośnych, poza otworami, przeanalizowano opracowania kartograficzne oraz materiały archiwalne, w tym między innymi: Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiki paleozoiku i mezozoiku oraz ascensyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim (Bojarski, 1996); Geneza i paleohydrogeologiczne warunki występowania wód zmineralizowanych na Niżu Polskim (Paczyński i Pałys, 1970); Mapa miąższości strefy wód słodkich (zwykłych); Atlas hydrogeochemiczny Polski 1:2000000 (Płochniewski, 1977); Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu. Skala 1:1000000 (Pożaryski i Radwański, 1972); Bank Wód Mineralnych (<http://spd.pgi.gov.pl/PSHv8/>) oraz Centralną Bazę Danych Geologicznych (CBDG) (<http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/>).

W celu wykonania badań hydrogeochemicznych zinwentaryzowano wszelkie dostępne dane dotyczące składu chemicznego i parametrów fizyko-chemicznych wód w badanym rejonie. Zestawiono 74 analizy fizyko-chemiczne z 40 otworów wiertniczych z głębokości od 325 m do 3106 m (Zał. 1), w tym: 23 z utworów kambryjskich, 1 z utworów ordowickich, 5 z utworów karbońskich, 26 z utworów permskich, 5 z triasowych i 4 z jurajskich. Interpretację wyników analiz chemicznych wód dokonano w oparciu o pozycje literatury dotyczące hydrogeochemii (Dowgiałło, 1971; Macioszczyk i Dobrzyński, 1987; Paczyński i Płochniewski, 1996; Wójcicki, 2013).

Dla wszystkich analiz wykonano bilans anionowo-kationowy w celu oszacowania błędu analizy i usunięto z dalszych badań te analizy, w których błąd był wyższy od 10%. W kilku przypadkach sięgnięto do oryginalnych dokumentacji ze względu na dyskusyjne wartości niektórych składników, np. brak pewności co do jednostek. Dokonano wglądu w dokumentację otworów głębokich z powierzchni: Czarny Młyn IG-1, Kochanowo-1, Łeba 8, Lublewo LEP-1, Lubocino 1, 2H i 3H, Mechelinki IG1, 2, 3, 4, 5, Mieroszyno 8, IG-1-IG-7, IG-13, Miłoszewo ONZ-1, Miszewo T-1, Opalino IG-1, Opalino 2-4, Orle IG-1, ONZ-1, Ostrowo IG1-IG-3, Parszkowo IG-1, Radoszewo IG-1-IG-3, Sławoszyno LEP-1, Sławoszyno ONZ-1, Wytowno S-1, Zdrada IG-1 – IG-8, Żarnowiec 5, 6K, 7, 8K, 9K IG-1, IG-1A, IG-4. Ponadto wykorzystano informacje dotyczące badań hydrogeologicznych zawarte w publikacjach z serii Profile Głębokich Otworów Wiertniczych PIG. W ocenie warunków magazynowania w tabeli (Zał. 1) przedstawiono typ genetyczny określony wg wskaźników

hydrogeochemicznych oraz genezę wody ekspercką (Razowska-Jaworek, 2012). Ostatecznym wynikiem jest określenie warunków do magazynowania CO₂, H₂ i metanu.

14.2 Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów

Charakterystykę hydrogeochemiczną kolektorów wykonano głównie na podstawie wyników uzyskanych z opróbowania poziomów zbiornikowych w głębokich otworach badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz w głębokich otworach wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa (Zał. 1).

Celem opisanych badań była analiza poziomów wodonośnych w celu wytypowania obszarów o największym rozprzestrzenieniu kolektora spełniającego kryteria do magazynowania substancji.

14.2.1 Metodyka badań

Do wstępnego oszacowania warunków hydrogeologicznych i hydrogeochemii wytypowano 40 otworów ujmujących kompleksy skał o najlepszych właściwościach zbiornikowych. Mogą one być potencjalnie podstawowymi zbiornikami do magazynowania substancji. Charakterystykę hydrogeochemiczną opracowano dla kompleksów skał obejmujących poziomy stratygraficzne paleozoiku: kambr-ordowik-karbon i perm oraz mezozoiku: trias i jurę.

Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie. Przy zaburzeniu reżimu hydrodynamicznego, na przykład przy odnawianiu się starych systemów tektonicznych, ważną informacją jest różnica ciśnień złożowych i mineralizacji wód pomiędzy sąsiednimi poziomami. Na podstawie różnicy gradientów ciśnień Bojarski (1996) określił lateralny ogólny kierunek przepływu wód. Informacja ta została również wykorzystana do analizy możliwości magazynowania substancji w badanych kolektorach. W celu prawidłowej oceny warunków hydrogeochemicznych w badanym rejonie dokonano analizy dostępnych opracowań dotyczących wód mineralnych, termalnych i solanek w Polsce (Dowgiałło, 1971; Bojarski, 1978, 1993; Paczyński i Płochniewski, 1996; Paczyński i Sadurski, 2007; Chromik, 2015; Gholami, 2023).

14.2.2 Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów

Procesy przemian chemicznych wód i ich przemieszczania się w głębokich poziomach geologicznych zachodzą na ogół w czasie geologicznym i obecnie są trudno zauważalne. Jednak w przypadku wyraźnego zaburzenia reżimu hydrodynamicznego, wywołanego na przykład bardzo dużym obniżeniem się zwierciadła wody przez intensywną eksploatację lub odwadnianie kopalń, może nastąpić wyrównywanie się ciśnień przez dopływ solanek z głębszych części basenu. Tąpnięcia górnicze lub inne ruchy masywu skalnego mogą spowodować odnowienie się starych szczelin tektonicznych i uruchomienie przepływu ku powierzchni, przez pionowe drogi krążenia. Najbardziej niebezpieczny jest przepływ typu lateralnego z głębszej do płytszej części basenu. Mniej niebezpieczny, ale gwałtowniejszy jest przepływ typu wertykalnego bezpośrednio z podłoża oraz w aureoli wysadów solnych typu lateralno-wertykalnego (Macioszczyk i Dobrzyński, 1987; Bojarski, 1996).

W celu charakterystyki hydrogeochemicznej badanych poziomów dokonano analizy składu chemicznego wód z 40 otworów i wykonano uproszczone modelowanie analiz chemicznych wód za pomocą programu Wateval (Rock Source Deduction), oraz obliczono wybrane wskaźniki hydrochemiczne (Na/Cl, Na+K/Cl, Na/Na+Cl, $\text{SO}_4 \times 100/\text{Cl}$ i Cl/Br). Po zestawieniu tych danych dokonano ich interpretacji, czyli oceny stopnia zmetamorfizowania wód będącego wskaźnikiem szczelności kolektora (Załącznik 1).

Charakterystykę hydrogeochemiczną kolektorów przeprowadzono dla poziomów zbiornikowych mezozoicznych, paleozoicznych (bez permu) i permskich występujących w profilu stratygraficznym badanego regionu. (Tab. 14-1).

Mezozoik

Mineralizacja wód w utworach mezozoicznych w badanych otworach wynosi od 12,7 do 82,3 g/l, przy wartościach średniej 42,7 g/l i mediany 35,9 g/l. Najwyższa wartość została wyznaczona w utworach triasowych w otworze Kłanino 2. Mineralizacja i stopień przemian chemicznych, wskazują na słaby kontakt tych wód z wodami infiltracyjnymi. Zawartości Na wynoszą średnio 4,15 g/l, a Cl wynoszą średnio 31,4 g/l.

Tab. 14-1 Skład chemiczny i typ genetyczny wód w badanym rejonie

Parametr	Strop poziomu wodonośnego [m]	Wskaźniki				Na [g/l]	Cl [g/l]	Mineralizacja [g/l]	Typ genetyczny
		Na/Cl	(Na+K) /Cl	SO ₄ x100/Cl	Cl/Br				
Mezozoik (n= 10)									
Maksimum	1439	0.79	0.83	6.70	1947	11.10	66.32	82.27	5
Minimum	325	0.49	0.49	0.28	9	0.001	10.55	12.70	4
Średnia	717	0.70	0.73	3.40	614	4.84	28.78	40.54	4
Mediana	507	0.73	0.76	3.61	509	5	20.45	34.87	4
Perm (n= 23)									
Maksimum	2325	1.16	1.16	84.91	5165	80	166.97	244.94	6
Minimum	530	0.46	0.47	0.38	192	0.001	2.48	6.58	2
Średnia	964	0.76	0.77	6.23	1099	34.01	83.72	132.94	4
Mediana	855	0.77	0.79	2.16	702	34	88.90	149.44	4
Paleozoik (bez permu) (n= 29)									
Maksimum	3106	0.90	0.90	4.66	2446	75.45	175.97	285.69	6
Minimum	2288	0.47	0.47	0.01	173	0.001	78.76	122.16	3
Średnia	2761	0.57	0.57	0.48	353	26.26	120.77	175.71	6
Mediana	2774	0.54	0.54	0.19	243	33.75	114.38	175.64	6

Perm

Mineralizacja wód w utworach permskich wynosi od 6,6 do 244,9 g/l, przy średniej 132,9 g/l i medianie 149,4 g/l (Fig. 14.2). Najwyższa wartość została wyznaczona w otworze Karwia IG-2. Wody występujące w utworach permskich dużym i średnim stopniem przemian chemicznych przy $Na/Cl = 0,46-1,16$ (średnio 0,71), co świadczy o bardzo ograniczonym kontakcie tych wód z wodami infiltracyjnymi (Fig. 14-1). Zawartości Na wynoszą średnio 34 g/l, a Cl wynoszą średnio 83,7 g/l.

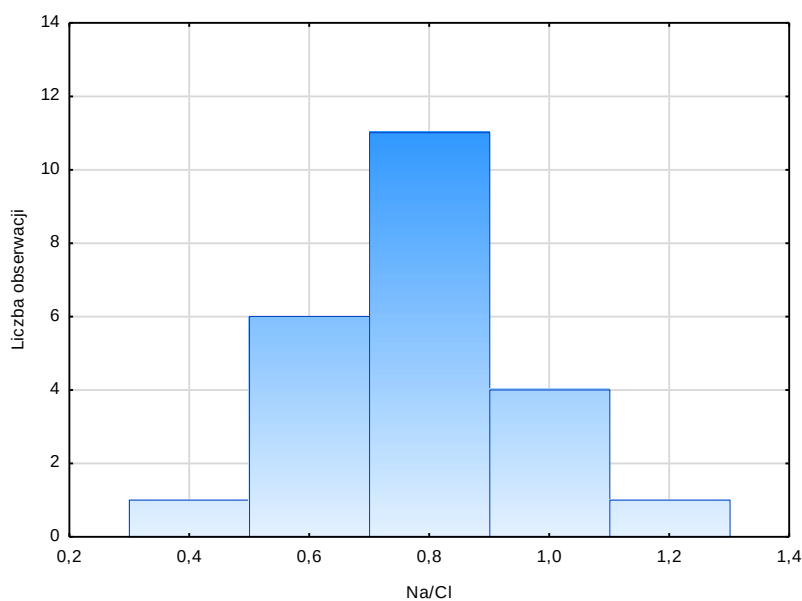


Fig. 14-1 Rozkład wskaźnika Na/Cl w wodach piętra permskiego

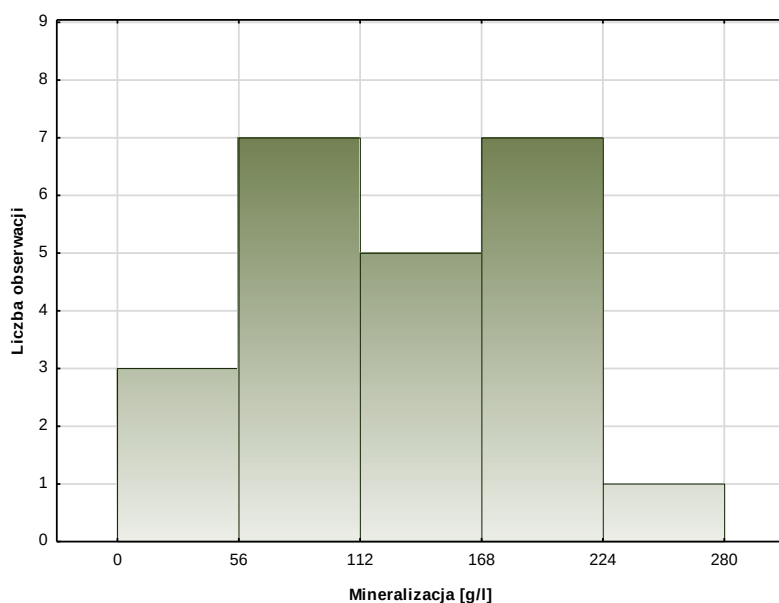


Fig. 14-2 Rozkład wartości mineralizacji ogólnej wód piętra permskiego

Paleozoik

Mineralizacja wód w pozostałych utworach paleozoicznych (Cm, O i C) jest bardzo wysoka i wynosi od 122,2 do 285,7 g/l, przy wartości średniej 175,7 g/l, mediany 175,6 g/l oraz przewadze wartości 140-210 g/l (Fig. 14-3). Najwyższa wartość została wyznaczona w utworach karbońskich w otworze Kłanino 3.

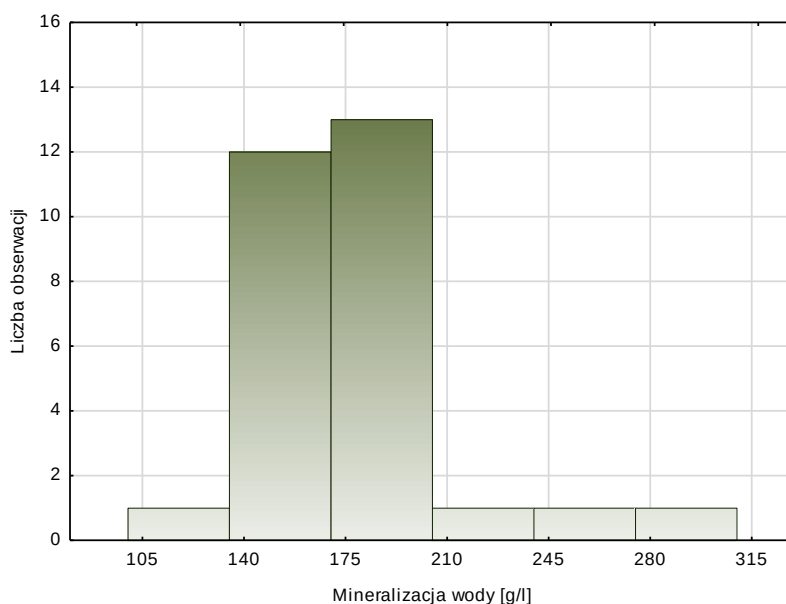


Fig. 14-3 Rozkład wartości mineralizacji ogólnej wód poziomów paleozoicznych

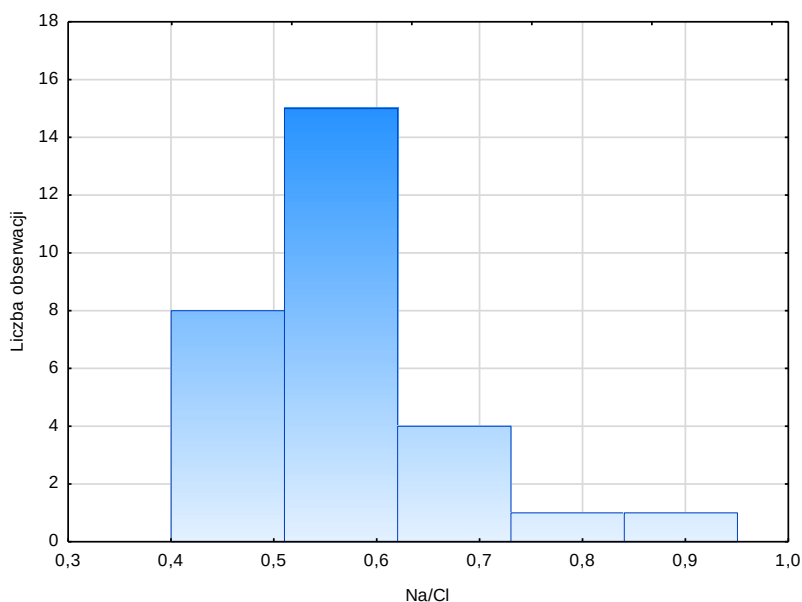


Fig. 14-4 Rozkład wskaźnika Na/Cl w wodach poziomów paleozoicznych

Wody występujące w tych utworach charakteryzują się bardzo wysokim stopniem przemian chemicznych przy Na/Cl = 0,47-0,9 (mediana 0,54) i przewadze wartości w zakresie 0,4-0,6 (Fig. 14-4).

Kontakt tych wód z wodami infiltracyjnymi jest bardzo ograniczony. Zawartości Na wynoszą średnio 26,3 g/l, a Cl wynoszą średnio 120,8 g/l.

14.3 Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu magazynowania substancji

Występowanie solanek reliktowych o wysokim stopniu zaawansowania procesów przemian chemicznych, w tym wymiany jonowej, może świadczyć o istnieniu korzystnych warunków do magazynowania substancji w strukturach solankowych (Paczyński i Pałys, 1970).

Na podstawie stopnia przeobrażenia składu chemicznego wód, wskaźników hydrochemicznych i wielkości stężenia solanek określono genetyczne typy wód obrazujące różne warunki do magazynowania. Podstawą klasyfikacji jest uwzględnienie stopnia zaawansowania procesu wymiany jonowej solanek typu chlorkowo-wapniowego wyrażonego stosunkiem Na/Cl, Cl/Br, SO_4-100/Cl . W warunkach odizolowania poziomów zbiornikowych od strefy wymiany wód następuje spadek wartości stosunku $Na/Cl < 0,75$; $Cl/Br < 300$ i $SO_4-100/Cl < 1$ (Razowska, 1999).

Duży wzrost zawartości jonu Ca^{2+} przy jednoczesnym spadku zawartości jonu Na^+ świadczy o istnieniu ukierunkowanego procesu przemian chemicznych i odizolowaniu poziomów, co wiąże się z istnieniem korzystnych warunków dla składowania CO_2 . W Tab. 14-1 przedstawiono typy genetyczne wód oraz warunki do magazynowania (Razowska-Jaworek, 2012).

Wydzielono 6 typów genetycznych wód ze względu na stopień metamorfizmu wód i izolacji kolektora (Tab. 14-2). Typy 1 i 2 to wody strefy aktywnej wymiany (niekorzystne warunki do magazynowania), typy 3 i 4 to wody zmetamorfizowane, ale w kontakcie z wodami infiltracyjnymi w przeszłości co stwarza słabo lub średnio korzystne warunki do magazynowania, a typy 5 i 6 to wody reliktowe, z bardzo szczelnych kolektorów o bardzo korzystnych warunkach do magazynowania. Dla każdego kolektora, w którym wykonano analizę chemiczną wody, przyporządkowano jeden z 6 typów, co zostało zestawione w tabeli 14.2.

Tab. 14-2 Typy genetyczne wód podziemnych

Typ genetyczny	Stopień metamorfizmu i izolacji wód	Warunki do magazynowania CO ₂ , H ₂ , gazów
1	Wskaźnik Na/Cl >1 i/lub niska mineralizacja (M<3 g/l). Strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, wody współczesne.	nie można magazynować (brak szczelności)
2	Wskaźnik Na/Cl>1, strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, ale wysoka mineralizacja i typ Cl-Na świadczą o ługowaniu pokładów soli.	nie można magazynować (brak szczelności)
3	Wskaźnik Na/Cl 0,85-0,99, wysoka mineralizacja. Kontakt z wodami infiltracyjnymi istnieje, ale jest utrudniony, przepływ powolny, słaba wymiana. Kolektor rozszczelniony.	magazynowanie warunkowe, po szczegółowym rozpoznaniu kolektora
4	Wskaźnik Na/Cl 0,66-0,84, wysoka mineralizacja. Dobra, długo trwająca izolacja, wody reliktowe, przepływ może być, ale znikomy, dobra szczelność kolektora, ale nie zupełna.	korzystne warunki do magazynowania
5	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br 400-1000, bardzo wysoka mineralizacja. Wody reliktowe, bardzo dobra szczelność kolektora, ale są przesłanki świadczące o zmieszaniu wód z wodami młodszymi (w czasie geologicznym).	bardzo korzystne warunki do magazynowania
6	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br <400, bardzo wysoka mineralizacja. Całkowita izolacja, wody reliktowe, stagnujące, bardzo szczelny kolektor.	najlepsze warunki do magazynowania

Postępujący stopień przemian chemicznych wyrażony niskim stosunkiem Na/Cl (mniejszym od 0,9) i wysoką wartością typu genetycznego (4-6) świadczy o reliktowym charakterze wód i odizolowaniu ich od strefy wymiany wód. Natomiast występowanie solanek silnie stężonych (powyżej 200 g/l) o zawartości NaCl powyżej 90% lub zawartości jonu Mg²⁺ powyżej 30% mvali świadczy o zachodzących wtórnych procesach ługowania soli kamiennych lub potasowo-magnezowych. Występowanie wód typu HCO₃-Na świadczy o istnieniu wymiany wód w górnej części basenu i słabej izolacji kolektora.

Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.



236

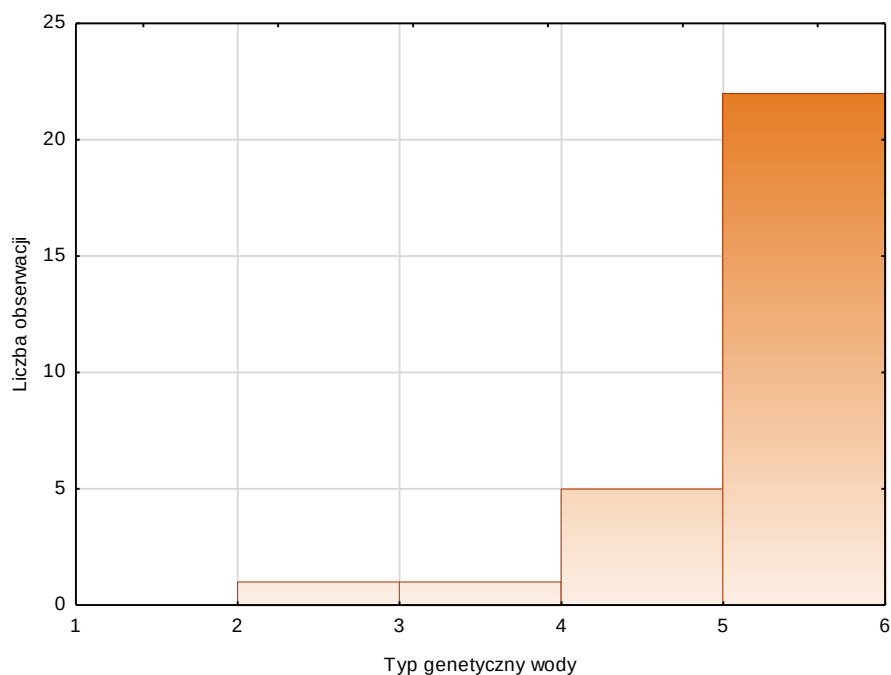


Fig. 14-6 Typ genetyczny wód w badanym rejonie w utworach paleozoicznych

W **utworach permskich** występują typy genetyczne wód od 2 do 6 (Fig. 14-6 i Fig. 14-7), ale dominują wody typu 5-6 świadczące o dobrej, długo trwającej izolacji i znikomym przepływie.

Występowanie w tych kolektorach solanek reliktowych o wysokim stopniu zaawansowania procesów przemian chemicznych świadczy o istnieniu bardzo korzystnych warunków do magazynowania substancji w strukturach solankowych.

