

SYLWESTER MAREK*, LIDIA DZIEWIŃSKA**, RADOSŁAW TARKOWSKI***

Antykliny Dzierżanowa i Wyszogrodu (niecka płocka) jako potencjalne składowiska CO₂

Wprowadzenie

Możliwości składowania CO₂ w głębokich poziomach wodonośnych (solankowych) mezozoiku Niżu Polskiego zostały opisane w licznych pracach opublikowanych przez pracowników IGSMiE PAN (m.in.: Tarkowski, red. 2005, 2008; Tarkowski, Uliasz-Misiak 2005, 2006; Tarkowski i in. 2009). Dwie blisko siebie położone struktury zlokalizowane na terenie niecki płockiej: antyklina Dzierżanowa i antyklina Wyszogrodu zostały wymienione wśród 9 potencjalnych miejsc (antyklina Bielska-Bodzanowa, antyklina Dzierżanowa, antyklina Gostynina, antyklina Kamionek, antyklina Lipna, antyklina Sierpca, antyklina Sochaczewa, antyklina Wyszogrodu oraz antyklina Żyrowa-Czachówka) do składowania CO₂ na obszarze tej jednostki. Ich pojemność składowania CO₂ (wolumetryczna i z rozpuszczenia) w dolnokredowym poziomie zbiornikowym została oszacowana przez Tarkowskiego (2008). W ramach projektu EU GeoCapacity dla struktury Dzierżanowa sporządzono model ekonomiczny oraz oszacowano koszty związane z wychwytywaniem, sprężaniem i składowaniem CO₂ (Uliasz-Misiak, Tarkowski 2009). Ostatnio przedstawiono wstępną charakterystykę geologiczną obu rozpatrywanych struktur pod kątem podziemnego składowania dwutlenku węgla. Dla antykliny Dzierżanowa wyróżniono dwa poziomy do składowania CO₂ (dolnokredowy i dolnojurański), natomiast dla antykliny Wyszogrodu jeden (dolnokredowy) (Tarkowski, red. 2010).

Antykliny Dzierżanowa i Wyszogrodu znajdują się w niewielkiej odległości od Warszawy i mogą się okazać jednymi z bardziej interesujących obiektów geologicznych do

* Prof. dr hab. inż., ** Dr, *** Dr hab. inż., prof. IGSMiE PAN, Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków; e-mail: tarkowski@min-pan.krakow.pl

składowania CO₂ w Polsce. W związku z tym w IGSMiE PAN podjęto się szerszego ich opracowania na podstawie dostępnych danych geologicznych i geofizycznych. Rezultaty tych prac przedstawia prezentowany artykuł, omawiający charakterystykę geologiczną tych struktur na tle budowy geologicznej niecki płockiej i potencjalne poziomy do składowania CO₂. Lokalizację struktur przedstawiono na rysunkach 1 i 2. Wgłębną budowę prezentowanych antyklin i ich otoczenia obrazuje mapa strukturalna spągu albu górnego (rys. 3) oraz przekroje geologiczne (odpowiednio rysunki 4–7 dla struktury Dzierżanowa i rysunki 8–11 dla struktury Wyszogrodu). Prezentowane opracowanie oparte jest na najnowszych materiałach i zawiera interpretację autorów dotyczącą budowy wgłębnej rozważanych struktur opartą na wynikach badań regionalnych, publikowanych w pracach naukowych i archiwalnych.