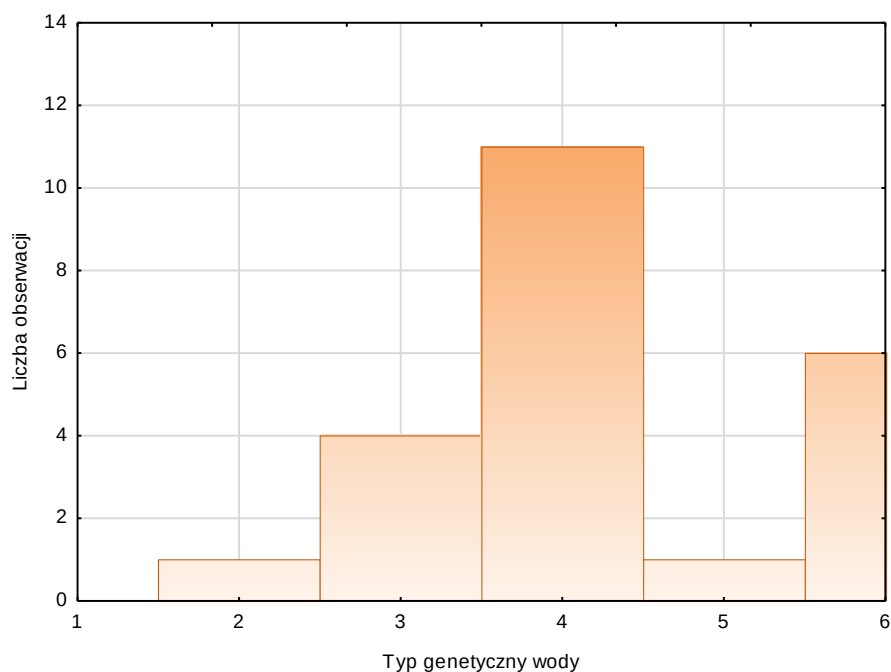


Fig. 14-7 Typ genetyczny wód w badanym rejonie w utworach permskich

W **utworach mezozoicznych** dominują typy genetyczne 4 i 5, czyli wody świadczące o dosyć szczelnych kolektorach. Warunki do magazynowania substancji w tych kolektorach są również korzystne.

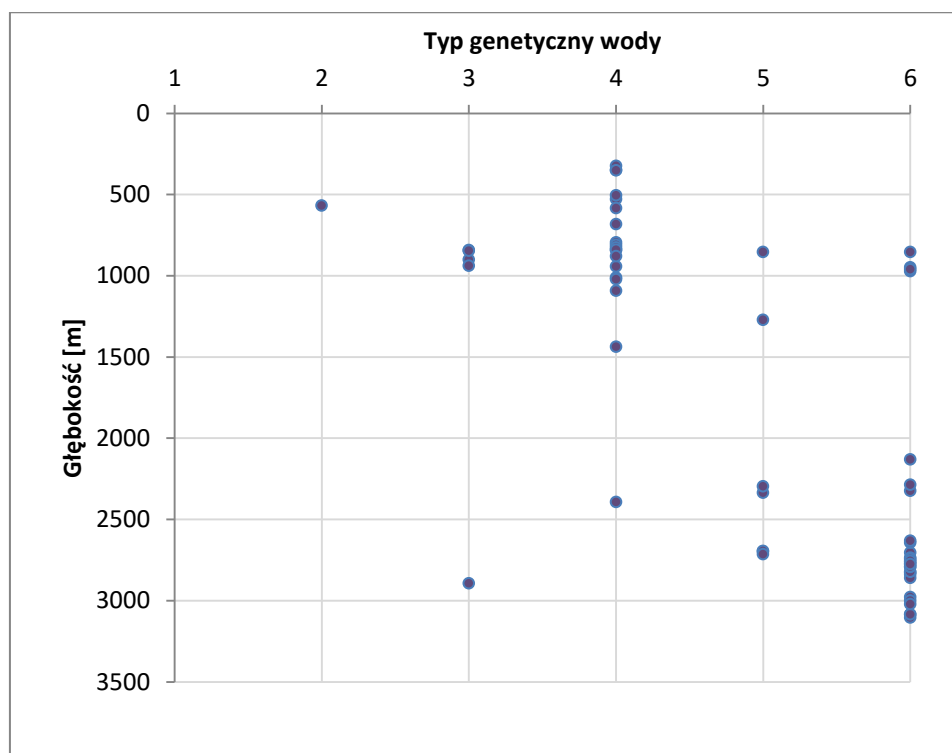


Fig. 14-8 Zależność typów genetycznych wody od głębokości opróbowanego poziomu

Wody o typie genetycznym 2 i 3 w badanym rejonie osiągają głębokość występowania poniżej 1000 m (Fig. 14-8), co świadczy o ograniczonym zasięgu występowania wód infiltracyjnych w tym rejonie. Solanki świadczące o dobrej szczelności kolektorów, czyli typ genetyczny 4 występują od głębokości około 500 m (typ 4), a solanki charakteryzujące się typami genetycznymi 5 i 6 zaobserwowano już na głębokościach około 1000 m, głównie w kolektorach paleozoicznych, co świadczy o bardzo dobrej szczelności tych kolektorów i warunkach do magazynowania gazów.

Analizie poddano również opróbowane kolektory permskie z otworu Mioszyno IG-13. Otrzymane wyniki (Tab. 14-3) świadczą o infiltracyjnym pochodzeniu tych wód (duża zawartość tlenu rozpuszczonego, niska zawartość izotopów stabilnych tlenu - ^{18}O , wodoru - ^2H i siarki - ^{34}S oraz wysoka wartość wskaźników Na/Cl , Na+K/Cl). W związku z wysoką zawartością substancji rozpuszczonych wody można zaliczyć do typu genetycznego 2 (wody infiltracyjne wzbogacone w Na i Cl wskutek ługowania soli), świadczącego o braku szczelności kolektora. Na podstawie danych z sąsiednich otworów oraz wyników pomiarów polowych (podczas pompowania w otworze) pojawia się pewna niezgodność. Interpretacje analiz z sąsiednich otworów oraz wyniki pomiarów potencjału redox *in situ* wskazują na dłuższy czas przebywania solanki w górotworze, a tym samym dobrą szczelność kolektora. Interpretacja niejednoznaczna, wskazane byłoby ponowne opróbowanie tego kolektora.

Tab. 14-3 Wskaźniki hydrochemiczne i typy genetyczne wód z utworów permskich w otworze Mioszyna IG-13

Głębokość [m]	Na/Cl	(Na+K)/Cl	Na/Na+Cl	SO ₄ x100/Cl	Mineralizacja [g/l]	Typ chemiczny wody	Geneza wody	Typ genetyczny	Uwagi
642 próbnik	1.39	1.39	0.58	20.35	44.5	Cl-Na	wody infiltracyjne, rozpuszczanie soli	2	Pomiary in situ niezgodne z analizą z laboratorium
642 pompo- wanie	1.22	1.23	0.55	7.10	82.5	Cl-Na	wody infiltracyjne, rozpuszczanie soli	2	Pomiary in situ niezgodne z analizą z laboratorium
901 próbnik	1.16	1.17	0.54	5.60	283.7	Cl-Na	wody infiltracyjne, rozpuszczanie soli	2	Pomiary in situ niezgodne z analizą z laboratorium

Wykonana ocena warunków do magazynowania CO₂, wodoru i metanu w strukturach solankowych opiera się wyłącznie na pozyskanych analizach fizyko-chemicznych wód i może być tylko wskazówką, wstępną sugestią co do warunków magazynowania ww. substancji w tych strukturach. W celu wytypowania struktur solankowych przydatnych do magazynowania ww. gazów należy dodatkowo wykonać bardziej szczegółową analizę warunków hydrogeologicznych, obejmującą również modelowanie hydrogeologiczne.

Załącznik 1 Skład chemiczny i parametry fizyko-chemiczne wód w otworach w badanym rejonie

Parametr	Poz wod	Strop poziomu wodonośnego	Na/Cl	(Na+K)/Cl	Na/Na+Cl	SO4x100/Cl	Cl/Br	Na	Cl	TDS g/L	Typ genetyczny
Mezozoik (n= 10)											
Władysławowo IG1	J	353	0.71	0.72	0.42	4.47	622	7.40	16.00	26.81	4
Mioszyny IG 4	J1	325	0.75	0.76	0.43	3.73	865	9.20	18.80	31.94	4
Mioszyny IG 13	T1		0.55	0.83	0.35	0.28	9	5.02	14.18	26.09	5
Jastrzębia Góra IG 1	J3	350	0.76	0.77	0.43	4.99	521	5.50	11.10	19.01	4
Kłanino 2	J3	507	0.78	0.78	0.44	3.48	277	0.00	10.55	12.70	4
Kłanino 2	T1	1273	0.49	0.49	0.33	0.83	1947	0.00	63.05	82.27	5
Kłanino 2	T1	1439	0.67	0.67	0.40	2.67	433	0.00	66.32	80.74	4
Sławoszyńsko ONZ-1	T1	351	0.72	0.72	0.42	6.70	497	10.20	22.10	37.8	4
Słupsk IG-1	T1	842	0.74	0.78	0.43	5.71	402	11.10	22.98	39.88	4
Kłanino 2	T3	1012	0.79	0.79	0.44	1.10	567	0.00	42.74	48.12	4
Maksimum		1439	0.79	0.83	0.44	6.70	1947	11.10	66.32	82.27	5
Minimum		325	0.49	0.49	0.33	0.28	9	0.00	10.55	12.70	4
Średnia		717	0.70	0.73	0.41	3.40	614	4.84	28.78	40.54	4
Mediana		507	0.73	0.76	0.42	3.61	509	5.26	20.45	34.87	4
Perm (n= 23)											
Słupsk IG-1	P	1094	0.75	0.75	0.43	3.81	306	20.50	42.41	71.81	4

Kłanino 1	P1	2325	0.61	0.61	0.38	0.47	257	0.00	166.97	202.78	6
Białogóra 1	P2	530	0.82	0.82	0.45	11.84	649	8.32	15.55	28.82	4
Chłapowo IG-1	P2	903	0.90	0.91	0.47	3.15	590	30.28	51.60	90.38	3
Chłapowo IG5	P2	944	0.77	0.79	0.44	6.56	475	15.00	29.90	52.54	4
Dębki 2	P2	569	1.16	1.16	0.54	84.91		0.00	2.48	6.58	2
Hel IG-1	P2	795	0.75	0.78	0.43	3.93	716	28.50	58.87	99.08	4
Jastarnia IG-1	P2	812	0.75	0.76	0.43	1.66	709	34.00	69.50	113.01	4
Jastrzębia Góra IG 2	P2	844	0.78	0.80	0.44	0.79	2254	62.00	122.00	197.42	4
Jastrzębia Góra IG 2	P2	844	0.96	0.97	0.49	2.48	5165	34.25	55.00	96.71	3
Karwia IG 2	P2	828	0.75	0.76	0.43	0.38	696	73.00	150.60	244.94	4
Kłanino 2	P2	2133	0.56	0.56	0.36	0.98	225	0.00	124.28	157.71	6
Mieroszyno IG 4	P2	683	0.80	0.81	0.45	2.77	751	26.00	50.00	83.54	4
Ostrowo IG1	P2	848	0.98	0.99	0.50	4.73	991	59.60	93.70	163.34	3
Ostrowo IG3	P2	855	0.60	0.61	0.38	0.70	264	43.00	110.30	178.77	6
Ostrowo IG3	P2	855	0.46	0.47	0.32	0.49	1654	31.75	105.70	173.61	5
Swarzewo IG4	P2	974	0.52	0.53	0.34	0.71	192	36.25	106.60	167.19	6
Swarzewo IG5	P2	950	0.57	0.58	0.36	0.72	250	40.00	107.60	170.40	6
Swarzewo IG8	P2	962	0.61	0.61	0.38	0.70	239	46.00	117.20	183.70	6
Wejherowo IG 1	P2	880	0.84	0.85	0.46	2.16	731	48.40	88.90	149.44	4
Wejherowo IG 1	P2	940	0.93	0.93	0.48	1.36	2808	80.00	133.30	220.15	3

Lębork IG-1	P2-S	1023	0.80	0.81	0.44	3.67	1710	28.66	55.40	93.77	4
Sławoszyńko ONZ-1	P2	586	0.84	0.84	0.46	4.43	2547	36.75	67.79	111.84	4
Maksimum		2325	1.16	1.16	0.54	84.91	5165	80	166.97	244.94	6
Minimum		530	0.46	0.47	0.32	0.38	192	0.001	2.48	6.58	2
Średnia		964	0.76	0.77	0.43	6.23	1099	34.01	83.72	132.94	4
Mediana		855	0.77	0.79	0.44	2.16	702	34	88.90	149.44	4
Paleozoik (bez permu) (n= 29)											
Kłanino 1	C	2338	0.66	0.66	0.40	0.29	357	0.00	174.07	207.38	5
Kłanino 1	C	2394	0.77	0.77	0.44	0.79	415	0.00	171.40	196.17	4
Kłanino 2	C	2288	0.62	0.62	0.38	0.62	203	0.00	147.23	181.04	6
Kłanino 3	C	2297	0.66	0.66	0.40	0.31	298	75.45	175.97	285.69	5
Kłanino 3	C	2696	0.66	0.66	0.40	0.48	464	69.35	162.33	263.66	5
Lubiny-1	Cm1	3086	0.47	0.47	0.32	0.09	284	33.05	109.06	175.64	6
Białogóra 1	Cm2	2980	0.47	0.47	0.32		365	36.96	120.53	192.04	6
Białogóra 2	Cm2	2706	0.50	0.50	0.33		197	0.00	111.84	142.59	6
Białogóra 4K	Cm2	2774	0.56	0.56	0.36		214	42.08	116.50	187.66	6
Darżlubie IG1	Cm2	3002	0.49	0.49	0.33		255	33.75	106.38	167.51	6
Darżlubie IG1	Cm2	3086	0.49	0.49	0.33	0.11	200	25.00	78.76	122.16	6
Dębki 2	Cm2	2738	0.53	0.53	0.35	0.45	289	0.00	124.56	155.84	6
Dębki 3	Cm2	2745	0.62	0.62	0.38		230	0.00	120.80	148.34	6

Dębki 3	Cm2	2762	0.54	0.54	0.35	0.08	234	0.00	122.92	153.99	6
Dębki 5K	Cm2	2828	0.55	0.55	0.36		212	0.00	114.38	142.41	6
Dębki 6	Cm2	2698	0.66	0.66	0.40		292	47.93	111.20	180.55	5
Hel IG-1	Cm2	3106	0.48	0.49	0.33		174	37.00	118.37	189.39	6
Lubocino-1	Cm2	3022	0.60	0.60	0.37	0.28	243	43.52	112.00	170.39	6
Mioszyno 8	Cm2	2862	0.53	0.53	0.35			42.54	124.10	197.79	6
Opalino 4	Cm2	2894	0.90	0.90	0.47	4.66	556	50.61	86.86	150.59	3
Piaśnica 2	Cm2	2715	0.53	0.53	0.35	0.50	2446	0.00	109.82	136.75	5
Piaśnica 2	Cm2	2757	0.51	0.51	0.34	0.14	266	0.00	116.03	147.60	6
Żarnowiec 5	Cm2	2633	0.54	0.54	0.35	0.01		39.38	113.46	181.53	6
Żarnowiec 9K	Cm2	2824	0.54	0.54	0.35		218	39.26	113.01	181.74	6
Żarnowiec IG1	Cm2	2795	0.47	0.47	0.32	0.01	205	33.75	111.90	177.24	6
Żarnowiec IG1a	Cm2	2793	0.53	0.53	0.34	0.02	199	42.50	124.81	202.67	6
Żarnowiec IG4	Cm2	2777	0.56	0.57	0.36	0.01	173	36.25	99.25	166.97	6
Piaśnica 2	O	2645	0.54	0.54	0.35	0.07	237	0.00	113.39	142.75	6
Lubiny-1	Cm	2840	0.56	0.56	0.36	0.19	295	33.05	91.50	147.39	6
Maksimum		3106	0.90	0.90	0.47	4.66	2446	75.45	175.97	285.69	6
Minimum		2288	0.47	0.47	0.32	0.01	173	0.00	78.76	122.16	3
Średnia		2761	0.57	0.57	0.36	0.48	353	26.26	120.77	175.71	6
Mediana		2774	0.54	0.54	0.35	0.19	243	33.75	114.38	175.64	6

14.4 Literatura

- Bojarski, L., 1978. Solanki paleozoiku i mezozoiku w syneklizie perybałtyckiej. *Prace Instytutu Geologicznego* 88.
- Bojarski, L., 1993. Ascenzyjne zagrożenie poziomów wód zwykłych solankami paleozoiku i mezozoiku. *Przegląd Geologiczny* 41, 171.
- Bojarski, L., 1996. Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim: 1: 1 000 000. Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej.
- Chromik, M., 2015. Możliwości magazynowania energii elektrycznej w soli kamiennej w postaci wodoru w regionie nadbałtyckim. *Przegląd solny* 11.
- Dowgiałło, J., 1971. Studium genezy wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Polski północnej. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW* 13, 133–224.
- Gholami, R., 2023. Hydrogen storage in geological porous media: Solubility, mineral trapping, H₂S generation and salt precipitation. *Journal of Energy Storage* 59, 106576. <https://doi.org/10.1016/j.est.2022.106576>
- Macioszczyk, A., Dobrzyński, D., 1987. *Hydrogeochemia*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Paczyński, B., Pałys, J., 1970. Geneza i paleohydrogeologiczne warunki występowania wód zmineralizowanych na Niżu Polskim. *Geological Quarterly* 14, 131–148.
- Paczyński, B., Płochniewski, Z., 1996. *Wody mineralne i lecznicze Polski*. PiG.
- Paczyński, B., Sadurski, A., 2007. *Hydrogeologia regionalna Polski, Tom I, Wody słodkie*, Wyd. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Płochniewski, Z., 1977. *Atlas hydrogeochemiczny Polski*. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Pożaryski, W., Radwański, S., 1972. *Mapa Geologiczna Polski Bez Utworów Kenozoiku, Mezozoiku i Permu.*, skala 1:1000000, Instytut Geologiczny.
- Razowska, L., 1999. Wskaźniki hydrochemiczne—mało przydatne czy niedoceniane.[in:] Krajewski S. & Sadurski A.(red.), *Współczesne problemy hydrogeologii*. T 9, 15–17.
- Razowska-Jaworek, L., 2012. Wykorzystanie chemizmu wód głębokich poziomów wodonośnych Niżu Polskiego na wstępnym etapie oceny ich przydatności do lokowania dwutlenku węgla. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*.
- Wójcicki, A., 2013. Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO₂ wraz z ich programem monitorowania, Raport końcowy oraz raport podsumowujący. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

14.4.1 Bazy danych

Bank SPD PSH <http://spd.pgi.gov.pl/PSHv8/Psh.html>

Bank Wód Mineralnych <http://spd.pgi.gov.pl/PSHv8/>

Centralna Baza Danych Geologicznych (dokumentacje) <http://geoportal.pgi.gov.pl/dokumenty>

Centralna Baza Danych Geologicznych (otwory) <http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/>

15 Model obliczeniowy

(Marta Adamuszek, Marcin Dąbrowski)

15.1 Wstęp

W rozdziale przedstawiono model numeryczny, który na kolejnym etapie został wykorzystany do badań stabilności i szczelności kawern solnych (rozdział 16). Model ten oparty jest o metodę elementów skończonych (MES) i został zaprojektowany od podstaw w ramach danego projektu i zaimplementowany w środowisku obliczeniowym MATLAB. W celu weryfikacji poprawności implementacji rozwiązań matematycznych oraz oceny wiarygodności modelu przeprowadzono serię testów (benchmarków), z których cztery przedstawiono w niniejszym rozdziale.

15.2 Charakterystyka modelu

Ze względu na charakterystykę badanego problemu, a w szczególności geometryczne własności obiektu i typowe stany jego obciążenia, obliczenia dotyczące stabilności i szczelności kawern w górotworze zostały przeprowadzone przy użyciu modelu osiowosymetrycznego. W podejściu takim analiza koncentruje się na modelowaniu dwuwymiarowej domeny, będącej dowolną sekcją obrotową modelu trójwymiarowego (Fig. 15-1). Stosowanie modelu osiowosymetrycznego przynosi istotne korzyści, takie jak zredukowane wymagania obliczeniowe, szybszy proces obliczeń, uproszczenie geometrii modelu, a także ułatwienie analizy i prezentacji wyników.

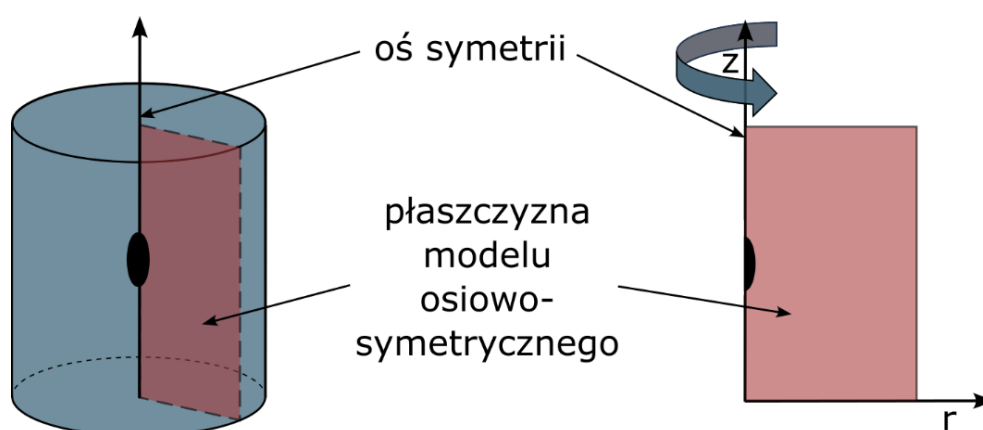


Fig. 15-1 Model osiowosymetryczny

W omawianym podejściu geometria domeny obliczeniowej ma kształt prostokąta, który reprezentuje fragment poziomo zalegającej warstwy soli w obrębie górotworu. Kształt kawerny umieszczanej w domenie modeli był dostosowany do specyfiki analizowanego problemu. W niektórych testach benchmarkowych nie uwzględniono obecności kawerny.

Dyskretyzację domeny modelu na trójkątne elementy obliczeniowe wykonano za pomocą oprogramowania TRIANGLE (Shewchuk, 1996). Główną zaletą wykorzystania niestrukturalnej siatki trójkątnej jest jej zdolność do dokładnego odwzorowania złożonych geometrii, w tym geometrii

kawern (Fig. 15-2). Aby zapewnić wysoką dokładność obliczeń oraz stabilność numeryczną, zadano o to, by elementy siatki nie były nadmiernie wydłużone. Gęstość dyskretyzacji modelu regulowano poprzez odpowiedni dobór liczby punktów definiujących kontur kawern oraz maksymalnej powierzchni pojedynczego elementu siatki.

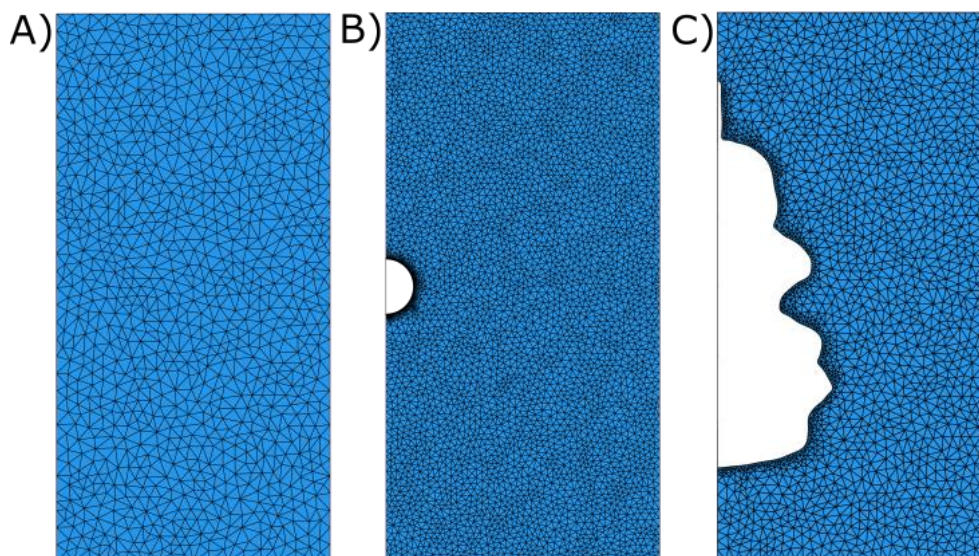


Fig. 15-2 Przykładowe siatki obliczeniowe użyte do obliczeń numerycznych dla domeny: A) bez kawerny B) z kawerną o uproszczonej geometrii, C) z kawerną o złożonej geometrii

Na pierwszym etapie rozwinięto kody numeryczne, które charakteryzują linowo sprężyste zachowanie się ośrodka. To podejście zostało przyjęte ze względu na istniejącą matematyczną analogię między modelami liniowo sprężystymi a modelami liniowo lepkimi, co pozwala na stosowanie podobnych metod matematycznych do opisu obu typów zachowań. Wybór modeli sprężystych jako punktu wyjścia ułatwił weryfikację poprawności implementacji kodów numerycznych. Wynika to z faktu, że w literaturze dostępnych jest wiele analitycznych rozwiązań dla sprężystych ośrodków, które obejmują różnorodne geometrie i typy obciążenia, w przeciwieństwie do modeli lepkich, dla których analityczne rozwiązania są rzadziej dostępne. W kolejnym etapie zmodyfikowano odpowiednie parametry i ich wartości, aby odwzorować lepkie właściwości mechaniczne ośrodka, dostosowując tym samym model do potrzeb badanego problemu.

15.3 Benchmarki

Weryfikacja poprawności implementacji kodów numerycznych została przeprowadzona za pomocą czterech szczegółowo zaprojektowanych benchmarków, z których każdy charakteryzuje się unikalną geometrią i zestawem warunków brzegowych. Benchmarki te opierają się na analitycznych rozwiązaniach dla modeli sprężystych. W konsekwencji benchmarki te nie tylko umożliwiły weryfikację poprawności implementacji modeli numerycznych, ale także pozwoliły na ocenę błędu numerycznego wynikającego z dyskretyzacji przestrzennej modelowanego ośrodka. Wyniki te są także istotne dla optymalizacji procesu modelowania i zapewnienia wiarygodności wyników numerycznych.

15.3.1 Benchmark 1

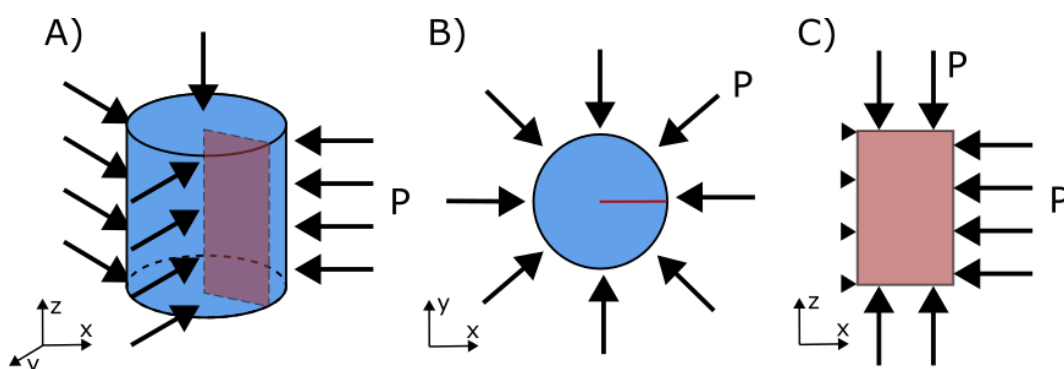


Fig. 15-3 Benchmark 1: rozkład naprężeń w modelu walca poddanego jednolitemu ciśnieniu

W pierwszym teście przeprowadzono analizę naprężeń w obrębie walca, charakteryzującego się jednorodnością mechaniczną i izotropią, który został poddany działaniu jednolitego ciśnienia P równego 1 MPa (Fig. 15-3). Przy tak zdefiniowanych warunkach brzegowych przewiduje się, że naprężenia promieniowe σ_{rr} , obwodowe $\sigma_{\theta\theta}$ oraz osiowe σ_{zz} w całej domenie będą rozłożone jednorodnie i również będą równe $\sigma_{rr} = \sigma_{\theta\theta} = \sigma_{zz} = 1 \text{ MPa}$. Ponadto, w idealnie jednorodnym i izotropowym modelu, naprężenia ścinające σ_{rz} powinny również wynosić 0.

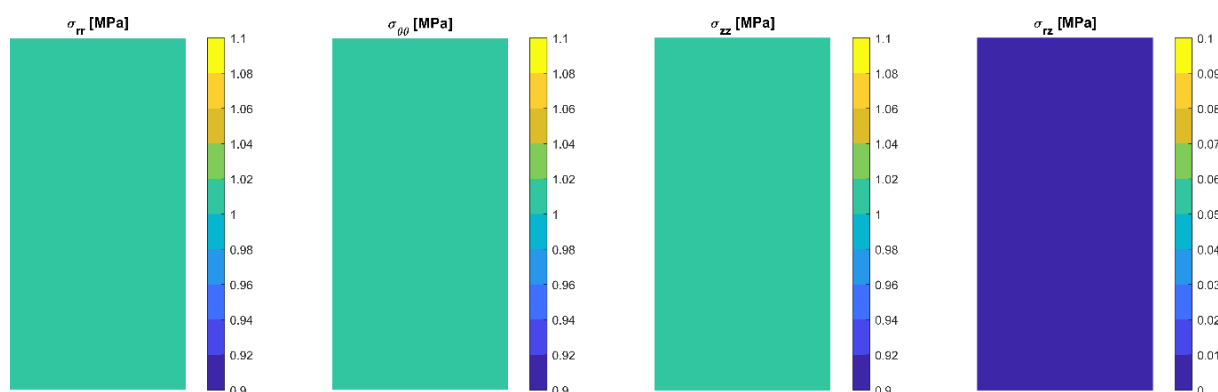


Fig. 15-4 Benchmark 1: wyniki modelowania numerycznego przedstawiające pole naprężeń dla ośrodka poddanego jednolitemu ciśnieniu

Wyniki uzyskane podczas modelowania numerycznego wskazują wysoką zgodność z wartościami oczekiwanymi (Fig. 15-4). Maksymalny błąd wartości naprężenia dla wszystkich czterech analizowanych składowych nie przekracza 10^{-13} MPa .

15.3.2 Benchmark 2

W drugim teście benchmarkowym przeprowadzono analizę naprężeń w obrębie walca poddanego działaniu jednorodnego ciśnienia z uwzględnieniem (w przeciwieństwie do testu pierwszego) również wpływu siły grawitacji (Fig. 15-5). W tym scenariuszu w górnej części modelu przyjęto ciśnienie równe 0 MPa , co oznacza, że na wierzch walca nie działa bezpośrednio żadne dodatkowe obciążenie zewnętrzne. Ciśnienia boczne rosną wraz z głębokością. Gęstość medium, z którego wykonany jest walec, przyjęto na poziomie $2200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, a wysokość walca ustalono na 100 m .

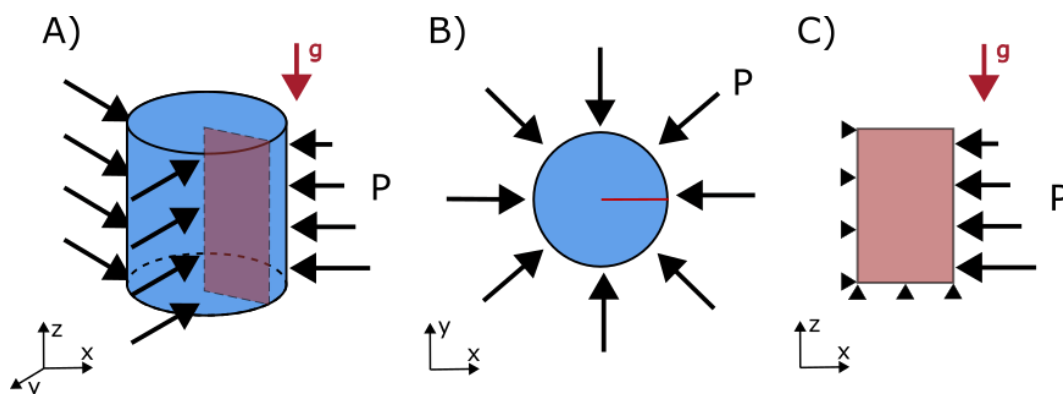


Fig. 15-5 Benchmark 2: model walca poddanego jednorodnemu ciśnieniu w obecności grawitacji

Dla tak określonych warunków naprężenia promieniowe σ_{rr} , obwodowe $\sigma_{\theta\theta}$ i pionowe σ_{zz} powinny być sobie równe i zwiększać się liniowo w kierunku dolnej części modelu. Wynika to z kumulacji ciężaru materiału, co prowadzi do stopniowego wzrostu naprężeń wzdłuż wysokości walca. Naprężenia te na podstawę walca powinny równać się $2200 [\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}] \cdot 9,81 [\text{m} \cdot \text{s}^{-2}] \cdot 100 [\text{m}] = 4,31 \text{ MPa}$.

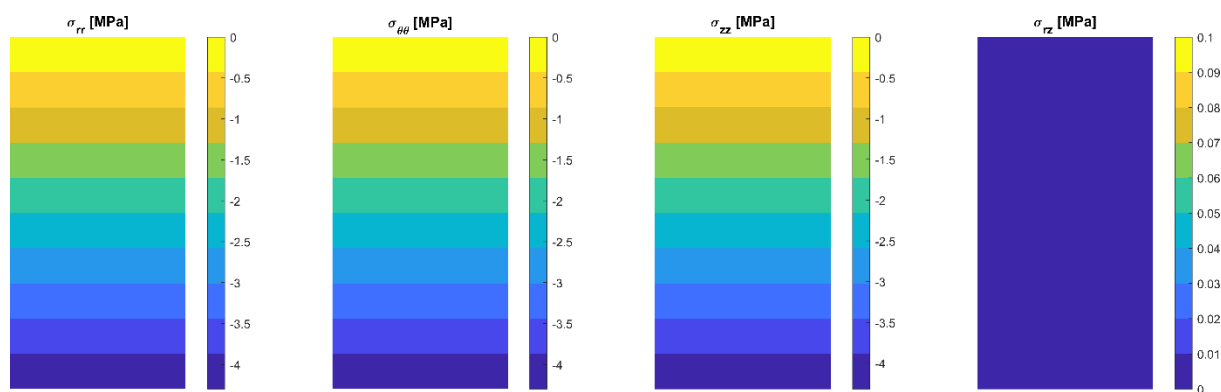


Fig. 15-6 Benchmark 2: wyniki modelowania numerycznego przedstawiające pole naprężeń w walcu poddanym osiowo obciążeniu grawitacyjnemu

Wyniki modelowania numerycznego potwierdzają zgodność z przewidywaniami. Maksymalny błąd wartości naprężenia dla wszystkich czterech parametrów nie przekracza 10^{-13} MPa .

15.3.3 Benchmark 3

W trzecim teście skupiono się na analizie rozkładu naprężeń wokół pionowego otworu o przekroju kołowym i o promieniu $a = 10\text{ m}$, umieszczonego wewnątrz walca poddanego bocznym naprężeniom wynoszącym $P = 1\text{ MPa}$. W otworze przyjęto ciśnienie wynoszące $P_{otw} = 0\text{ MPa}$ (Fig. 15-7).

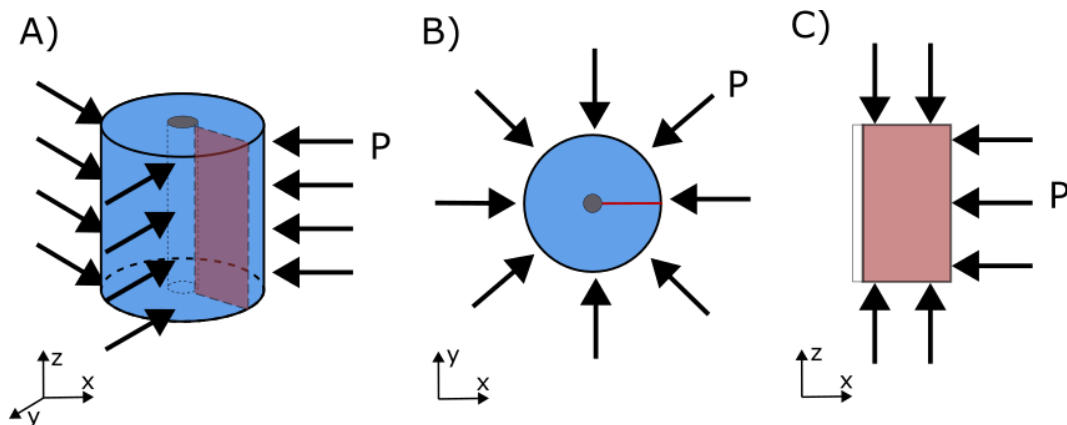


Fig. 15-7 Benchmark 3: Model walca, który zawiera pionowy otwór i jest poddany ciśnieniu bocznemu, P

Analityczne rozwiązanie rozkładu naprężeń wokół otworu w zależności od odległości r od środka otworu przyjmuje postać (np. Fjaer, 2008):

$$\begin{cases} \sigma_{rr}(r) = P \left[1 - \left(\frac{a}{r} \right)^2 \right] \\ \sigma_{\theta\theta}(r) = P \left[1 + \left(\frac{a}{r} \right)^2 \right] \\ \sigma_{zz}(r) = 0 \\ \sigma_{r\theta}(r) = 0 \end{cases} \quad \text{Eq. 15.1}$$

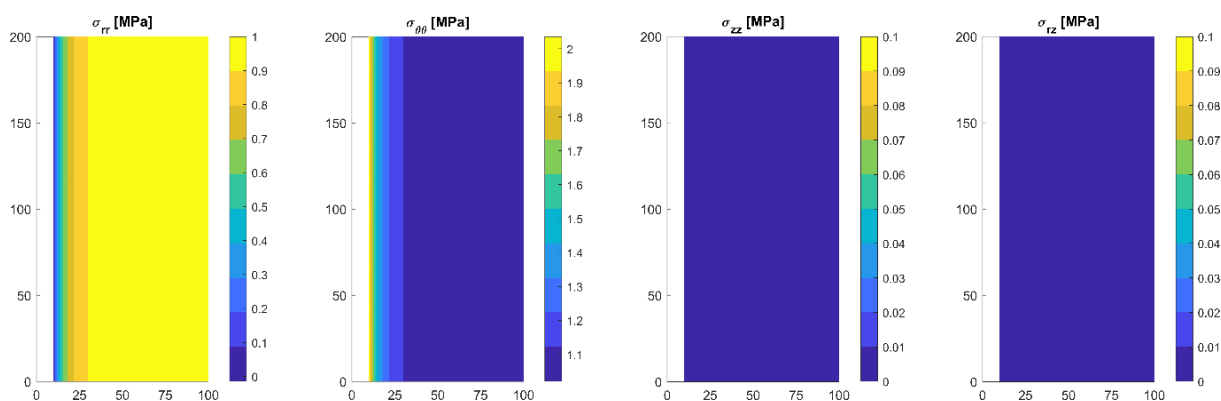


Fig. 15-8 Benchmark 3: wyniki modelowania numerycznego przedstawiające pole naprężeń wokół otworu

Zgodnie z przewidywaniami, naprężenie promieniowe σ_{rr} rośnie wraz z odległością od otworu, natomiast naprężenie obwodowe $\sigma_{\theta\theta}$ maleje w miarę oddalania się od otworu (Fig. 15-8). Naprężenia pionowe oraz ścinające wynoszą $\sigma_{rr} = \sigma_{\theta\theta} = 0$. Szczegółowe porównanie rozkładu wartości w modelu numerycznym dla dowolnego profilu poziomego z wartościami obliczonymi analitycznie przedstawiono na Fig. 15-9. Otrzymano bardzo dobrą korelację między rozwiązaniami analitycznymi i numerycznymi.

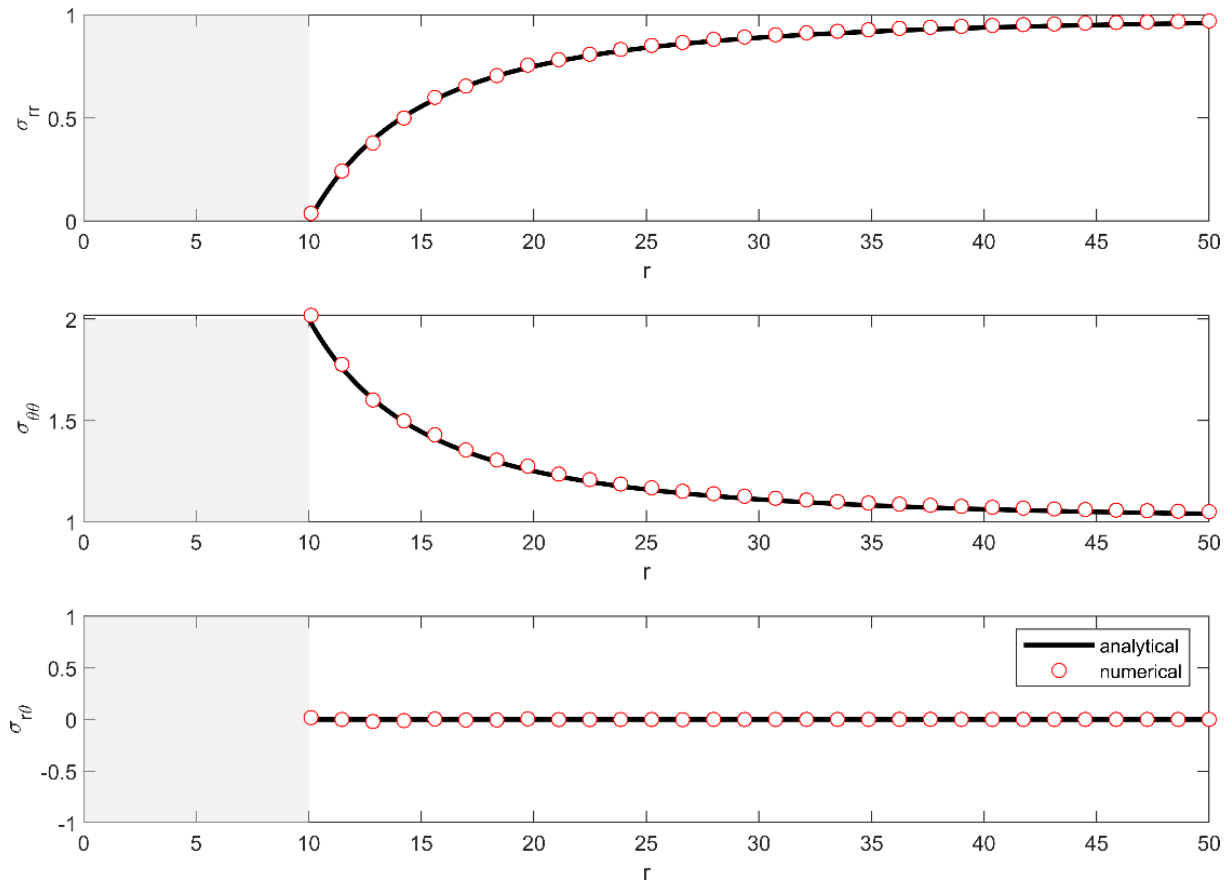


Fig. 15-9 Benchmark 3: porównanie wartości naprężenia promieniowego (σ_{rr}), obwodowego ($\sigma_{\theta\theta}$), i ścinającego ($\sigma_{r\theta}$) dla dowolnego profilu poziomego przez model numeryczny z wartościami obliczonymi analitycznie

15.3.4 Benchmark 4

W teście czwartym badano rozkład naprężeń wokół sferycznej inkluzji o promieniu a będącej pod ciśnieniem P_{incl} . W modelu przyjęto wartości $a = 10\text{ m}$ oraz $P_{incl} = 1\text{ MPa}$ (Fig. 15-10).

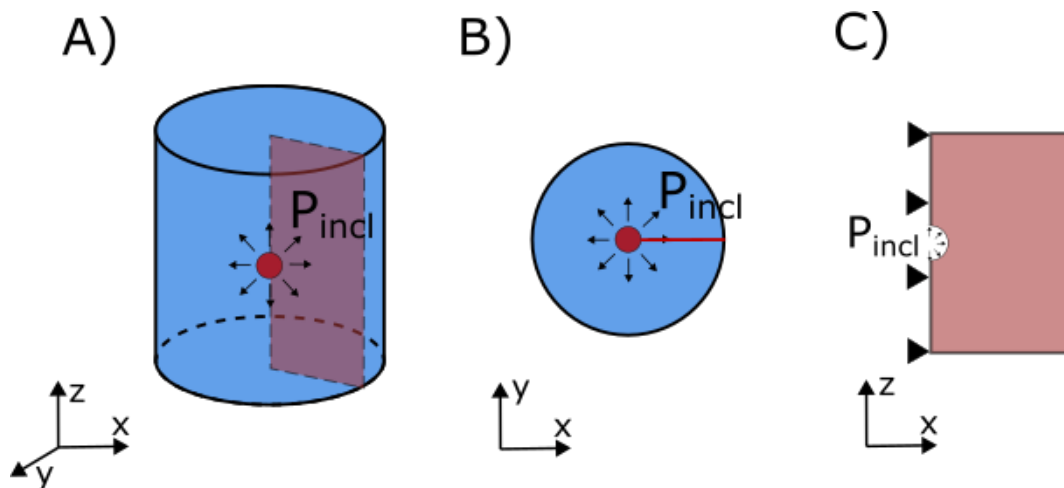


Fig. 15-10 Benchmark 4: Model zawierający sferyczną inkluzję o promieniu a poddanej ciśnieniu wewnętrznemu P_{incl} .

Dla tak określonych warunków, rozwiązanie analityczne pola naprężenia radialnego i obwodowego wzdłuż kierunku poziomego (rosnącego r) dla sekcji przechodzącej przez centrum inkluzji dane jest przez:

$$\begin{cases} \sigma_{rr}(r) = -P_{incl} \frac{a^3}{r^3} \\ \sigma_{\theta\theta}(r) = \frac{P_{incl} a^3}{2 r^3} \end{cases} \quad \text{Eq. 15.2}$$

Zgodnie z równaniem naprężenia radialne i obwodowe odpowiednio rosną i maleją proporcjonalnie do sześcianu odległości od inkluzji.

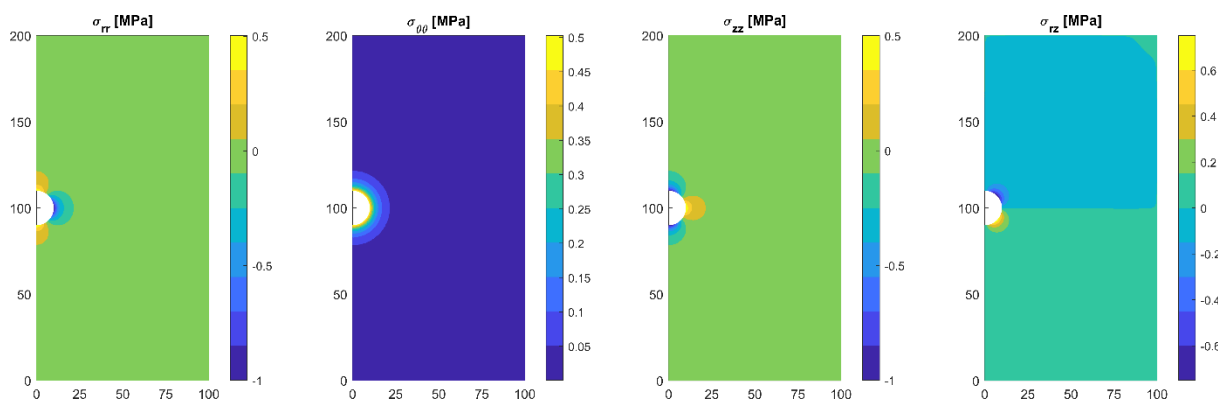


Fig. 15-11 Benchmark 4: wyniki modelowania numerycznego przedstawiające pola naprężeń wokół inkluzji pod ciśnieniem

Wynikowe rozkłady składowych naprężeń przedstawiono na Fig. 15-11, natomiast bezpośrednie porównanie wyników modelowania numerycznego i rozwiązania analitycznego wzdłuż centralnego profilu poziomego przedstawiono na Fig. 15-12.