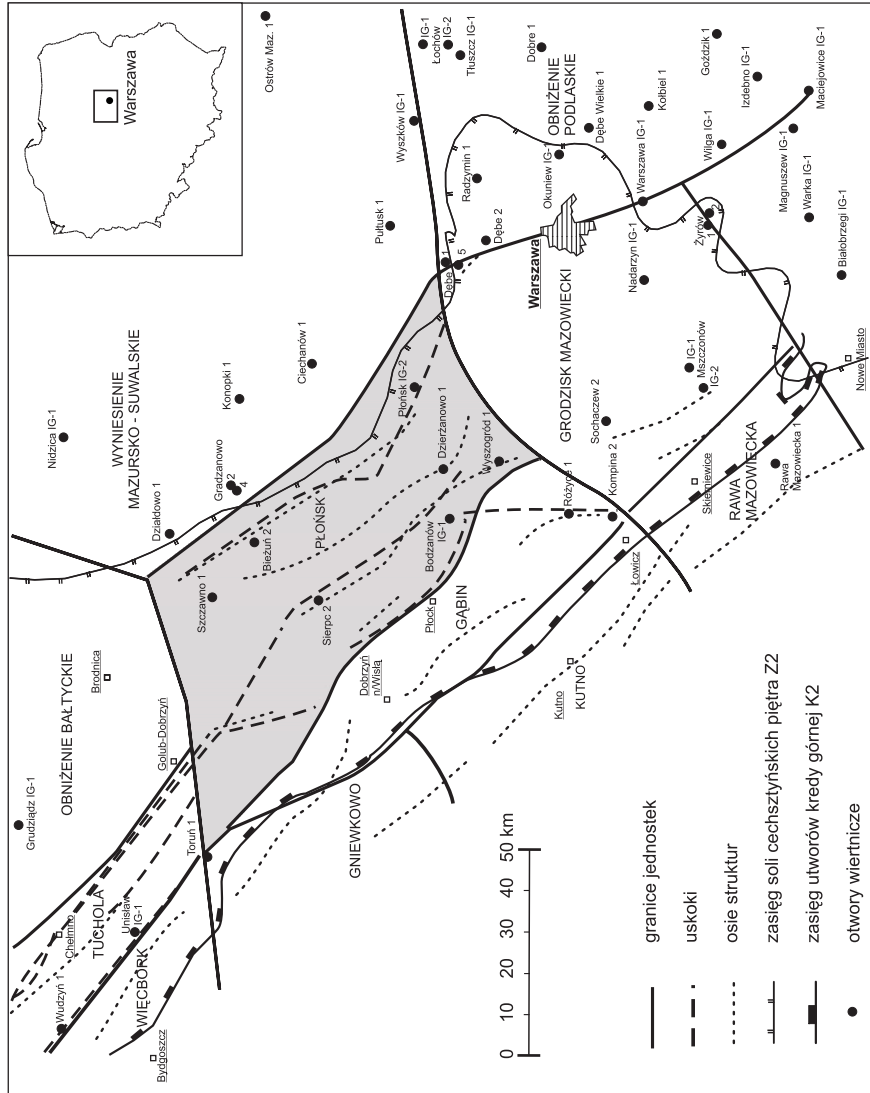
1. Tło geologiczne

Antykliny Dzierżanowa i Wyszogrodu leżą w obrębie niecki warszawskiej (płockiej) uformowanej na południowo-zachodnim stoku platformy wschodnioeuropejskiej. Większość obszaru niecki warszawskiej zajmuje zespół trzech jednostek strukturalnych: Płońska, Grodziska Mazowieckiego oraz Gąbina (rys. 1). Jednostki strukturalne Płońska i Grodziska na kontakcie z wałem kujawskim stanowią odpowiednio zanurzające się ku południowemu zachodowi i zachodowi partie brzeżne wyniesienia mazurskiego i obniżenia podlaskiego (Marek, red. 1983; Marek, Pajchłowa, red. 1997).

Rozpoznanie obszaru jest nierównomierne. Otwory wiertnicze nastawione głównie na badanie utworów mezozoicznych są skupione przeważnie na strukturach lokalnych Żurmina, Płońska i Dębego, Lipna, Sierpca, Kamionek oraz Bielska, Bodzanowa i Dzierżanowa. Dla regionalnego rozpoznania i charakterystyki utworów mezozoicznych istotne znaczenie mają także profile otworów wiertniczych głębszych w celu poznania utworów paleozoicznych (Marek, Pożaryski 1970; Marek, red. 1983; Dadlez 2001; Dziewińska, Marek, Józwiak 2001; Wagner i in. 2002).

Zagęszczenie profilów sejsmiki refleksyjnej, najistotniejszych dla badań tektonicznych kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego, jest również bardzo nierównomierne. Na bloku Płońska lokalnie na strukturach wykonano stosunkowo gęstą sieć nowszych przekrojów względnie dobrej jakości (Jurek, Krauze 1981; Łobaziewicz 1989; Tomaszewska, Morosz 1992, 1993; Dziewińska 1983; Młynarski, Dziewińska 1983).

Badania sejsmiczne wykazały, że jednostka Płońska (w obrębie której występują antykliny Dzierżanowa i Wyszogrodu) w porównaniu z sąsiednimi jednostkami starej platformy, ujawniała zwiększoną ruchliwość, a co za tym idzie zwiększone komplikacje strukturalne cechsztynu i mezozoiku. Wyrażają się one obecnością uskoków, głęboko założonych w podłożu cechsztynu, o dominującym kierunku zbliżonym do NNW i NW. Na granicy z jednostkami Grodziska Mazowieckiego i Gąbina występują uskoki o kierunkach zbliżonych do południkowych. Z uskokami tymi związane są struktury solne (Dadlez, Marek 1969; Dadlez 1998).