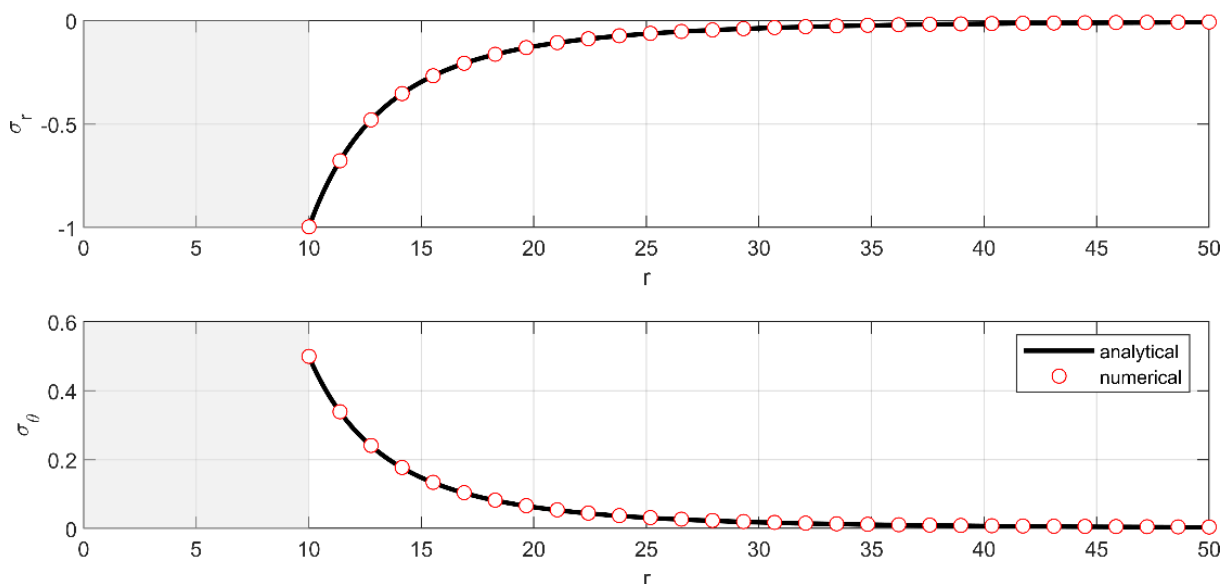


Fig. 15-12 Benchmark 4: porównanie wartości naprężenia promieniowego (σ_{rr}), obwodowego ($\sigma_{\theta\theta}$), dla profilu poziomego przez model numeryczny z wartościami obliczonymi analitycznie

15.4 Literatura

- Fjaer, E. (Red.), 2008. Petroleum related rock mechanics, 2nd ed. wyd, Developments in petroleum science. Elsevier, Amsterdam; Boston.
- Shewchuk, J.R., 1996. Triangle: Engineering a 2D quality mesh generator and Delaunay triangulator. W: Lin, M.C., Manocha, D. (Red.), Applied Computational Geometry Towards Geometric Engineering. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 203–222.

16 Wyniki modelowania numerycznego

(Marta Adamuszek, Marcin Dąbrowski)

16.1 Wstęp

Do analizy stabilności i szczelności kawern solnych wykorzystano bazujący na metodzie elementów skończonych numeryczny model mechaniczny opisany w rozdziale 15. W modelu przyjęto, że kawerna zlokalizowana jest w pokładzie soli, którą przykrywa miększa warstwa nadkładu (Fig. 16-1A). Zarówno warstwa soli, jak i nadkład stanowią poziomo zalegające horyzonty. Sól charakteryzuje się fizyczną i mechaniczną jednorodnością oraz izotropią. Założono, że naprężenia pionowe odpowiadają ciężarowi nadkładu σ_V i rosną wraz z głębokością. Naprężenia pierwotne w kierunkach horyzontalnych przyjęto jako równe wartościom naprężeń pionowych $\sigma_H = \sigma_h = \sigma_V$ (Fig. 16-1B). Biorąc pod uwagę niewielką wysokość analizowanych kawern oraz małą gęstość wodoru, przyjęto jednorodne ciśnienie w kawernie P_c . Analizowany model charakteryzuje się symetrią osiową, co zwiększa jego przejrzystość i ułatwia analizę.

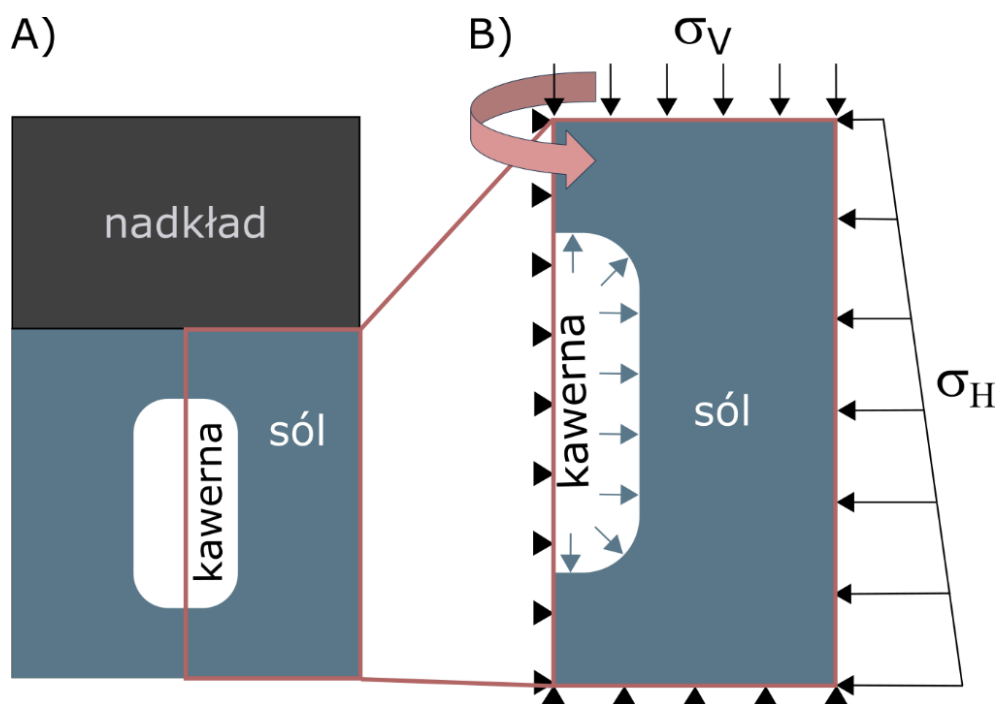


Fig. 16-1 A) Model koncepcyjny ilustrujący położenie kawerny solnej w górotworze. B) Schemat ilustrujący model numeryczny wraz z warunkami brzegowymi

Szczegółowe opisy dotyczące: położenia pokładu soli, założeń związanych z obciążeniem modelu i własnościami mechanicznymi warstw oraz geometrią kawerny zostały przedstawione w sekcjach poniżej. Ze względu na możliwy zakres zmienności parametrów przeprowadzono także analizę wpływu tych parametrów na zachowanie się górotworu (studium parametryczne).

16.1.1 Geometria pokładu soli

Geometria pokładów soli w czterech wariantach modelach numerycznych, oznaczonych jako modele A-D, została oparta o charakterystykę otworów Ostrowo IG-3, Swarzewo IG-3, Głuszewo IG-1 oraz

Sulicice IG-2 zlokalizowanych w obrębie czterech najbardziej perspektywicznych regionów w obrębie wyniesienia Łeby, które szczegółowo opisane zostały w rozdziale 10. Dane dotyczące stropu, spągu oraz miąższości soli kamiennej dla tych otworów zostały przedstawione w Tab. 16-1.

Tab. 16-1 Położenie pokładu najstarszej soli kamiennej w czterech wybranych otworach

Parametr	Model A	Model B	Model C	Model D
	Ostrowo IG-3 (region A)	Swarzewo IG-3 (region B)	Głuszewo IG-1 (region C)	Sulicice IG-2 (region D)
Strop soli (m p.p.t.)	630	771	755	716
Spąg soli (m p.p.t.)	822	919	952	898
Miąższość soli Na1 (m)	192	148	197	182

Sól kamienna występuje tu na różnych głębokościach, z najmniejszą głębokością 630 m p.p.t. w otworze Ostrowo IG-3, a największą, wynoszącą 771 m p.p.t., w otworze Swarzewo IG-3. Miąższość soli w otworach Ostrowo IG-3, Głuszewo IG-1 oraz Sulicice IG-2 jest zbliżona i mieści się w przedziale od 180 do 190 m, podczas gdy w otworze Swarzewo IG-3 miąższość soli jest znacznie mniejsza i wynosi 148 m.

16.1.2 Naprężenia pionowe

Naprężenia pionowe w modelu zależą od głębokości zalegania pokładu soli oraz od średniej gęstości nadkładu. Fig. 16-2 prezentuje wykres zależności ciśnienia nadkładu od głębokości dla trzech różnych wartości średniej gęstości nadkładu, wynoszących odpowiednio 2250, 2350 i 2450 kg/m³. Poziome przerywane linie na wykresie wskazują głębokość zalegania soli w czterech badanych otworach: Ostrowo IG-3, Swarzewo IG-3, Głuszewo IG-1 oraz Sulicice IG-2. W otworze Ostrowo IG-3, gdzie sól znajduje się najbliżej powierzchni, zarejestrowano naprężenia pionowe w zakresie od 13,9 do 15,1 MPa, podczas gdy w najgłębszym otworze Swarzewo IG-3 wartości te wahają się między 17,0 a 18,5 MPa.

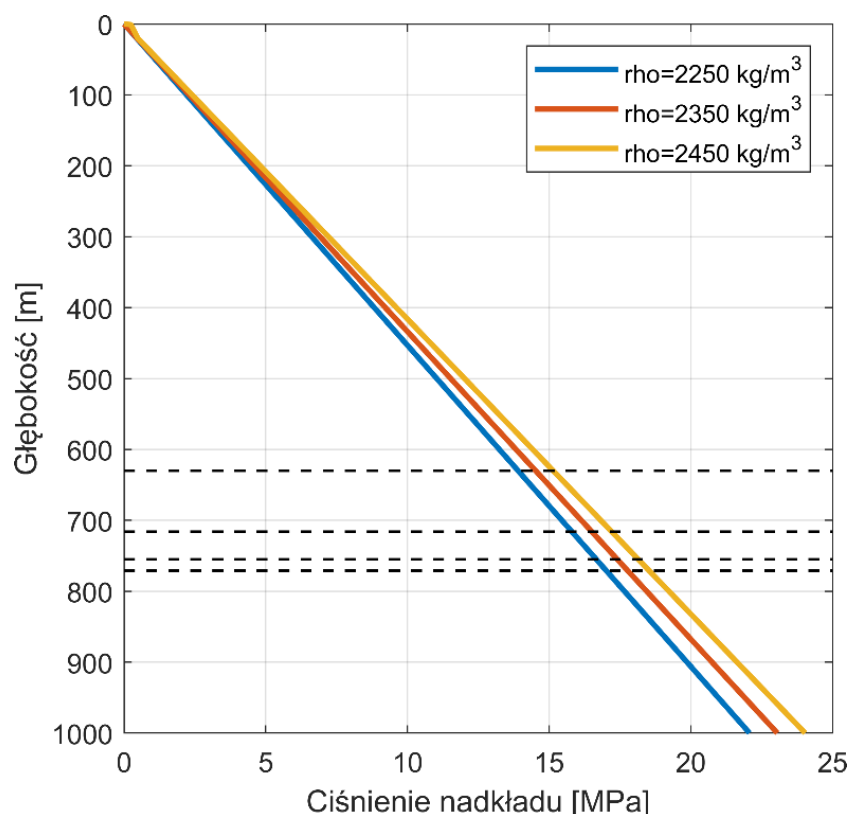


Fig. 16-2 Ciśnienie nadkładu w funkcji głębokości dla trzech wartości średnich gęstości nadkładu 2250, 2350 i 2450 kg/m³

16.1.3 Lepkość soli

Na potrzeby modelowania przedstawionego w niniejszym rozdziale przyjęto, że własności mechaniczne pokładu soli są jednorodne i izotropowe oraz odpowiadają reologii liniowej (newtonowskiej) cieczy lepkiej. Lepkość jest modelowana przy wykorzystaniu relacji:

$$\mu = B e^{\frac{-Q_{PS}}{RT}} \cdot \frac{1}{T d^m} \quad \text{Eq. 16.1}$$

gdzie $B = 3,7 \text{ K} \cdot \text{mm}^3 \cdot \text{MPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ jest współczynnikiem materiałowym, $Q_{PS} = 24,5 \text{ kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$ jest energią aktywacyjną pełzania dyfuzyjnego, $R = 8,31 \text{ mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ jest stałą gazową, T jest temperaturą w K , d jest wielkością kryształów, a $m = 3$ jest wykładnikiem funkcji wielkości kryształów. Fig. 16-3 ilustruje zależność lepkości soli od temperatury i rozmiaru kryształów, wskazując na dominujący wpływ wielkości kryształów na wartość tego parametru.

Dla spodziewanego dla obszaru wyniesienia łęby zakresu temperatur w obrębie podkładu solnego (zależnych od gradientu termicznego oraz głębokości pokładu) między 20 a 50 °C oraz rozmiaru kryształów między 1 a 10 mm efektywna lepkość soli może wahać się między 10^{16} a 10^{19} Pa·s. W przypadku najczęściej raportowanych wielkości kryształów $d=3\text{mm}$ oraz przyjętej $T=25$ °C, lepkość wynosi $4 \cdot 10^{17}$ Pa·s.

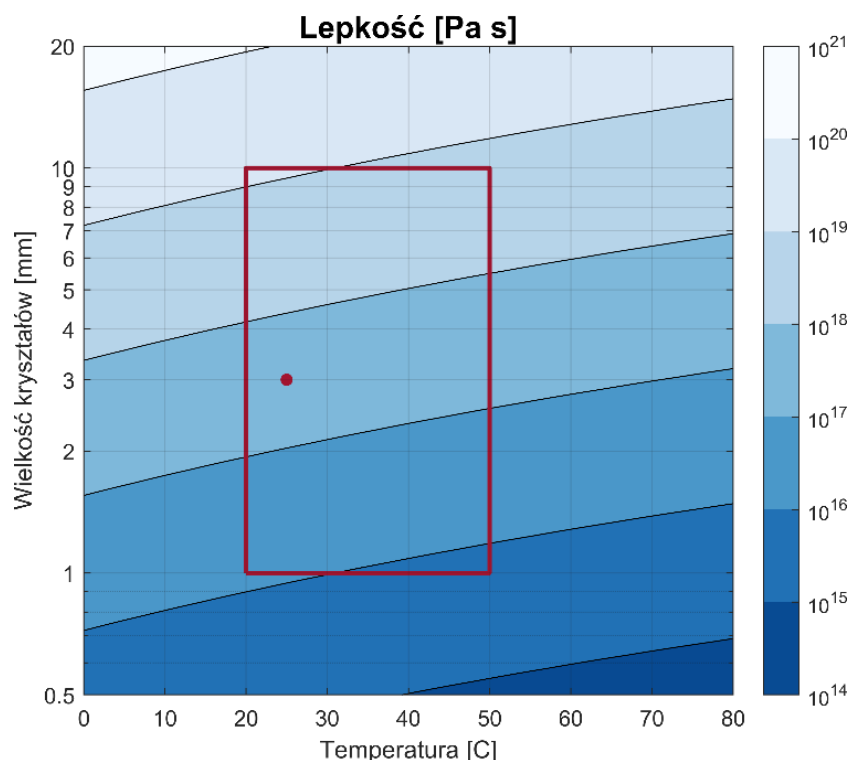


Fig. 16-3 Lepkość soli w zależności od temperatury (tu wyrażonej w °C) oraz wielkości kryształów (wyrażonej w mm). Czerwony prostokąt zaznacza obszar określony przez zakres temperatur od 20 do 50 °C oraz rozmiary kryształów od 1 do 10 mm, które są zgodne z przewidywanym zakresem parametrów na wyniesieniu łęby. Czerwony punkt odpowiada wartościom $d=3$ mm oraz $T=25$ °C, które są najczęściej przyjmowanymi wielkościami w niniejszym raporcie

16.1.4 Geometria kawerny

W modelu bazowym przyjęto, że miąższość półki stropowej wraz z szyją wynosi 45 m a półki spągowej 10 m. Średnica kawerny nie przekracza $D=60$ m. Parametry te wyznaczono zgodnie z wytycznymi Lankofa i Tarkowskiego (2020) (opisane w rozdziale 5). Geometrię kawerny przedstawia walec o zaokrąglonych wierzchołkach, dla którego przyjęto określony promień zaokrąglenia $r=10$ m. W ramach badań testowano również:

- a) różne szerokości kawern,
- b) pionową asymetrię kształtu kawerny (walec zwężony ku górze lub zwężony ku dołowi) oraz
- c) różne promienie zaokrąglenia wierzchołków kawerny.

Podejście to nawiązuje do szeregu testów dotyczących geometrii kawern przedstawionych przez Cyran i Kowalskiego (2021). Przykładowe kształty geometrii kawerny poddane modelowaniu numerycznym w tym opracowaniu ilustruje Fig. 16-4.

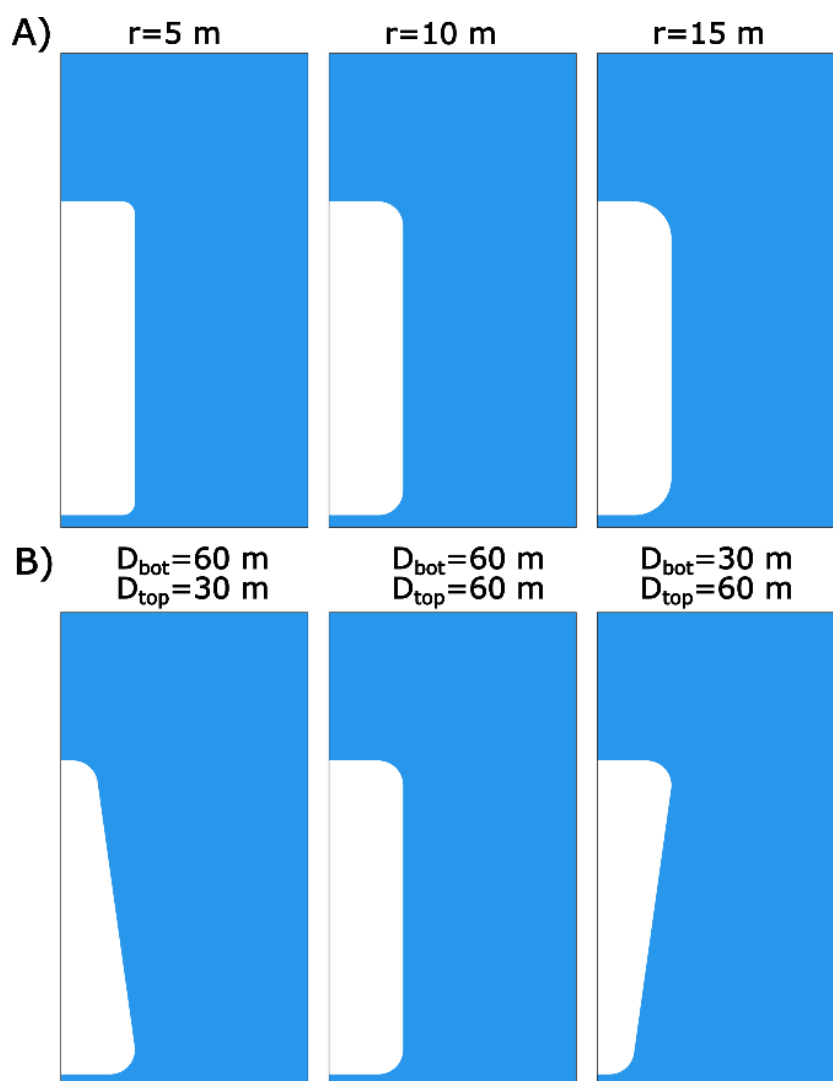


Fig. 16-4 Przykłady geometrii kawerny testowane w modelach numerycznych, które różnią się: A) stopniem wygładzenia wierzchołków kawerny, dla którego promień wynosi 5, 10 i 15 m, B) pionową asymetrią kształtu kawerny tj. zwężoną ku górze, symetryczną lub zwężoną ku dołowi

Aby przetestować bardziej złożone geometrie kawern, wykorzystano kształty kawern K6, K8 i K-9, które znajdują się w złożu Mechelinki (kawerny w Kosakowie) (Fig. 16-5). Geometrie te uzyskano poprzez digitalizację obrazów zamieszczonych w artykule autorstwa Cały i in. (2018). Następnie rozmiar tych kawern dostosowano do skali złoża w modelu A oraz ustalono ich odpowiednią głębokość, aby umożliwić ich porównanie z innymi wynikami badań.

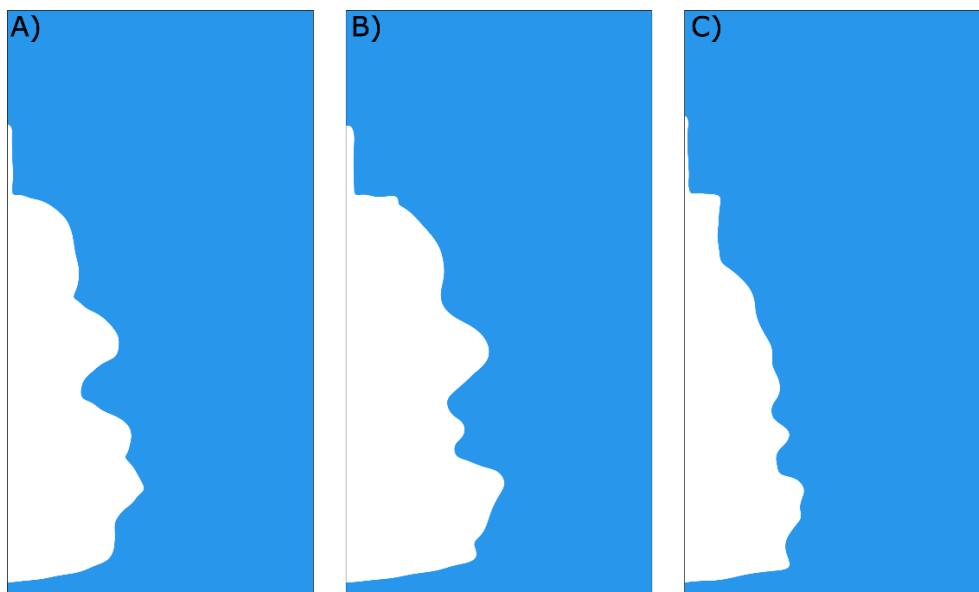


Fig. 16-5 Kształty kawern w Kosakowie znajdujących się w złożu Mechelinki a) K6, b) K-8 i c) K-9, które zostały wykorzystane w opracowaniu do reprezentacji bardziej złożonych geometrii

16.1.5 Wielkość domeny modelu i siatka obliczeniowa

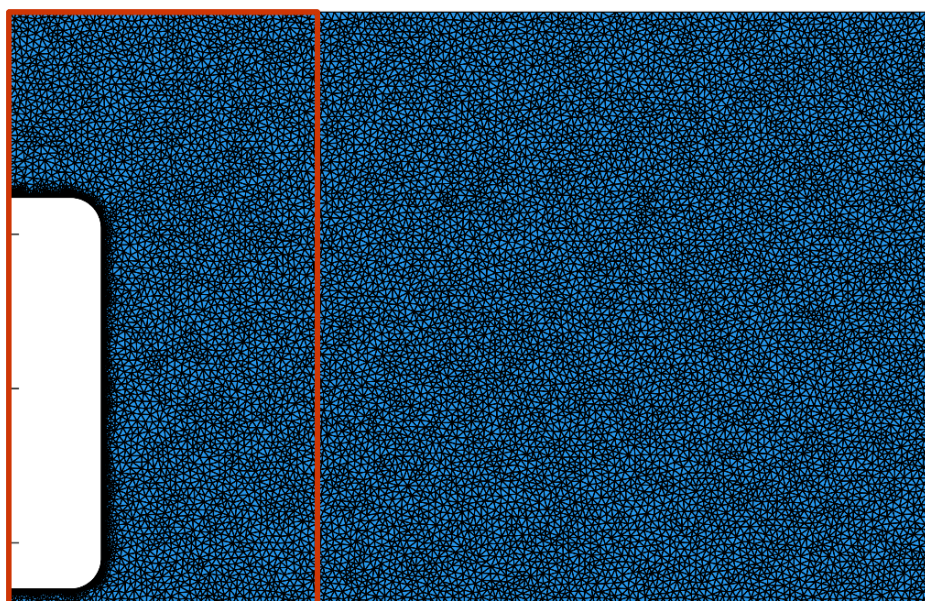


Fig. 16-6 Siatka obliczeniowa przykładowego modelu numerycznego. Czerwony prostokąt przedstawia pole, dla którego przedstawione zostały w dalszej części raportu wyniki modelowania

Domena została podzielona na rozłączne trójkątne elementy tworzące nieregularną siatkę obliczeniową (Fig. 16-6). Szerokość domeny obliczeniowej wynosi $L=300$ m i została ona dobrano w taki sposób, aby zminimalizować wpływ efektów brzegowych. Siatka obliczeniowa została zagęszczona wokół kawerny, której brzegi opisane są przez 500 równomiernie rozłożonych punktów (co daje rozdzielczość ok. 1 punkt na 0,35 m). Całkowita liczba elementów siatki to ok. 30 tys., natomiast liczba węzłów obliczeniowych to ok. 100 tys.

16.1.6 Analizowane parametry

Wyniki analizy zostały przedstawione jedynie dla obszaru wokół kawerny, który wyróżniono czerwonym prostokątem na figurze Fig. 16-6. Oprócz modułu (ilustrowane na wykresach przez mapę kolorów) i pola prędkości (pokazane przez wektory) przedstawione zostało pole naprężeń efektywnych σ_{VM} (von Mises), które przyjmuje postać:

$$\sigma_{VM} = \sqrt{3J_2} = \sqrt{\frac{1}{2}[(\sigma_{rr} - \sigma_{\theta\theta})^2 + (\sigma_{\theta\theta} - \sigma_{zz})^2 + (\sigma_{zz} - \sigma_{rr})^2] + 3\sigma_{zr}^2} \quad \text{Eq. 16.2}$$

16.2 Studium parametryczne

Stabilność i szczelność kawern są determinowane przez wiele parametrów. W celu zbadania wpływu poszczególnych zmiennych, w tej sekcji przedstawiono wyniki analizy przeprowadzonej na modelu A (odpowiada on warunkom geologicznym w rejonie otworu Ostrowo IG-3), gdzie każdy parametr testowano oddzielnie w określonych zakresach wartości. Do porównań wykorzystano model referencyjny, dla którego przyjęto następujące wartości: naprężenia pionowe wynoszące 14,5 MPa (przyjęto gęstość nadkładu 2350 kg/m³), gęstość soli 2200 kg/m³, lepkość soli równą 4·10¹⁷ Pa·s (przyjęto wielkość kryształu 3 mm oraz T=25 °C) oraz ciśnienie w kawernie na poziomie 11,0 MPa (co odpowiada w przybliżeniu ciśnieniu maksymalnemu kawerny). Geometria kawerny została opisana jako walec z określonym stopniem wygładzenia, gdzie promień r wynosi 10 m.

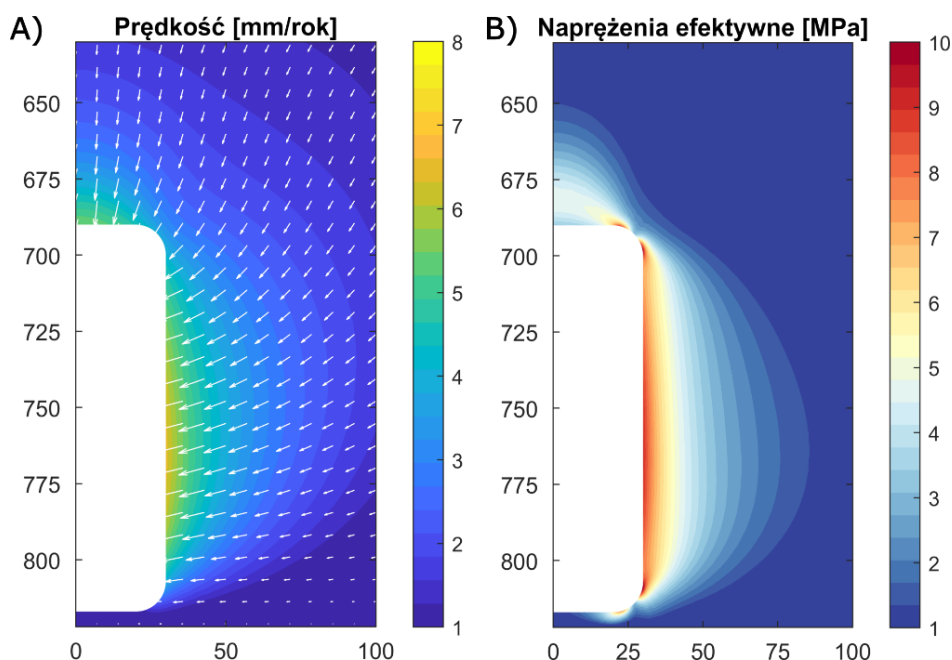


Fig. 16-7 A) Tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wokół kawerny dla referencyjnego modelu A

Pole tempa przemieszczeń (prędkości) oraz pole naprężeń wokół kawerny dla modelu referencyjnego przedstawione zostały na Fig. 16-7. Natomiast zmienność tych parametrów wzdłuż konturu kawerny zilustrowano na Fig. 16-8. Największe przemieszczenia, przekraczające 8 mm/rok, odnotowuje się w stropie kawerny. Znaczące przemieszczenia, osiągające ponad 6 mm/rok, obserwuje się także na

ścianach kawerny. W spągu kawerny przemieszczenia są praktycznie nieobserwowalne. W obszarze wierzchołków kawerny obserwuje się znaczną koncentrację naprężeń σ_{VM} , z wartościami przekraczającymi nieco 10 MPa, gdzie również występują znaczne wahania naprężeń. Wartości naprężeń σ_{VM} przekraczające 8 MPa obserwuje się również wzdłuż ściany kawerny.

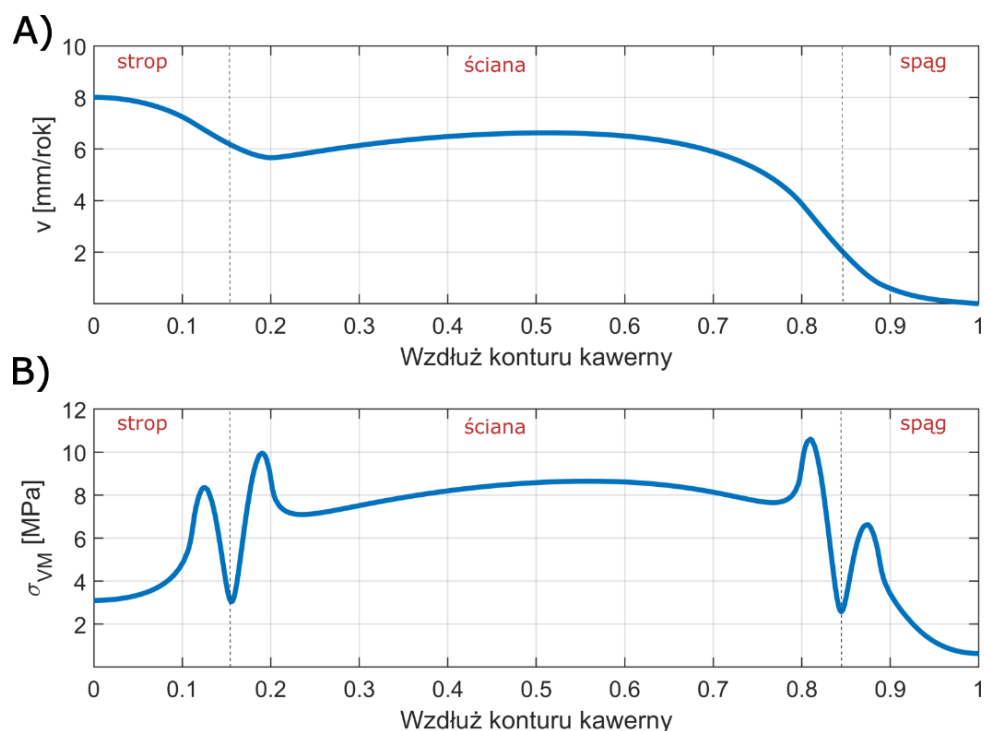


Fig. 16-8 A) Tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wzdłuż konturu kawerny. Kontur kawerny został znormalizowany, gdzie wartość 0 oznacza środek stropu kawerny, natomiast wartość 1 reprezentuje środek spągu kawerny

16.2.1 Rola ciężaru nadkładu

Wpływ średniej gęstości nadkładu dla trzech różnych wartości gęstości: 2250, 2350 oraz 2450 kg/m³ na rozkład tempa przemieszczeń oraz naprężeń efektywnych został zilustrowany na Fig. 16-9, a zmiany tych parametrów wzdłuż długości konturu kawerny przedstawiono na Fig. 16-10. Wyższa gęstość prowadzi do nieznacznego zwiększenia tempa przemieszczeń. Największy wzrost tempa przemieszczeń obserwuje się w rejonach, które już wcześniej wykazywały podwyższone tempo odkształceń, w szczególności w okolicy stropu i środkowej części ścian kawerny. Dla gęstości nadkładu $\rho=2250$ kg/m³, maksymalne tempo przemieszczeń nie przekracza 6,0 mm/rok, podczas gdy dla $\rho=2450$ kg/m³ wartości te osiągają nieco ponad 7,0 mm/rok. W przypadku naprężeń największy wzrost obserwuje się przy wierzchołkach kawerny, gdzie dla $\rho=2250$ kg/m³ maksymalna wartość naprężeń efektywnych osiąga $\sigma_{VM}=11,5$ MPa, natomiast dla pozostałych dwóch wariantów gęstości są to odpowiednio 10,5 i 9,6 MPa.

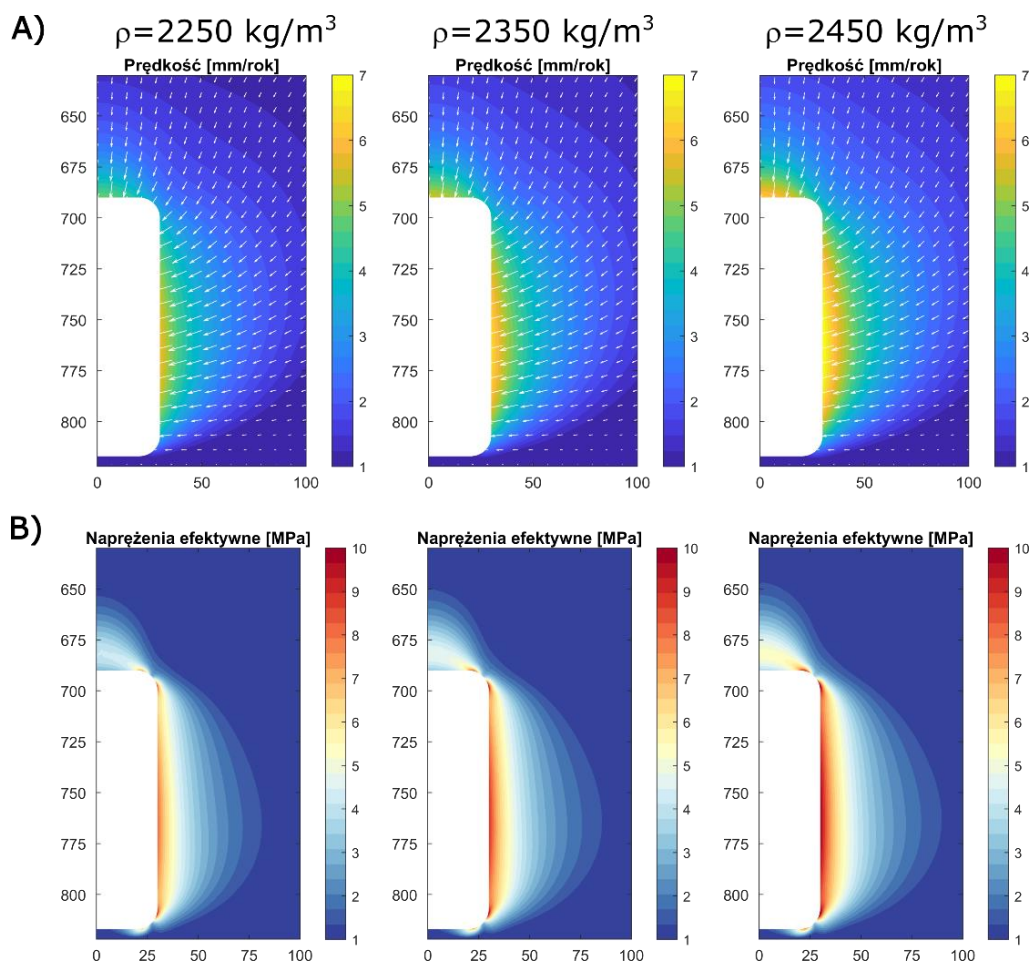


Fig. 16-9 Wpływ średniej gęstości nadkładu na A) tempo przemieszczeń oraz B) napężenia efektywne wokół kawerny

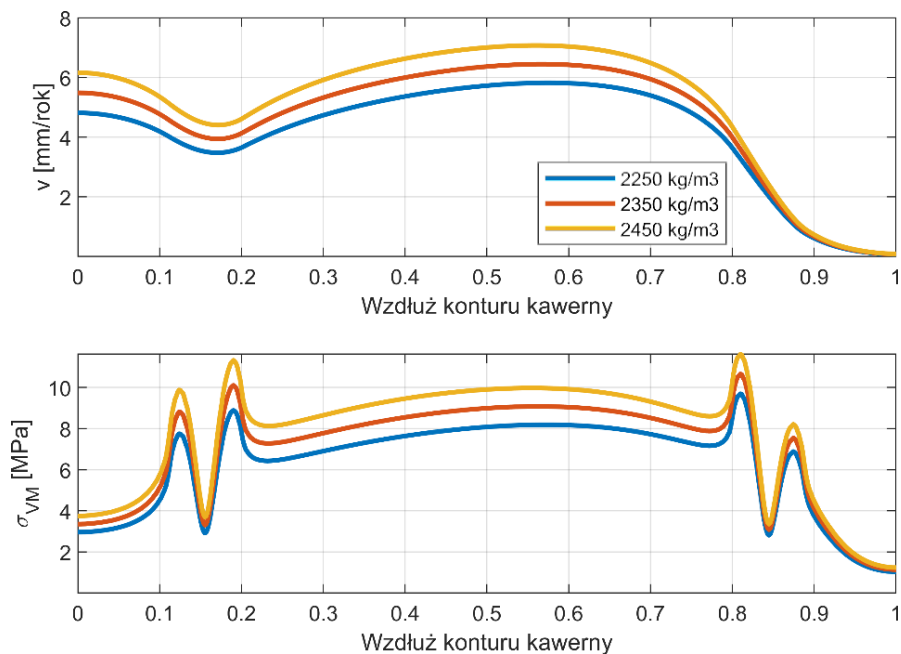


Fig. 16-10 Wpływ gęstości nadkładu na tempo przemieszczeń oraz napężenia efektywne wzdłuż konturu kawerny. Kontur kawerny został znormalizowany, gdzie wartość 0 oznacza środek stropu kawerny, natomiast wartość 1 reprezentuje środek spągu kawerny

16.2.2 Rola lepkości soli

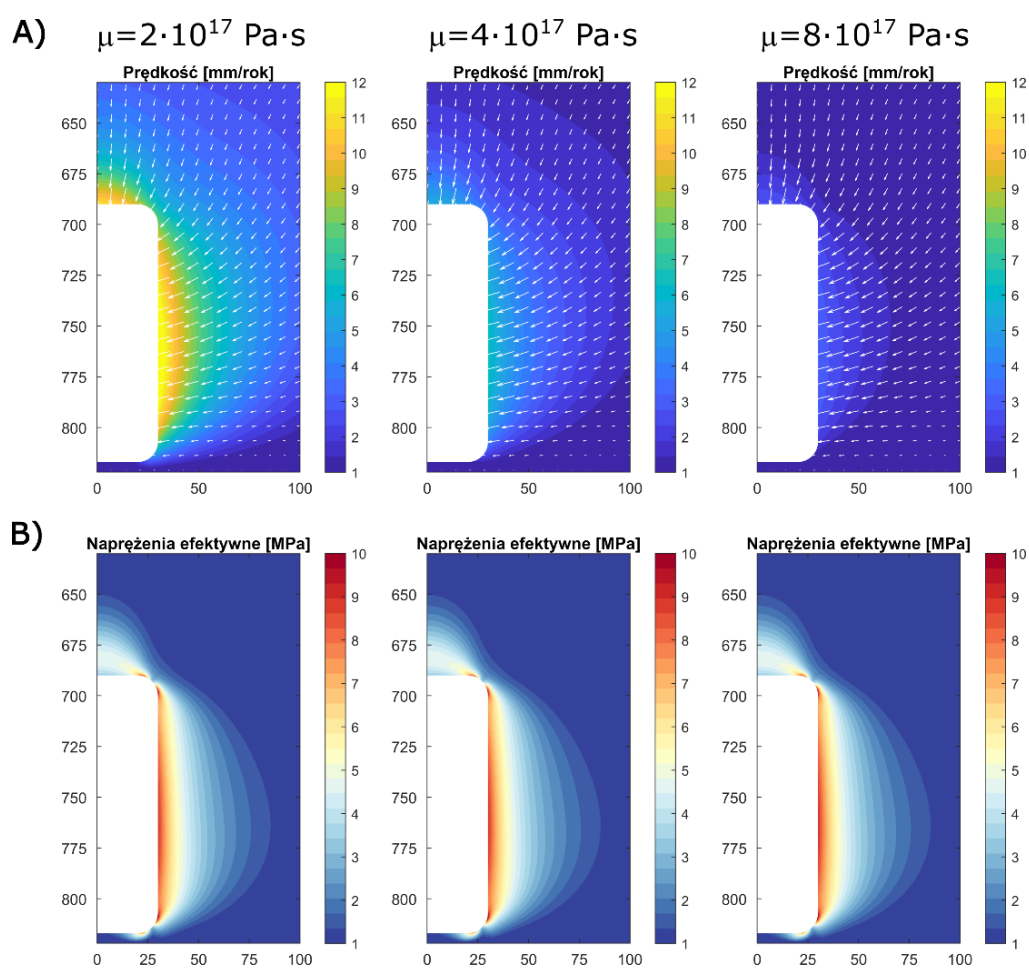


Fig. 16-11 Wpływ lepkości soli na A) tempo przemieszczeń oraz B) napężenia efektywne wokół kawerny

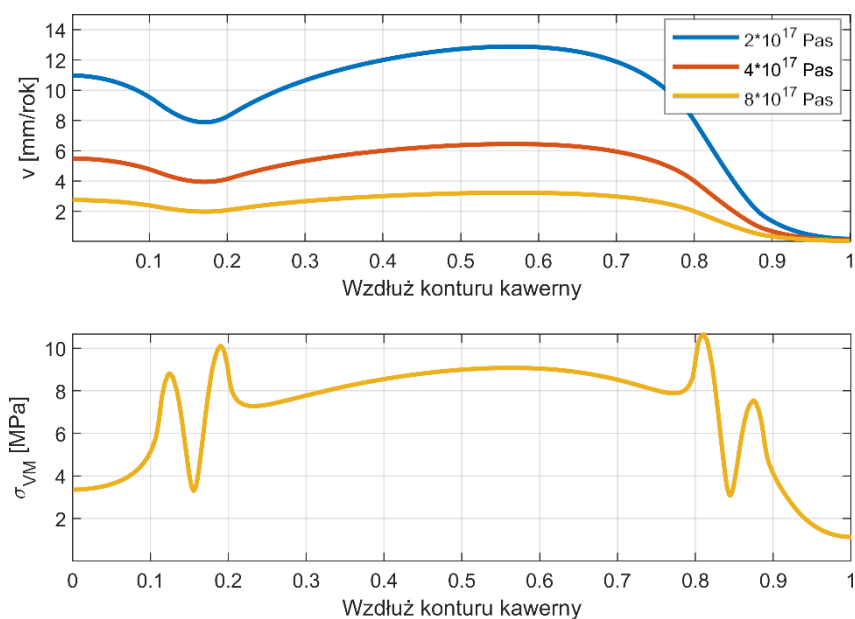


Fig. 16-12 Wpływ lepkości soli na tempo przemieszczeń oraz napężenia efektywne wzdłuż konturu kawerny. Kontur kawerny został znormalizowany, gdzie wartość 0 oznacza środek stropu kawerny, natomiast wartość 1 reprezentuje środek spągu kawerny

Lepkość soli jest parametrem, który w przypadku modelu newtonowskiego jest w znacznym stopniu uzależniony od wielkości ziaren krystalicznych w ośrodku. Rozmiar kryształów soli kamiennej może charakteryzować się znacznym zróżnicowaniem przestrzennym. Procesy takie jak rekryształizacja mogą dodatkowo wpływać na zmienność tego parametru w czasie. W związku z tym określenie efektywnej lepkości soli jest zwykle obarczone dużą niepewnością. Wpływ lepkości na tempa odkształceń oraz naprężenia efektywne został przedstawiony na Fig. 16-11 oraz Fig. 16-12 dla przykładowych wartości lepkości $2 \cdot 10^{17}$, $4 \cdot 10^{17}$ oraz $8 \cdot 10^{17}$ Pa·s. Wartości te odpowiadają lepkości soli o wielkości kryształów między 2 a 4 mm przy temperaturze $T=25$ °C. Największe tempo odkształceń obserwuje się w przypadku soli drobnokrystalicznych, z maksymalnymi wartościami dochodzącymi do 13 mm/rok, natomiast dla soli o większych kryształach wartości te spadają do 6,6 i 3,2 mm/rok. Ze względu na przyjęty układ warunków brzegowych zmiana newtonowskiej lepkości nie wpływa na rozkład naprężeń efektywnych w modelu.

16.2.3 Rola ciśnienia w kawernie

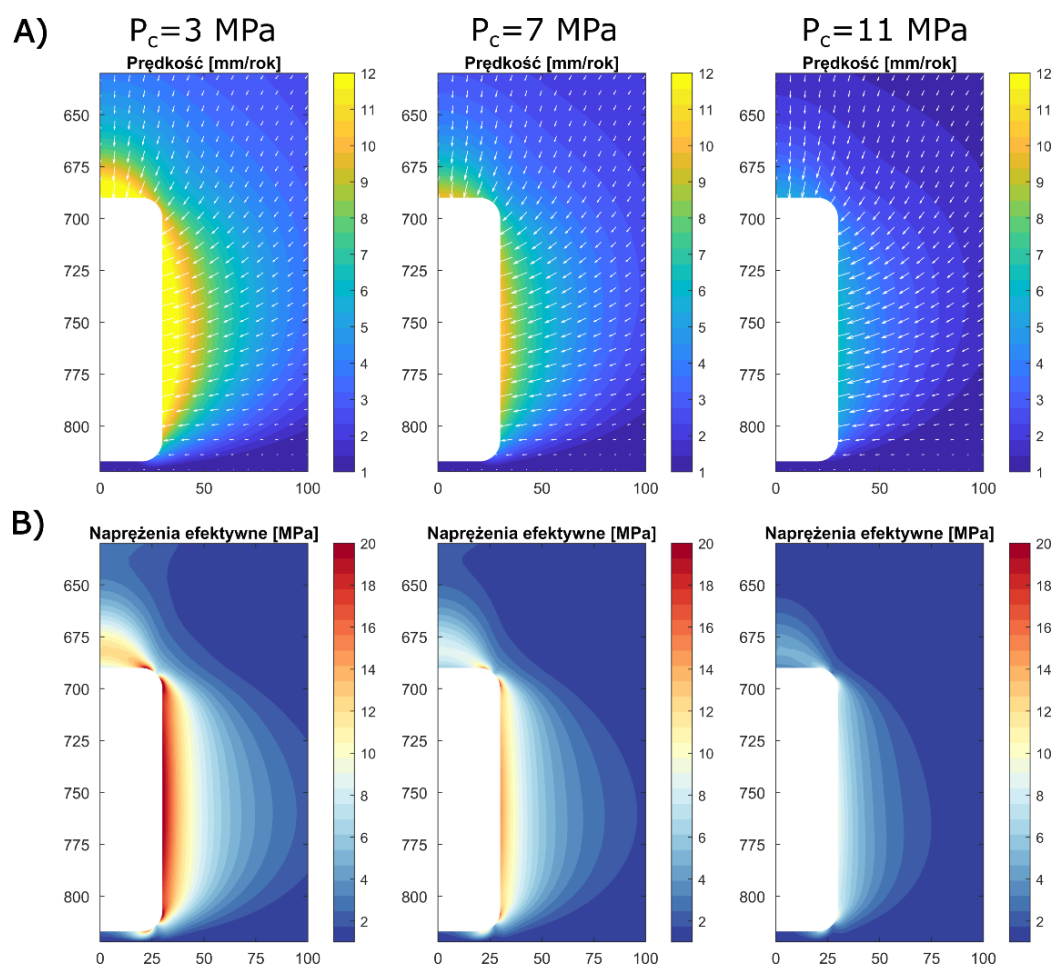


Fig. 16-13 Wpływ ciśnienia w kawernie na A) tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wokół kawerny

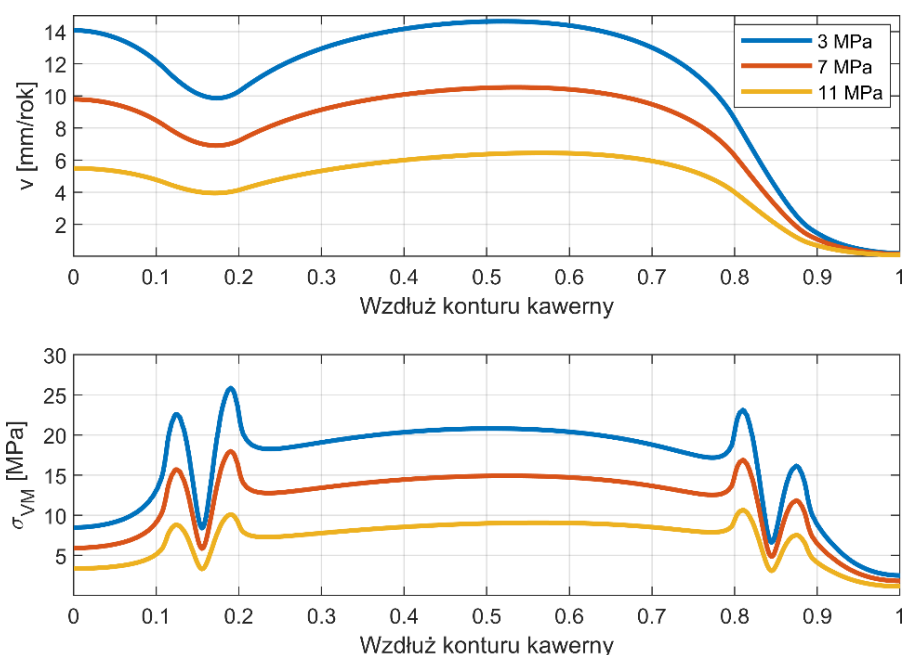


Fig. 16-14 Wpływ ciśnienia gazu w kawernie na tempo przemieszczeń oraz naprężenia efektywne wzdłuż konturu kawerny. Kontur kawerny został znormalizowany, gdzie wartość 0 oznacza środek stropu kawerny, natomiast wartość 1 reprezentuje środek spągu kawerny

Ciśnienie gazu w kawernie pełni kluczową rolę z punktu widzenia kontroli jej stabilności. Aby zilustrować ten wpływ, na Fig. 16-13 oraz Fig. 16-14 przedstawiono tempa przemieszczenia oraz naprężeń efektywnych dla przykładowych wartości ciśnienia w kawernie $P_c=3, 7$ i 11 MPa. Największe tempa odkształceń oraz najwyższe efektywne naprężenia występują w wariancie z najniższym ciśnieniem w kawernie, $P_c=3$ MPa, gdzie wynoszą odpowiednio $14,6$ mm/rok oraz $25,9$ MPa. W tym przypadku, Obserwuje się tu wyższe naprężenia w okolicy górnego wierzchołka kawerny niż w dolnym. Z kolei znaczne zmniejszenie wartości przemieszczeń oraz naprężeń następuje wraz ze wzrostem ciśnienia gazu w kawernie. Zwiększenie ciśnienia gazu w kawernie do 11 MPa prowadzi do znacznego zmniejszenia tempa przemieszczeń oraz wielkości naprężeń, co wspomaga w utrzymaniu strukturalnej integralności kawerny i przeciwdziała deformacjom soli. Dla tego wariantu nieznacznie wyższe naprężenia odnotowano w okolicy dolnego wierzchołka kawerny niż w górnego.

16.2.4 Rola położenia kawerny w obrębie pokładu soli

Położenie kawerny znacząco wpływa na rozkład pola przemieszczeń i koncentracji naprężeń w górotworze, co ilustrują Fig. 16-15. Zmienność tych parametrów wzdłuż konturu kawerny przedstawiono na Fig. 16-16. Wyniki zaprezentowano dla trzech wariantów, gdzie wysokość półki stropowej wynosi $h_s=60, 50$ i 40 m. Dla celów porównawczych nie zmieniono tu wysokości kawerny, co prowadzi do komplementarnych zmian wysokości półki spągowej.

Obniżenie wysokości półki stopowej i tym samym zwiększenie półki spągowej prowadzi do znacznego wzrostu tempa przemieszczeń oraz koncentracji naprężeń w spągu kawerny. Zmiany na pozostałych częściach kawerny są niewielkie, co sugeruje, że położenie kawerny bliżej spągu warstwy jest preferowane z punktu widzenia jej stabilności i szczelności.

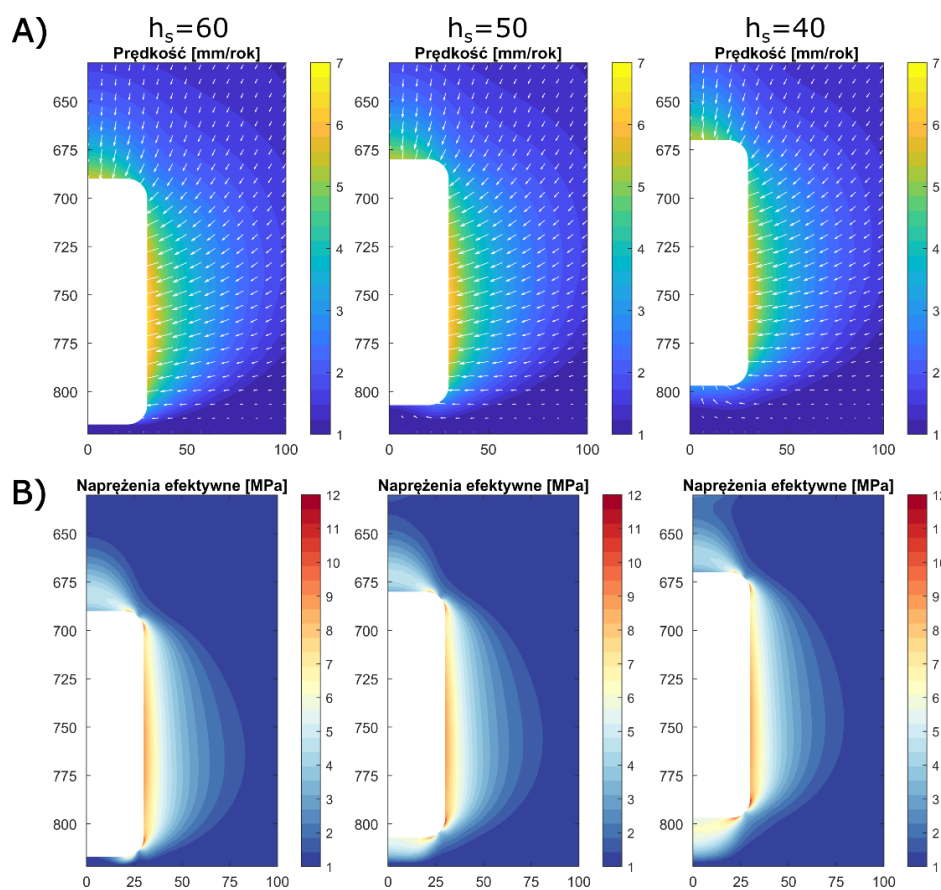


Fig. 16-15 Wpływ położenia kawerny na A) tempo przemieszczeń oraz B) napężenia efektywne wokół kawerny

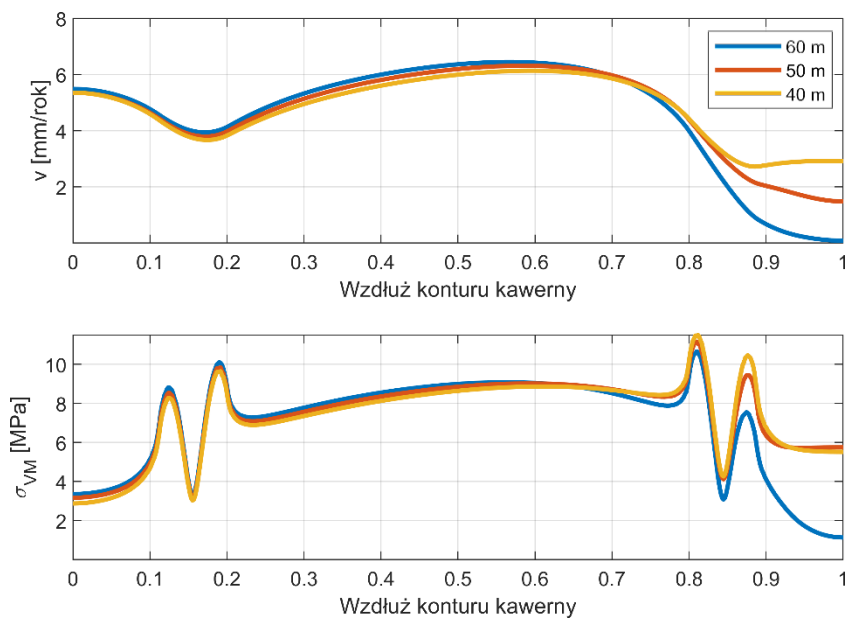


Fig. 16-16 Wpływ położenia kawerny w obrębie pokładu soli na A) tempo przemieszczeń oraz B) napężenia efektywne wokół kawerny dla różnych wartości miąższości półki stropowej h_s . Kontur kawerny został znormalizowany, gdzie wartość 0 oznacza środek stropu kawerny, natomiast wartość 1 reprezentuje środek spągu kawerny

16.2.5 Rola kształtu kawerny

Analiza wpływu kształtu kawerny na stabilność i szczelność kawern wymaga złożonego podejścia ze względu na szerokie spektrum zmienności tego parametru. W związku z tym przeprowadzono szereg testów, aby zrozumieć, jak zmiany geometrii kawerny wpływają na jej mechanikę. Testy te obejmowały różnorodne konfiguracje kształtów, z których każdy był analizowany pod kątem jego wpływu na dystrybucję prędkości przemieszczeń i naprężeń na brzegu kawerny, co pozwoliło na identyfikację optymalnych form zmniejszających ryzyko niepożądanych deformacji i zapewniających większą stabilność.

Wpływ średnicy kawerny

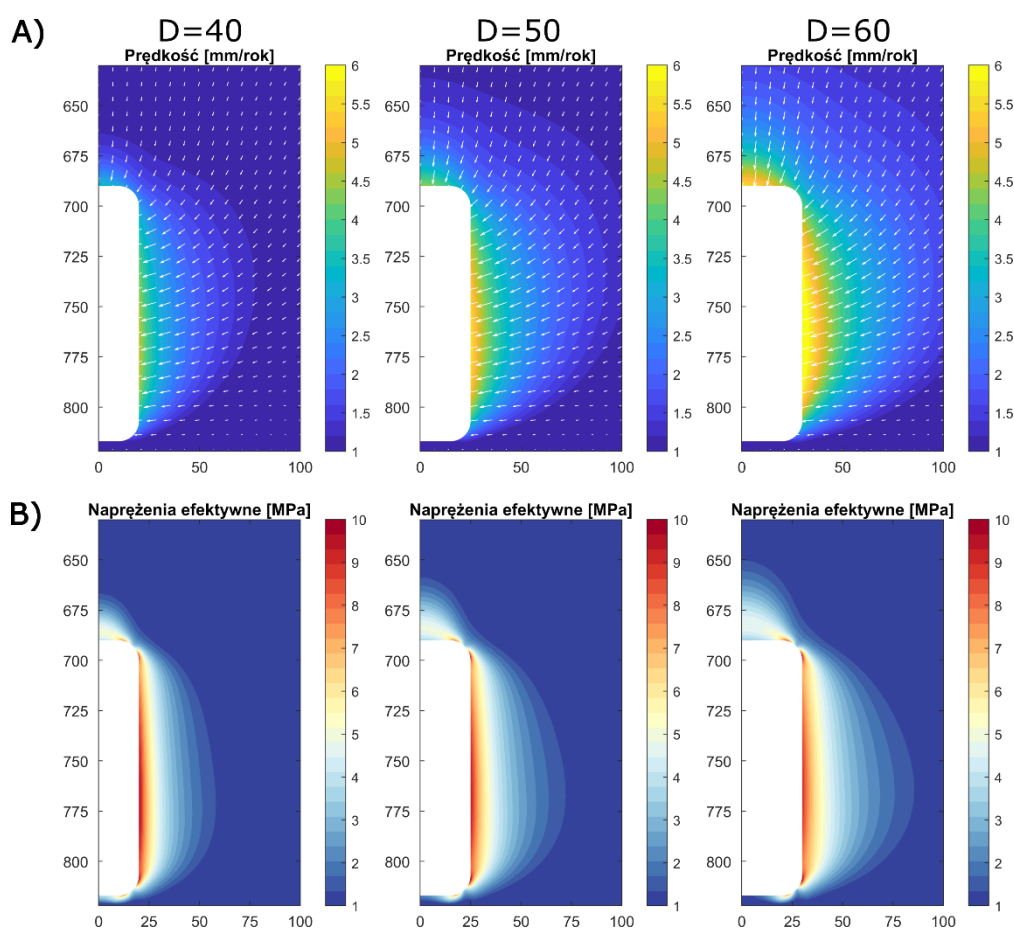


Fig. 16-17 Wpływ średnicy kawerny na A) tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wokół kawerny

Fig. 16-17 i Fig. 16-18 przedstawiają wpływ średnicy kawerny na tempo deformacji wokół kawerny oraz naprężeń efektywnych. Zmniejszenie średnicy kawerny z 60 do 40 m obniża maksymalne tempo przemieszczeń z nieco ponad 6 mm/rok do 4,7 mm/rok. Odpowiednio mniejsze odkształcenia obserwuje się również w stropie kawerny. W przypadku naprężeń efektywnych zmiana ta powoduje nieznaczne zmniejszenie maksymalnej wartości σ_{VM} z 10,6 do 10,3 MPa.

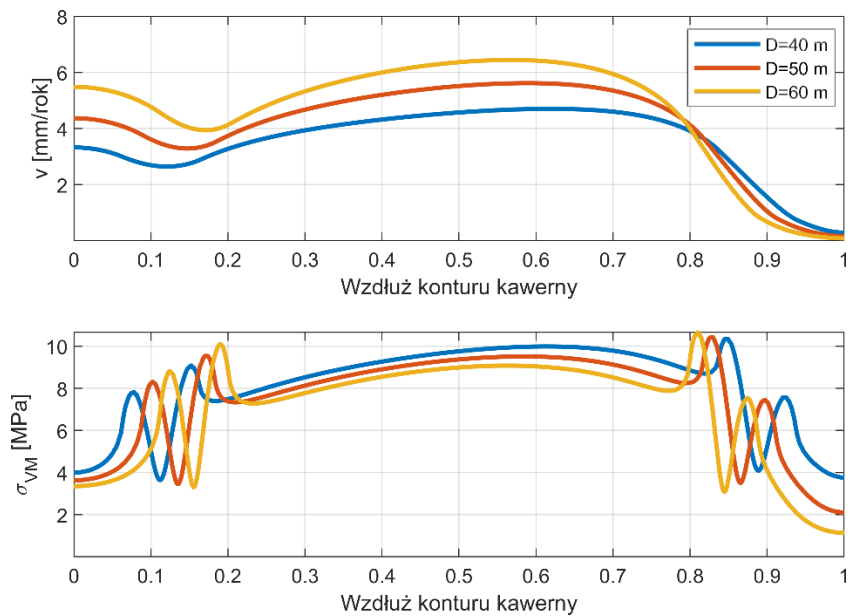


Fig. 16-18 Wpływ średnicy kawerny na A) tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wokół kawerny dla $D=40$, 50 i 60 m. Kontur kawerny został znormalizowany, gdzie wartość 0 oznacza środek stropu kawerny, natomiast wartość 1 reprezentuje środek spągu kawerny

Wpływ pionowej asymetrii

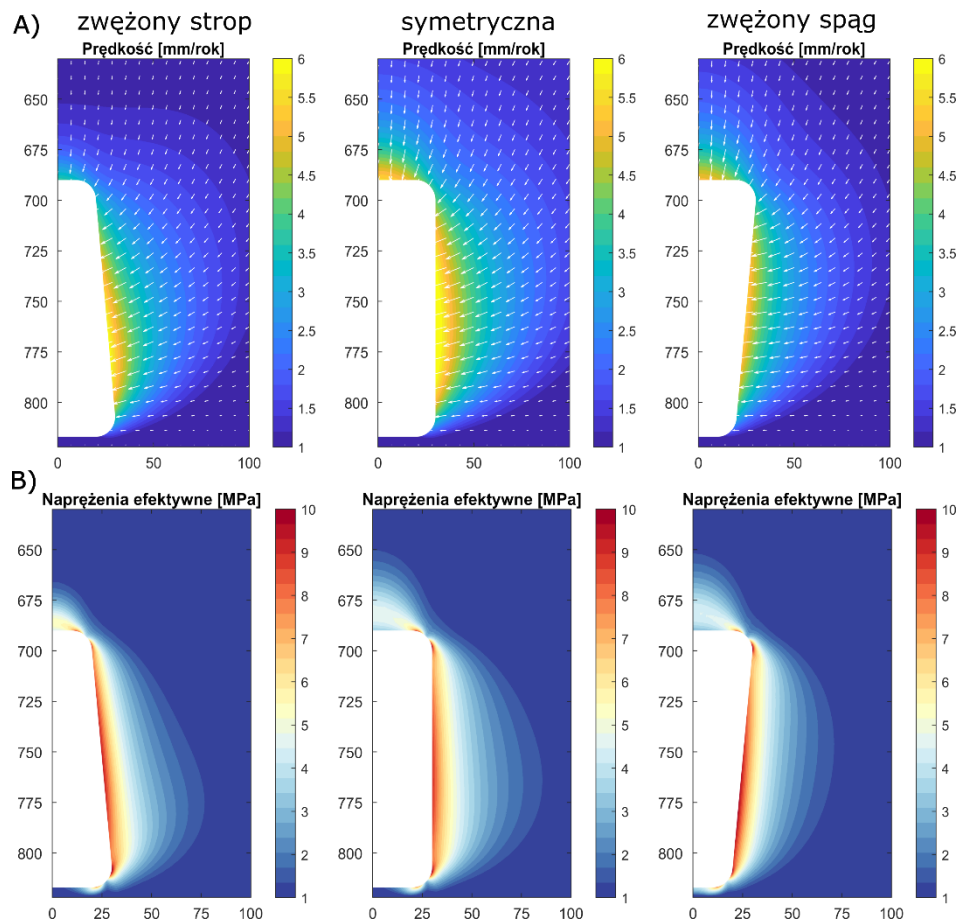


Fig. 16-19 Wpływ pionowej asymetrii geometrii kawerny na A) tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wokół kawerny

Pionowa asymetria geometrii kawerny, rozumiana jako stopniowe zmniejszanie lub zwiększanie jej średnicy wraz z głębokością, stanowi istotny czynnik modyfikujący pole przemieszczeń i naprężeń wokół kawerny (Fig. 16-19 i Fig. 16-20). W przypadku modeli asymetrycznych średnica kawerny zwęża się linowo z 60 do 30 m. W modelu ze zwężającym się stropem zauważalne jest znaczne obniżenie tempa przemieszczeń w stropie oraz nieznaczne obniżenie wokół ścian kawerny. W tej konfiguracji obserwuje się także wyższe naprężenia efektywne w stropie kawerny przy nieznacznych zmianach w spągu kawerny. W przypadku modelu ze zwężanym spągiem tempo przemieszczeń na stropie i ścianach jest nieco niższe w porównaniu z modelem symetrycznym, ale wartości są generalnie wyższe w rejonie spągu. Ten wariant także charakteryzuje się istotnie wyższymi naprężeniami w spągu, przy jedynie minimalnym obniżeniu naprężeń w stropie.

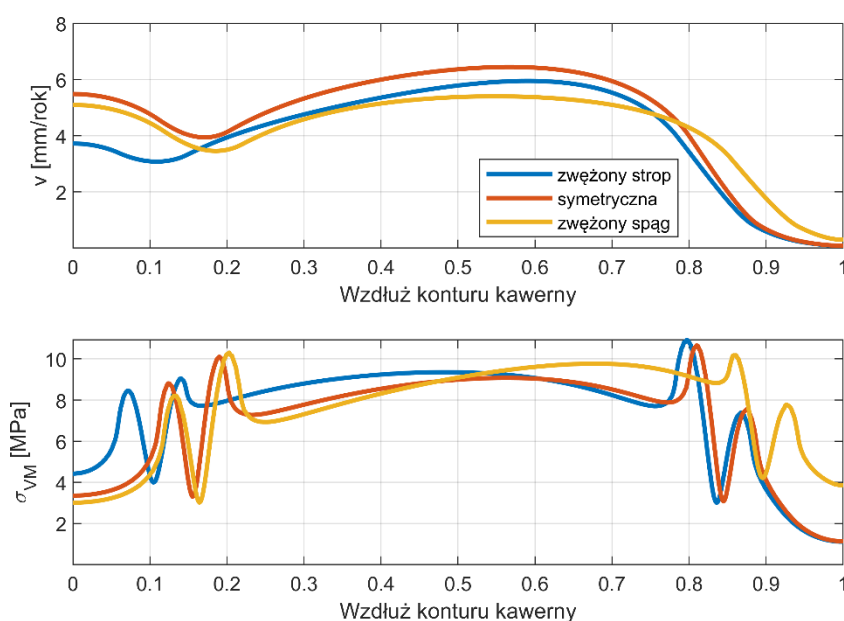


Fig. 16-20 Wpływ asymetrii kawerny na A) tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wokół kawerny dla przypadku modelu symetrycznego oraz asymetrycznego ze zwężonym stropem lub spągiem. Kontur kawerny został znormalizowany, gdzie wartość 0 oznacza środek stropu kawerny, natomiast wartość 1 reprezentuje środek spągu kawerny

Stopień wygładzenia tzw. wierzchołkach kawerny

Na kolejnym etapie analiz badany był wpływ stopnia wygładzenia na tzw. wierzchołkach kawerny, gdzie przyjęto różne promienie zaokrąglenia $r=5, 10$ i 15 m (Fig. 16-21 i Fig. 16-22). Mniejszy promień odpowiada większej krzywiźnie krawędzi, co skutkuje bardziej zaznaczonym lokalnym wzrostem naprężeń w tych rejonach. Natomiast większy promień zaokrąglenia prowadzi do bardziej równomiernego rozkładu naprężeń oraz tempa przemieszczeń w stropie i spągu kawerny. W efekcie różnicowania tego parametru obserwuje się nieznaczne tylko zmiany wartości monitorowanych pól wzdłuż ścian kawerny.

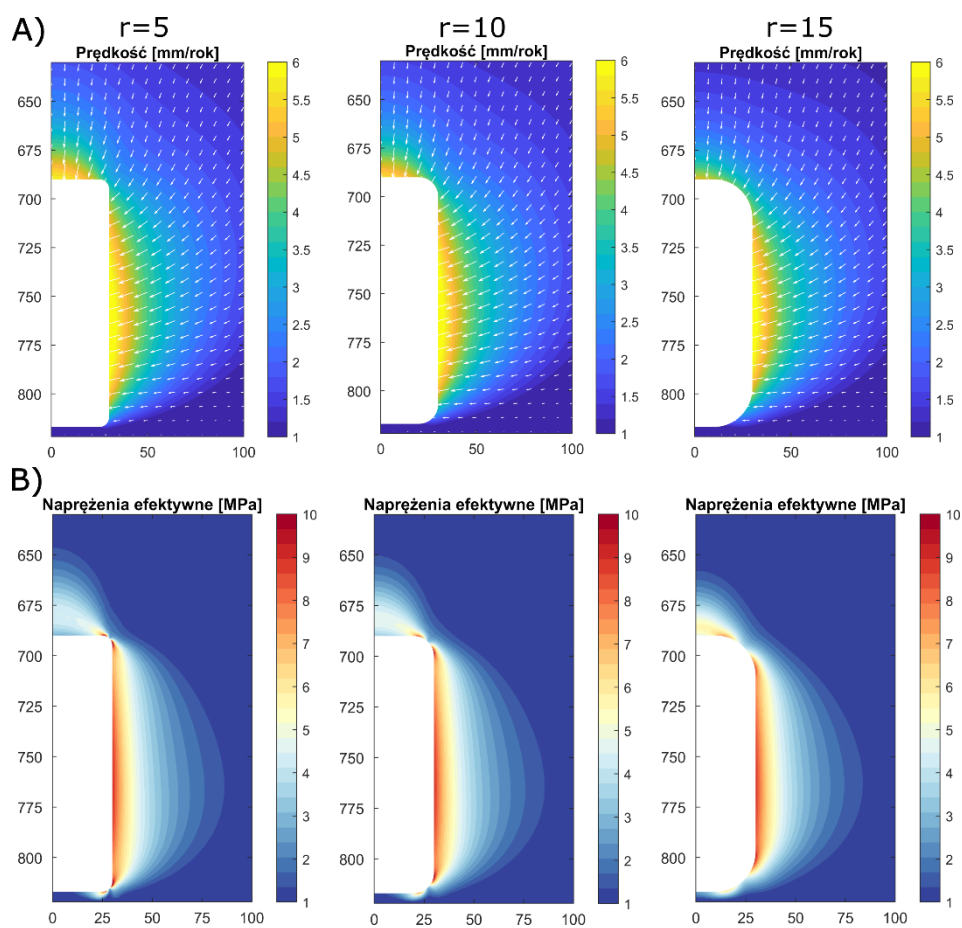


Fig. 16-21 Wpływ stopnia wygładzenia brzegu kawerny dla $r=5, 10$ i 15 na A) tempo przemieszczeń oraz B) napężenia efektywne wokół kawerny

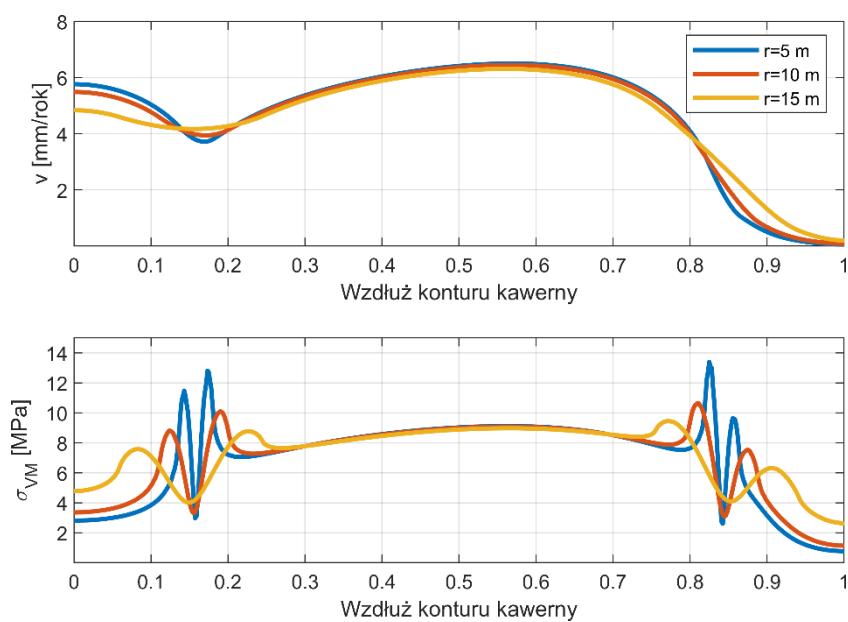


Fig. 16-22 Wpływ stopnia wygładzenia brzegu kawerny dla $r=5, 10$ i 15 m. Kontur kawerny został znormalizowany, gdzie wartość 0 oznacza środek stropu kawerny, natomiast wartość 1 reprezentuje środek spągu kawerny

Bardziej złożony kształt

W modelach często zakłada się uproszczoną geometrię kawern, co nie uwzględnia złożonego procesu ługowania oraz nieregularności złoza. Takie uproszczenie może prowadzić do znaczących różnic między przyjętymi a rzeczywistymi geometriami kawern, co z kolei może skutkować błędną oceną jej stabilności i szczelności. W związku z tym, w celu lepszego zrozumienia wpływu rzeczywistej geometrii kawern na ich zachowanie, na kolejnym etapie badań bezpośrednio użyte zostały kształty kawern z Kosakowa K6-, K-8 oraz K-9. Analiza ich wpływu na pole prędkości oraz naprężeń wokół kawerny została przedstawiona na Fig. 16-23 oraz Fig. 16-24.

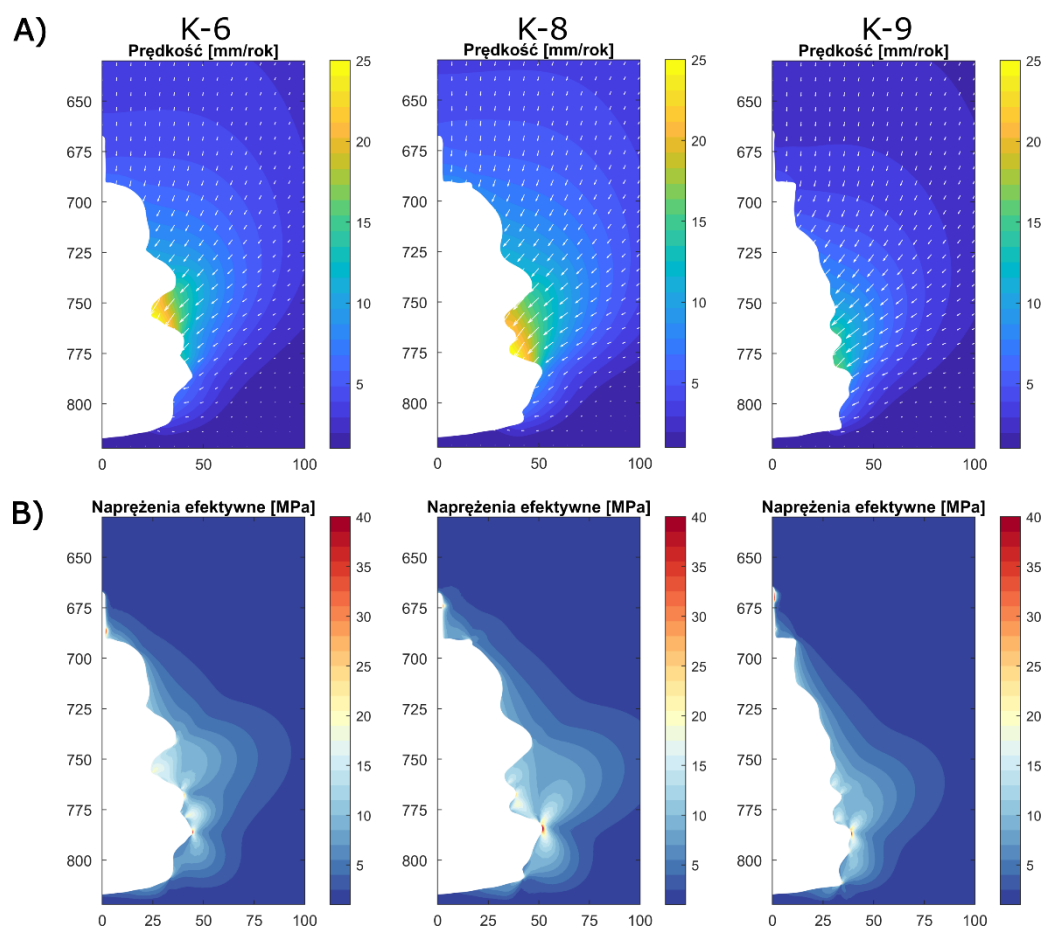


Fig. 16-23 A) Tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wokół złożonych geometrii kawern reprezentowanych przez kształty kawern K-6, K-8 i K-9 z Kosakowa

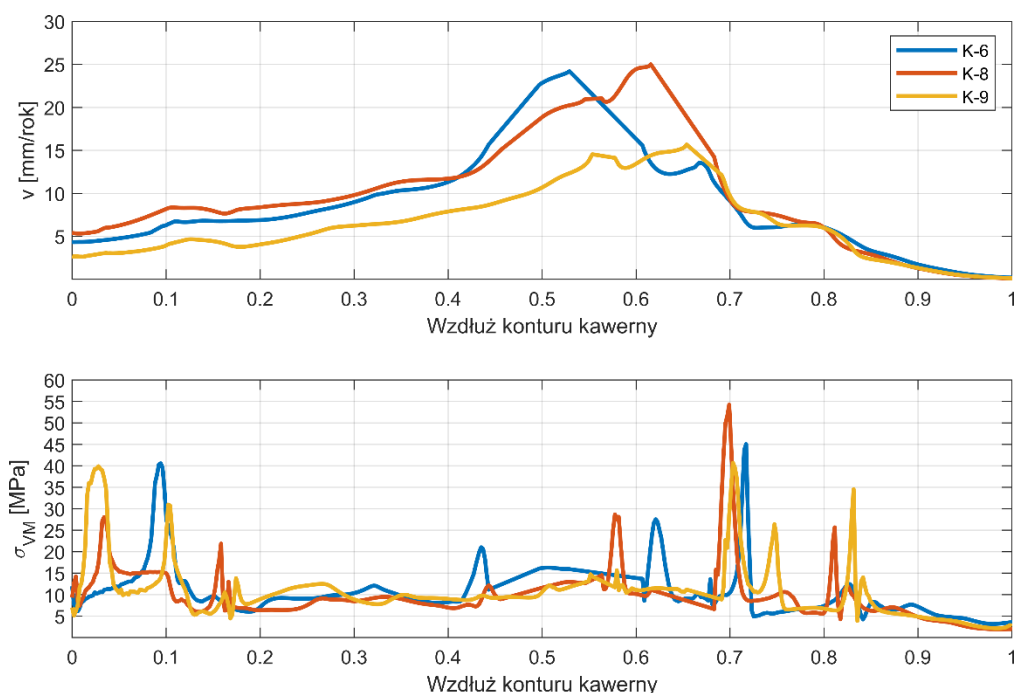


Fig. 16-24 A) Tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wzdłuż konturu kawerny dla złożonych geometrii kawern reprezentowanych przez kształty kawern K-6, K-8 i K-9 z Kosakowa

Tempo przemieszczeń w modelach o złożonej geometrii może być kilkukrotnie wyższe niż w modelach o uproszczonych kształtach, lokalnie przekraczając 20 mm/rok. Największe wartości przemieszczeń obserwuje się w obszarach „wypukłych” w kierunku kawerny, gdzie średnica kawerny lokalnie się zmniejsza. Z kolei największa koncentracja naprężeń występuje w obszarach o dużej krzywiznie, co może prowadzić do kilkukrotnego wzrostu naprężeń. Wyniki tych analiz podkreślają, że osiągnięcie regularnego kształtu kawerny jest kluczowym aspektem w zapewnieniu jej stabilności i szczelności. Wszelkie nieregularności kształtu znacząco wpływają na lokalne zmiany stanu naprężeń i dynamikę konwergencji kawerny.

16.2.6 Rola głębokości posadowienia kawerny

W ostatniej analizie badaliśmy wpływ głębszego posadowienia stropu pokładu soli H_s i tym samym głębszego umiejscowienia kawerny w górotworze. W modelach przyjęliśmy wartości $H_s=530, 630$ i 730 m p.p.t. (Fig. 16-25 i Fig. 16-26) zachowując stałą miąższość soli. Dla większej porównywalności wyników dostosowaliśmy również ciśnienia w kawernach, które wynosiły $0,7 \cdot \sigma_v$, osiągając odpowiednio 9,5, 11 i 12,5 MPa.

Płytse położenie kawerny prowadzi do zmniejszenia ciśnienia nadkładu i tym samym do redukcji tempa przemieszczeń. Obniżenie głębokości z 630 na 530 m spowodowało zmniejszenie tempa przemieszczeń z 6,4 na 5,7 mm/rok. Z kolei zwiększenie głębokości o 100 m z 630 na 730 m spowodowało wzrost maksymalnego tempa przemieszczeń do 7,1 mm/rok. Największe różnice w tempie przemieszczeń obserwowaliśmy na ścianach oraz w centrum stropu kawerny. W przypadku naprężeń efektywnych, najbardziej zauważalne zmiany występują w wierzchołkach i na ścianach kawerny.

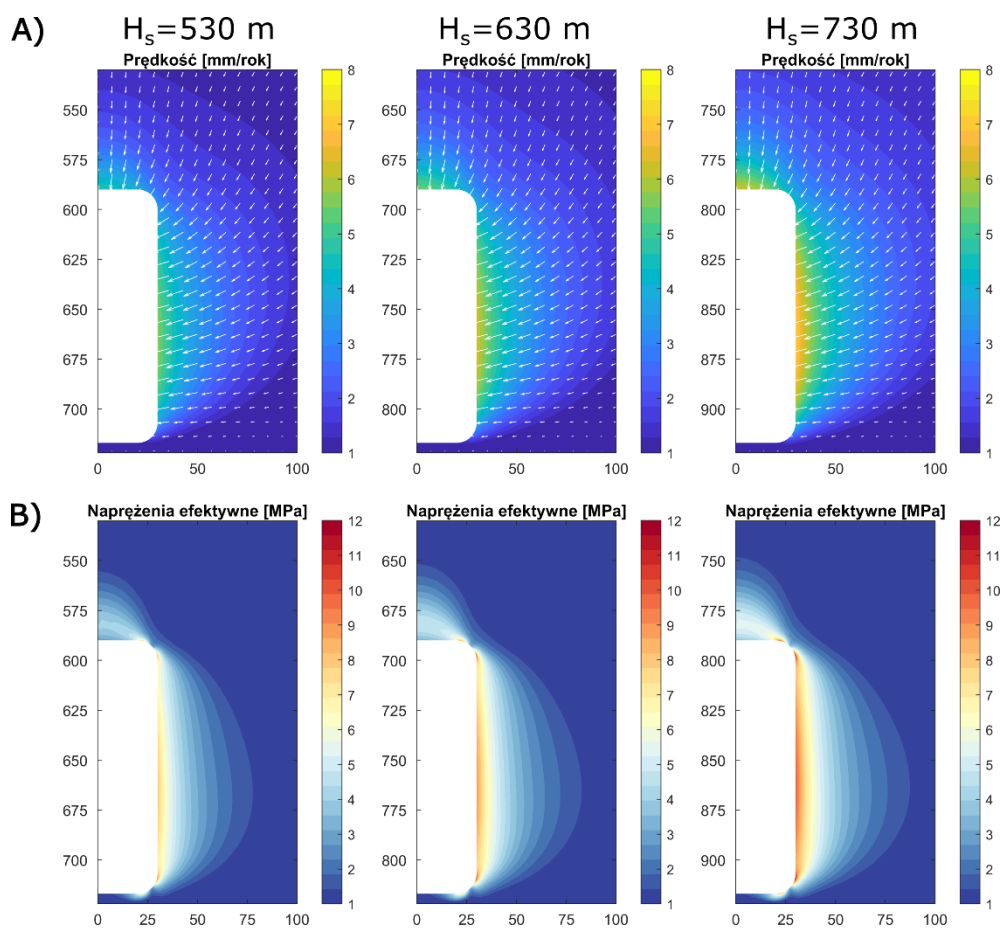


Fig. 16-25 Wpływ głębokości zalegania złoża dla $H_s=530, 630$ i 730 m na A) A) tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wokół kawerny

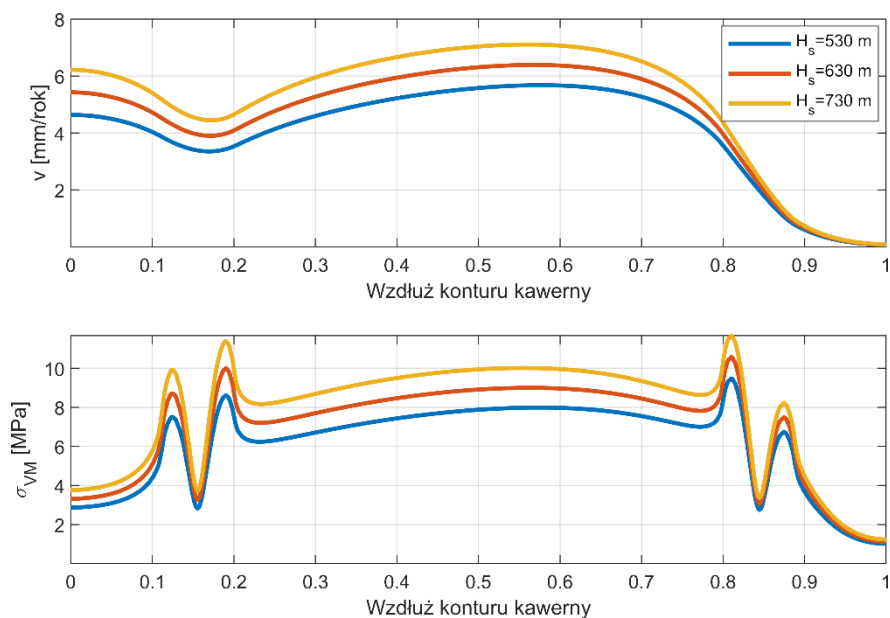


Fig. 16-26 Wpływ głębokości zalegania złoża dla $H_s=530, 630$ i 730 m. Kontur kawerny został znormalizowany, gdzie wartość 0 oznacza środek stropu kawerny, natomiast wartość 1 reprezentuje środek spągu kawerny

16.3 Podsumowanie

Przedstawione wyniki modelowania numerycznego podkreślają znaczenie pięciu głównych czynników na zachowanie górotworu wokół kawern:

- a) **Geometria kawerny:** Badania wskazują, że kształt kawerny jest kluczowym elementem zapewniającym jej stabilność i szczelność. Optymalny kształt to regularna, rozszerzająca się ku spągowi kawerna z zaokrąglonymi wierzchołkami. Nieregularności w geometrii mogą znacząco zwiększać tempo deformacji i koncentrację naprężeń.
- b) **Ciśnienie w kawernie:** Wyższe ciśnienie operacyjne stabilizuje kawernę, ograniczając szybkie przemieszczenia i zmniejszając koncentrację naprężeń. Utrzymanie wysokich wartości ciśnienia jest zalecane dla długotrwałej stabilności.
- c) **Właściwości mechaniczne soli:** Reologia soli, w tym wielkość kryształów soli, ma znaczący wpływ na tempo deformacji zwłaszcza w kontekście dominacji procesu pełzania dyfuzyjnego (operuje przy niskich naprężeniach dyferencjalnych). Sole gruboziarniste zapewniają większą stabilność.
- d) **Głębokość położenia kawerny:** Analiza ujawniła, że kawerny zlokalizowane bliżej spągu pokładu solnego wykazują niższe tempo przemieszczeń i niższe koncentracje naprężeń.
- e) **Głębokość posadowienia kawerny oraz ciężar nadkładu:** parametry te mają wpływ na definiowanie warunków brzegowych w modelowaniu numerycznym. Analiza wykazała, że wahania ciężaru nadkładu generalnie nie prowadzą do istotnych zmian w rozkładzie tempa przemieszczeń oraz w polu naprężeń. Jednakże, znaczące zmiany głębokości posadowienia kawerny, przekraczające 100 metrów, mogą wywołać znaczące efekty w wynikach symulacji.

Wyniki modelowania numerycznego podkreślają potrzebę dokładnej analiz geologicznej przed lokalizacją i projektowaniem kawern. W kontekście bezpieczeństwa i stabilności, głębokość kawerny powinna być starannie dobierana i uwzględniać specyfikę górotworu w tym własności mechaniczne górotworu, aby zoptymalizować warunki operacyjne i minimalizować ryzyko nieoczekiwanych zmian w strukturze geologicznej. Ponadto staranne projektowanie i wykonanie (obejmujące proces ługowanie) kształtu kawern są niezbędne do efektywnej i bezpiecznej eksploatacji kawern.

16.4 Porównanie czterech najbardziej perspektywicznych otworów

Niniejsza analiza, oparta na wynikach modelowania numerycznego, koncentruje się na ocenie stabilności i szczelności kawern opisanych w pokładach soli, z uwzględnieniem specyfik geologicznych czterech kluczowych otworów: Ostrowo IG-3, Swarzewo IG-3, Głuszewo IG-1 oraz Sulicice IG-2 (Fig. 16-27). W modelu założono asymetryczny kształt kawerny, której średnica przy stropie ma 30 m, a przy spągu 60 m. Promień zaokrąglenia wierzchołków kawerny wynosi $r=15$ m. W modelu założono maksymalną wysokość kawerny, gdzie w pokładzie soli zostawiono półkę stopową równą 60 m i półkę spągową równą 5 m. Dla celów porównawczych we wszystkich modelach przyjęto średnią gęstość nadkładu 2350 kg/m^3 i lepkość $4 \cdot 10^{17} \text{ Pa}\cdot\text{s}$. Ciśnienie w kawernie przyjęto na poziomie $0,8 \cdot \sigma_v$ mierzonej na głębokości buta rur, co w przybliżeniu odpowiada dopuszczalnemu maksymalnemu ciśnieniu gazu w kawernie.

Tab. 16-2 Ocena pojemności magazynowej

	Model A	Model B	Model C	Model D
	Ostrowo IG-3 (region A)	Swarzewo IG-3 (region B)	Głuszewo IG-1 (region C)	Sulicice IG-2 (region D)
Strop soli [m p.p.t.]	630	771	755	716
Spąg soli [m p.p.t.]	822	919	952	898
Mięższość soli Na1 [m]	192	148	197	182
Wysokość kawerny [m]	127	83	132	117
Średnica kawerny [m]	60	60	60	60
Objętość kawerny [mln m^3]	0,20	0,13	0,21	0,19
Max. ciśnienie	12,9	15,5	15,3	14,6
Min. ciśnienie	3,22	3,88	3,82	3,64
Pojemność magazynowa [mln kg]	1,544	1,203	1,879	1,694

Z powodu zróżnicowanej grubości pokładu soli, dostępne wysokości oraz maksymalne pojemności kawern są zróżnicowane. W modelu B, kawerna osiąga wysokość 83 m, co jest znacznie mniej w porównaniu do modeli A, C i D, gdzie kawerny osiągają wysokość ponad 115 m. Ze względu na cele porównawcze, dla wszystkich modeli przyjęto identyczną średnicę kawern wynoszącą 60 m, chociaż w przypadku modelu B średnica ta przekracza dopuszczalne normy, które wynoszą maksymalnie 2/3 średnicy D. Przy tak ustalonych parametrach, objętości kawern dla modeli A, B, C i D wynoszą odpowiednio 0,20 mln m^3 , 0,13 mln m^3 , 0,21 mln m^3 oraz 0,19 mln m^3 .

Modele B, C i D są głębiej posadowione, co przekłada się na ich większy zakres ciśnień operacyjnych i w konsekwencji na ich większą pojemność magazynową (Tab. 16-2). Obliczenia pojemności magazynowej m_{mag} wyrażonej w masie (zgodnie z równaniem 5.12) wykonano dla wodoru (masa molowa $M=2 \text{ g/mol}$) i uwzględniono gradient termiczny wynoszący $2,2 \text{ }^\circ\text{C/km}$, założono współczynnik ściśliwości gazu $Z=1$ oraz przyjęto minimalne i maksymalne ciśnienia na poziomie, odpowiednio,

$0,8 \cdot \sigma_v$ oraz $0,2 \cdot \sigma_v$. Dla tak określonych parametrów największą pojemność magazynową osiągają kawerny w modelach C i D, z wartościami wynoszącymi odpowiednio ponad 1,8 mln kg i ok. 1,7 mln kg. Model A charakteryzuje się pojemnością ponad 1,5 mln kg, podczas gdy model B umożliwia zmagazynowanie ponad 1,2 mln kg.

Badania numeryczne, mające na celu ocenę stabilności i szczelności kawern w modelach A-D, nie wykazały istotnych różnic między poszczególnymi modelami pod względem ogólnej struktury wyników. Jednakże, obserwuje się zróżnicowanie w dynamice przemieszczeń i naprężeń, które są zależne od głębokości zlokalizowania kawern.

Modele C i D, zlokalizowane na większych głębokościach, wykazują wyższe tempo przemieszczeń na bokach kawerny, przekraczające 14 mm/rok. W porównaniu, modele A i B osiągają nieco niższe tempo, wynoszące nieznacznie powyżej 12 mm/rok.

Analiza naprężeń ukazuje, że najwyższe wartości naprężeń występują w stropach kawern. W modelach B, C i D naprężenia te osiągają poziom 27 MPa, podczas gdy dla modelu A wartość ta wynosi ponad 23 MPa. Naprężenia na bokach kawern dla wszystkich modeli przekraczają 15 MPa, z nieco wyższymi wartościami dla modeli C i D. Dodatkowo, zauważalna jest zwiększona koncentracja naprężeń w dolnym wierzchołku kawern.

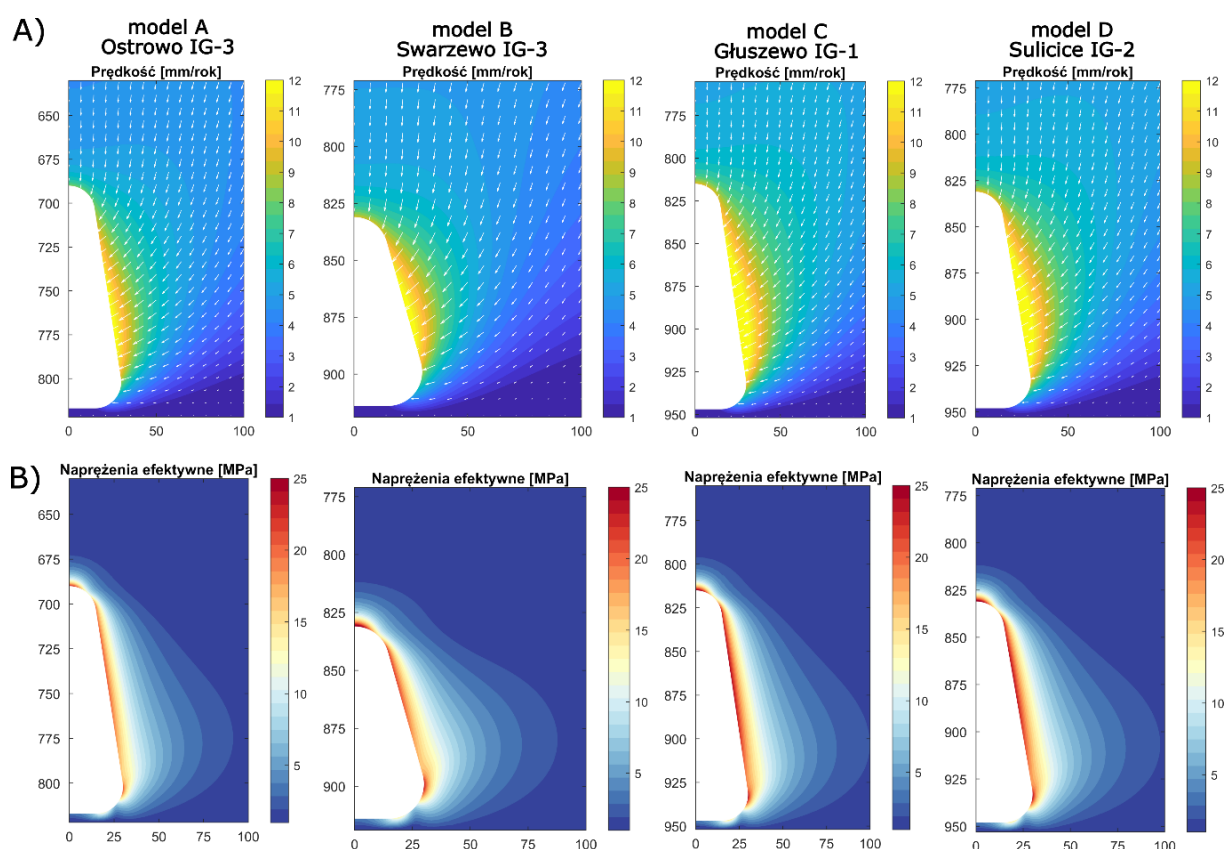


Fig. 16-27 A) Tempo przemieszczeń oraz B) naprężenia efektywne wokół kawerny dla czterech wybranych modeli

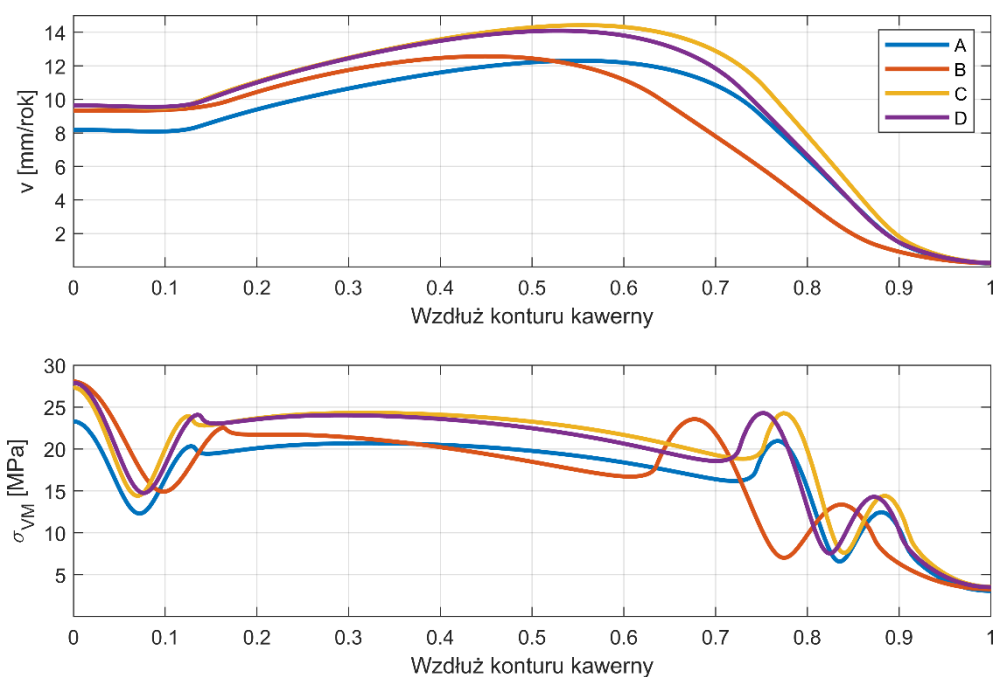


Fig. 16.28 Tempo przemieszczeń oraz naprężenia efektywne wokół kawerny dla czterech wybranych modeli A, B, C i D

16.5 Literatura

- Cała, M., Cyran, K., Kowalski, M., Wilkosz, P., 2018. Influence of the Anhydrite Interbeds on a Stability of the Storage Caverns in the Mechelinki Salt Deposit (Northern Poland). Archives of Mining Sciences 63, 1007–1025. <https://doi.org/10.24425/ams.2018.124990>
- Cyran, K., Kowalski, M., 2021. Shape Modelling and Volume Optimisation of Salt Caverns for Energy Storage. Applied Sciences 11. <https://doi.org/10.3390/app11010423>
- Lankof, L., Tarkowski, R., 2020. Assessment of the potential for underground hydrogen storage in bedded salt formation. International Journal of Hydrogen Energy 45, 19479–19492. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2020.05.024>

17 Podsumowanie

(Marta Adamuszek)

Wyniesienie Łeby jest atrakcyjnym obszarem do tworzenia podziemnych magazynów energii. Istotnym atutem tego regionu, poza bliskością Bałtyku, jest obecność grubej warstwy najstarszej soli kamiennej Na1, o średniej miąższości przekraczającej 125 metrów, położonej na głębokościach od 500 do 1100 metrów pod powierzchnią terenu. Poziomo zalegający pokład solny charakteryzuje się dużą jednorodnością i ma bardzo łagodne nachylenie, nie przekraczające 10 stopni w kierunku południowo-wschodnim (SSE). Brak większych zaburzeń tektonicznych oraz korzystne warunki hydrogeologiczne dodatkowo zwiększają atrakcyjność tego obszaru. Zbudowane w tym regionie kawerny mogłyby być wykorzystane do gromadzenia nadwyżek energii pozyskanej z OZE w tym z rozwijających się farm wiatrowych na Bałtyku.

W ramach niniejszego projektu na obszarze wyniesienia Łeby zostały wyznaczone cztery obszary najbardziej perspektywiczne pod kątem lokowania kawern. Obszary te wyznaczono opierając się na nowej, opracowanej w ramach niniejszego projektu mapie miąższości, która została stworzona na podstawie najbardziej aktualnego zbioru danych otworowych oraz interpretacji danych sejsmicznych 2D. Zastosowanie sejsmiki pozwoliło uzyskać bardziej precyzyjny obraz miąższości pokładów soli, szczególnie w miejscach o mniejszym zagęszczeniu danych otworowych. Nowe mapy ujawniają miejscami znaczne różnice w miąższości soli mogące przekraczać 100 m w porównaniu z wcześniejszymi opracowaniami literaturowymi dotyczącymi tego regionu.

Lokalne zróżnicowanie miąższości soli na tym obszarze jest bezpośrednio związane z obecnością grzbietów anhydrytowych położonych poniżej warstwy soli. Grzbiety te mogą osiągać wysokość ponad 100 metrów i są skorelowane ze znacznym zmniejszeniem miąższości nadległej soli kamiennej. Co istotne, sumaryczna miąższość warstw anhydrytu i soli kamiennej pozostaje względnie stała, co sugeruje, że obecność anhydrytów ma kluczowe znaczenie dla rozkładu miąższości soli w danym obszarze. W niektórych otworach nad grzbietem anhydrytowym brak jest soli (m.in. niektóre otwory w rejonie Mieroszyna). Z tego powodu istotnym wkładem do interpretacji miąższości soli Na1 są analizy przeprowadzone nieco na południe od wyniesienia Łeby, gdzie wykorzystano sejsmikę refleksyjną 3D (zdjęcie Opalino-Lubocino). Analizy ujawniły poligonalny układ grzbietów, rozdzielonych panwami solnymi, o stosunkowo małych rozmiarach (2-3 km) i przecinanych przez niższe grzbiety anhydrytowe II-rzędu. Podobne struktury poligonalne zostały opisane również w innych miejscach w północnej Polsce. Obserwacje te wskazują na możliwość występowania analogicznych struktur geologicznych na całym obszarze, w tym na wyniesieniu Łeby. Jednakże, z uwagi na to, że grzbiety anhydrytowe stanowią stosunkowo wąskie strefy, ich identyfikacja na mapach opracowanych na podstawie danych sejsmiki 2D oraz otworów może być utrudniona. Brak dostępu do danych sejsmiki 3D na tym obszarze może prowadzić do niedostatecznego rozpoznania obecności i geometrii tych struktur.

Przy wyznaczaniu obszarów perspektywicznych na wyniesieniu Łeby skupiono się na północno-wschodniej części tego rejonu, gdzie dostępność i jakość danych są najwyższe. Jest to także obszar położony blisko budowanych farm wiatrowych. W procesie selekcji wykluczono tereny zabudowane, obszary chronione, pas nadbrzeżny, tereny o specjalnym przeznaczeniu, zbiorniki wód powierzchniowych oraz obszary zarezerwowane pod ewentualną budowę elektrowni jądrowych,

co pozwoliło na optymalizację wyboru lokalizacji pod kątem bezpieczeństwa i minimalizacji konfliktów użytkowania.

17.1 Potencjał magazynowy i kryteria oceny struktury solnej

Proces oceny struktury i na dalszym etapie wyboru najkorzystniejszej lokalizacji pod kątem możliwości budowy kawern solnych obejmuje kilka etapów. Pierwszym z nich jest ustalenie kryteriów wyboru optymalnych lokalizacji, następnym określenie wag tych kryteriów, a następnie porównanie opcji lokalizacyjnych i sporządzenie ich rankingu. Proces ten umożliwia wykonanie porównań ilościowych w różnych wariantach wag dla kryteriów.

Najczęściej stosowane kryteria wykluczające przy wyborze lokalizacji kawern obejmują:

- a) Minimalna głębokość zalegania struktury solnej – zakłada się, że powinna być większa niż 500 m dla bezpieczeństwa i opłacalności inwestycji, choć niektóre źródła sugerują próg 300 m.
- b) Maksymalna głębokość zalegania struktury solnej – zakłada się, że nie powinna przekraczać 1800-2000 m ze względu na wzrost tempa konwergencji kawern wraz ze wzrostem temperatury i naprężeń dyferencjalnych.
- c) Miąższość struktury solnej – przyjmuje się, że powinna przekraczać 100 m, ale są także sugestie dotyczące minimalnej wartości 20 m.
- d) Obecność przewarstwień – ze względu na nierównomierność ługowania niejednorodnych soli i wpływ na stabilność kawern, przyjmuje się maksymalną miąższość pojedynczego przewarstwienia poniżej 3 m.
- e) Obecność uskoków i struktur tektonicznych – zaleca się unikanie lokowania kawern w pobliżu uskoków, które mogą zostać reaktywowane przez naprężenia ścinające podwyższone w sąsiedztwie kawern.
- f) Stopień zanieczyszczenia soli – preferowane są pokłady soli o wysokiej czystości i korzystnych właściwościach mechanicznych.

Przedstawione kryteria pozwalają w sposób klarowny eliminować obszary mało perspektywiczne. Określenie ocen pozwalających na porównanie wagi różnych parametrów jest kwestią złożoną i nie zawsze całkowicie obiektywną. Z drugiej strony, metoda pozwalająca na bardziej kwantyfikowalne porównanie możliwości różnych lokalizacji pod budowę kawern solnych opiera się na ocenie np. pojemności magazynowej lub w bardziej zaawansowanych modelach ocenie potencjału magazynowego. Podczas obliczania potencjału, uwzględniane są nie tylko podstawowe parametry geologiczne, jak głębokość zalegania struktury solnej czy jej miąższość, ale również parametry operacyjne takie jak minimalne i maksymalne ciśnienie w kawernie. W literaturze dostępne są różnorodne metody obliczeń, które mogą również brać pod uwagę bardziej złożone czynniki, np. nieregularność kształtu kawerny oraz tempo konwergencji, czyli stopień, w jakim kawerna zmienia swoje wymiary pod wpływem ciśnienia geologicznego i operacyjnego. Takie parametry pozwalają na bardziej precyzyjne określenie zdolności magazynowej w kontekście długoterminowej eksploatacji kawern. W niniejszym opracowaniu przedstawiono różne metody obliczania potencjału

magazynowego, które uwzględniają różne czynniki oraz ich wartości. Podjęto również próbę porównania różnych metod i ich wpływ na wartość potencjału magazynowego.

Wykorzystanie potencjału magazynowego umożliwia efektywne wieloparametryczne porównywanie różnych lokalizacji dzięki czemu, zarówno inwestorzy jak i decydenci będą mogli dokonać analizy efektywności i rentowności inwestycji, a także niektórych aspektów ryzyka inwestycyjnego lub środowiskowego. Należy jednak zaznaczyć, że choć analiza potencjału magazynowego dostarcza istotnych wstępnych informacji, stanowi ona jedynie pierwszy etap szerszej analizy. Dalsze badania i szczegółowe analizy techniczne są niezbędne, aby w pełni ocenić aspekty związane z bezpieczeństwem, a także techniczną i ekonomiczną wykonalnością projektu w danej lokalizacji.

17.2 Analiza stabilności i szczelności kawern solnych

Szczegółowe analizy pozwalające na uwzględnienie mechanicznego zachowania się pokładów soli wymagają wykorzystania metod numerycznych. W ramach projektu stworzono od podstaw model numeryczny, który został zaprojektowany do badania stabilności i szczelności kawern solnych. W celu weryfikacji poprawności implementacji rozwiązań matematycznych oraz oceny wiarygodności modelu przedstawiono szereg testów porównujących rozwiązania analityczne i numeryczne. W modelach założono mechaniczną jednorodność i izotropię pokładu soli.

Model numeryczny został wykorzystany do szczegółowej analizy wpływu różnych parametrów geometrycznych, mechanicznych i operacyjnych na tempa deformacji wokół kawern oraz naprężeń efektywnych. Oba te parametry stanowią kluczowe narzędzia do oceny stabilności i szczelności kawern. Aby lepiej zrozumieć wpływ różnych czynników, wyniki przedstawiono dla modelu statycznego. Badania te podkreśliły znaczenie następujących czynników:

- a) **Geometrii kawerny:** kształt i wymiary kawerny mają bezpośredni wpływ na rozkład naprężeń wokół kawerny, co jest istotne dla utrzymania jej integralności strukturalnej. Optymalny kształt kawerny, który rozszerza się ku dołowi z wygładzonymi wierzchołkami, pomaga zminimalizować koncentrację naprężeń.
- b) **Ciśnienia w kawernie:** kluczowe dla zarządzania operacyjnego kawern - wysokie ciśnienie pomaga zachować integralność strukturalną kawern, spowalniając ich konwergencję/zaciskanie. Niskie ciśnienie natomiast może przyspieszyć pękanie, zwiększając ryzyko deformacji i potencjalnej utraty szczelności.
- c) **Lepkości soli:** wpływa na tempo, z jakim sól reaguje na zmiany ciśnienia i warunków operacyjnych, co jest kluczowe dla tempa zaciskania się kawern. Wyższa lepkość skorelowana jest z większymi rozmiarami kryształów soli, efektywnie obniżając tempo zaciskania się kawern.
- d) **Głębokość posadowienia kawerny w obrębie pokładu:** kawerny położone bliżej spągu solnego pokładu charakteryzują się mniejszą dynamiką przemieszczeń oraz niższym poziomem naprężeń. Jest to korzystne dla stabilności i długoterminowej trwałości tych struktur.
- e) **Głębokość zalegania pokładu i ciężar nadkładu:** parametry te są kluczowe przy określaniu warunków brzegowych w modelowaniu numerycznym. Chociaż wahania ciężaru nadkładu

zazwyczaj nie wpływają znacząco na rozkład tempa przemieszczeń ani na pole naprężeń, zmiany w głębokości zalegania pokładu przekraczające 100 metrów, mogą znacząco wpływać na wyniki.

Podsumowując, wykorzystanie modeli numerycznych w ocenie parametrów kawern solnych umożliwia bardziej precyzyjne dostosowanie projektów pod kątem geologicznym i operacyjnym, co zwiększa bezpieczeństwo i efektywność magazynowania w kawernach. Ostatecznie, wybór miejsca pod kavernę solną powinien być oparty na dogłębnej analizie geotechnicznej, która bierze pod uwagę zarówno naturalne właściwości geologiczne lokalizacji, jak i przewidywane warunki eksploatacyjne a także oczekiwane możliwości magazynowe.

17.3 Perspektywy

Rozpoczęte w ramach niniejszego projektu badania na temat stabilności i szczelności kawern stanowią solidną podstawę dla dalszego rozwoju zastosowanych metod analiz. Naturalnym kierunkiem jest rozszerzenie analizy na dynamiczne modele numeryczne, które w scenariuszach długoterminowych badają stabilność i szczelność kawern. W tym kontekście kluczowe będą szeroko zdefiniowane w literaturze kryteria oceny, które pozwolą na kompleksową analizę wielu parametrów.

W ramach już przyjętego do realizacji planu prac Polskiej Służby Geologicznej (PSG) przewidziano realizację projektów skupiających się na wpływie mechanicznej niejednorodności ośrodka skalnego na stabilność i szczelność kawern solnych. Planowane badania własności mechanicznych soli z obszaru wyniesienia Łeby są odpowiedzią na dotychczasowe ograniczenia w dostępnych danych. Zgromadzone informacje wskazują na znaczną zmienność właściwości soli kamiennej, zarówno na obszarze wyniesienia Łeby, jak i w innych regionach. Podkreśla to potrzebę systematyzacji wiedzy dot. reologii soli i przeprowadzania nowych badań dla podwyższenia wiarygodności otrzymanych wyników analiz.

Zaplanowane działania w ramach PSG mają na celu nie tylko rozszerzenie bazy danych dotyczących właściwości soli, ale również zastosowanie rozwiniętych modeli numerycznych w celu zwiększenia efektywności i bezpieczeństwa eksploatacji kawern solnych.

17.4 Rekomendacje

Na podstawie dotychczasowych wyników badań sformułowano następujące rekomendacje, mające na celu optymalizację procesu projektowania i eksploatacji kawern solnych:

- 1) **Wykorzystanie zdjęć grawimetrycznych:** Przy wstępnym wyborze lokalizacji kawern rekomenduje się wykorzystanie zdjęć grawimetrycznych o wysokiej rozdzielczości (około 10 pkt/km²), które pomogą na wyznaczenie przebiegu grzbietów anhydrytowych i wykluczenie obszarów problematycznych przy relatywnie niższym nakładzie finansowym.

- 2) **Lepsze rozpoznawanie miąższości soli:** Zdjęcia grawimetryczne mogą także posłużyć do oszacowania miąższości soli na obszarze wyniesienia Łeby, szczególnie w miejscach, gdzie brakuje danych z otworów wiertniczych czy badań sejsmicznych.
- 3) **Sejsmika 3D przed lokalizacją kawern:** Po wyborze preferowanego obszaru kluczowe jest wykonanie zdjęcia sejsmicznego 3D, które umożliwi dokładną charakterystykę geometrii grzbietów anhydrytowych potrzebnej do precyzyjnej lokalizacji otworów badawczych.
- 4) **Wpływ grzbietów A1 na kawerny w Na1:** Zaleca się, aby modelowania numeryczne testowały również wpływ mechaniczny grzbietów A1 na kawerny w Na1, co umożliwi określenie minimalnej odległości kawern od grzbietów.
- 5) **Badania mechaniczne soli:** Zaleca się przeprowadzenie szczegółowych badań mechanicznych próbek soli, w szczególności testów pełzania, aby lepiej zrozumieć zmienność właściwości w zależności od składu mineralnego, zanieczyszczeń oraz wielkości kryształów soli. Istotne będzie uzupełnienie danych mechanicznych o szczegółowe analizy petrograficzne i mikrostrukturalne.
- 6) **Rozpoznanie właściwości mechanicznych przewarstwień:** W szczególności istotne będzie lepsze zrozumienie właściwości mechanicznych soli „zailonych”, wpływu przewarstwień soli potasowych oraz obecności anhydrytów, co ma bezpośredni wpływ na stabilność i szczelność kawern.
- 7) **Analiza potencjału magazynowego jako wieloparametryczna ocena możliwości lokalizacji kawern solnych:** Potencjał magazynowy powinien być wykorzystywany jako wskaźnik oceny różnych parametrów geometrycznych i operacyjnych kawern, w tym tempa zaciskania się kawern. Proponuje się także modyfikację wartości literaturowych w celu ich lepszego dostosowania do warunków charakterystycznych dla wyniesienia Łeby.
- 8) **Tworzenie i rozwój własnych modeli numerycznych:** W świetle przedstawionych wyników badań nad stabilnością oraz szczelnością kawern, zaleca się rozwijanie i stosowanie własnych modeli numerycznych. Te modele, będąc wiarygodnymi źródłami wiedzy, umożliwiają precyzyjne prognozowanie i efektywne rozwiązywanie specyficznych problemów inżynierskich związanych z kawernami solnymi. Pełny dostęp do kodów oraz głębokie zrozumienie każdego aspektu modeli umożliwia uniknięcie problemów związanych z wyłącznym stosowaniem tzw. „czarnych skrzynek” modeli komercyjnych. Stosowanie własnych kodów przekłada się na lepsze dostosowanie modeli do rzeczywistych warunków geologicznych i operacyjnych oraz na osiągnięcie wyższej precyzji w prognozowaniu zachowań kawern, co ma kluczowe znaczenie dla zapewnienia ich bezpieczeństwa i efektywności operacyjnej.
- 9) **Rozszerzanie funkcjonalności istniejących kodów:** Zaleca się systematyczne rozszerzanie funkcjonalności używanych kodów numerycznych poprzez np. uwzględnienie procesów termodynamicznych. Rozwijanie tych aspektów umożliwi głębsze zrozumienie procesów zachodzących w kawernach.
- 10) **Weryfikacja modeli numerycznych:** Konieczne jest dalsze przeprowadzanie weryfikacji opracowywanych rozwiniętych modeli przez porównywanie ich wyników z wynikami uzyskanymi z np. innych dostępnych kodów numerycznych oraz z danymi empirycznymi.

Takie podejście umożliwia identyfikację i korektę ewentualnych błędów oraz podnosi ogólną wiarygodność modeli numerycznych.