Rys. 1. Mapa jednostek strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego (na podstawie Dadlez 1983 ze zmianami autorów)

Fig. 1. Map of structural units of the Permian-Mesozoic complex (after Dadlez 1983, modified by the authors)

W strefach synsedymencyjnych uskoków i związanych z nimi gradientów przyrostu miąższości rozwinęły się w mezozoiku różnego rodzaju skomplikowane tektonicznie płaskie antykliny i rowy synsedymencyjne. Struktury tektoniczne mają charakter wydłużonych płaskich antyklin i synklin o amplitudach zwiększających się w kierunku wału kujawskiego, skomplikowanych uskokami o tym samym kierunku.

Obszar jednostki Płońska i Grodziska Mazowieckiego stanowił w permo-mezozoiku północno-wschodnie obrzeżenie bruzdy kujawskiej, najbardziej pogrążonego segmentu bruzdy śródpolskiej (Dadlez, Marek, Pokorski, red. 1998). Obszar ten objęty jest procesami słabnącej ku NE tektoniki solnej oraz procesami tektoniki uskokowej i inwersyjnej.

Na zewnątrz bruzdy ujawnia się redukcja miąższości profilu mezozoiku w miarę oddalania się od centrum basenu sedymentacyjnego, przy czym procesy te zaznaczały się szczególnie ostro we wczesnej i środkowej jurze oraz wczesnej kredzie. W pogrążonej strefie bruzdy kujawskiej pierwsze przemieszczenia soli cechsztyńskiej rozpoczęły się pod koniec triasu środkowego. Na większą skalę w czasie późnego triasu zaznaczyły się pierwsze zarysy poduszek i wałów solnych, a nawet prawdopodobnie doszło do lokalnych przebieg soli (Krzywiec 2000, 2006, 2009). Nieco później zaczęły się formować pierwsze rowy synsedymencyjne (rys. 6, 8). Im bliżej zewnętrznych granic tektoniki solnej, tym później następowała mobilizacja mas solnych oraz proces tworzenia się rowów lub półrowów synsedymencyjnych. W wyniku postępującej fali przemieszczeń soli cechsztyńskiej od osi basenu ku jego brzegom, najmłodsze poduszki solne, na dalszym obrzeżeniu zaczęły się formować dopiero w późnej kredzie. Podobnie i rowy tworzyły się diachronicznie, najwcześniej w kajprze, te które leżą najbliżej osi bruzdy (w jednostce Gąbina), później zaś we wczesnej i środkowej jurze (w jednostce Płońska) oraz najmłodszej późnej jurze i wczesnej kredzie (w strefie Żuromin-Płońsk-Dębe) (Pożaryski 1970).

Z przeprowadzonych badań geologiczno-wiertniczych i geofizycznych wynika, że w strukturach antyklinalnych niecki warszawskiej (płockiej) optymalnym poziomem zbiornikowym dla składowania CO₂ są piaskowce formacji mogileńskiej barremu-albu środkowego pod przykryciem węglanowych skał albu górnego-cenomanu i młodszych pięter kredy górnej. Należy jednak podkreślić, że stopień szczelności tych skał nie jest ściśle określony i wymaga dalszych, szczegółowych badań.

Piaskowce te charakteryzują się dobrymi właściwościami zbiornikowymi. Porowatość piaskowców wynosi od 15 do 40% (średnia 25%), a wartość przepuszczalności dochodzi do 3500 mD (Królicka, red. 1970). Wydajność wód w samowypływie wynosi 15–18 m³/h o temperaturze około 25–30°C; średni stopień geotermiczny wynosi 2,2–2,5°/100 m (Górecki, red. 2006). Średnia wartość gradientu hydrodynamicznego wynosi $1,0 \times 10^3$ hPa/10m.

Utwory formacji mogileńskiej leżą w strefie wód chlorkowo-wapniowych o niskiej mineralizacji. W utworach kredy górnej dominują wody słodkie typu wodorowęglanowo-sodowego, które ku centrum basenu przechodzą w wody chlorkowo-wapniowe o maksymalnej mineralizacji 32 g/dcm³ (Bojarski, Sobol 1983; Bojarski, red. 1996).

Drugim potencjalnym poziomem zbiornikowym dla składowania CO₂ mogą być piaskowce formacji borucickiej toarsu górnego (jura dolna) (Pieńkowski 1997) pod przykryciem jury środkowej.

2. Budowa geologiczna antykliny Dzierżanowa

Antyklina Dzierżanowa położona jest w niecce płockiej we wschodniej części bloku Płońska, około 60–70 km na N-W od Warszawy i około 20 km na S-E od Płocka (rys. 1, 2).

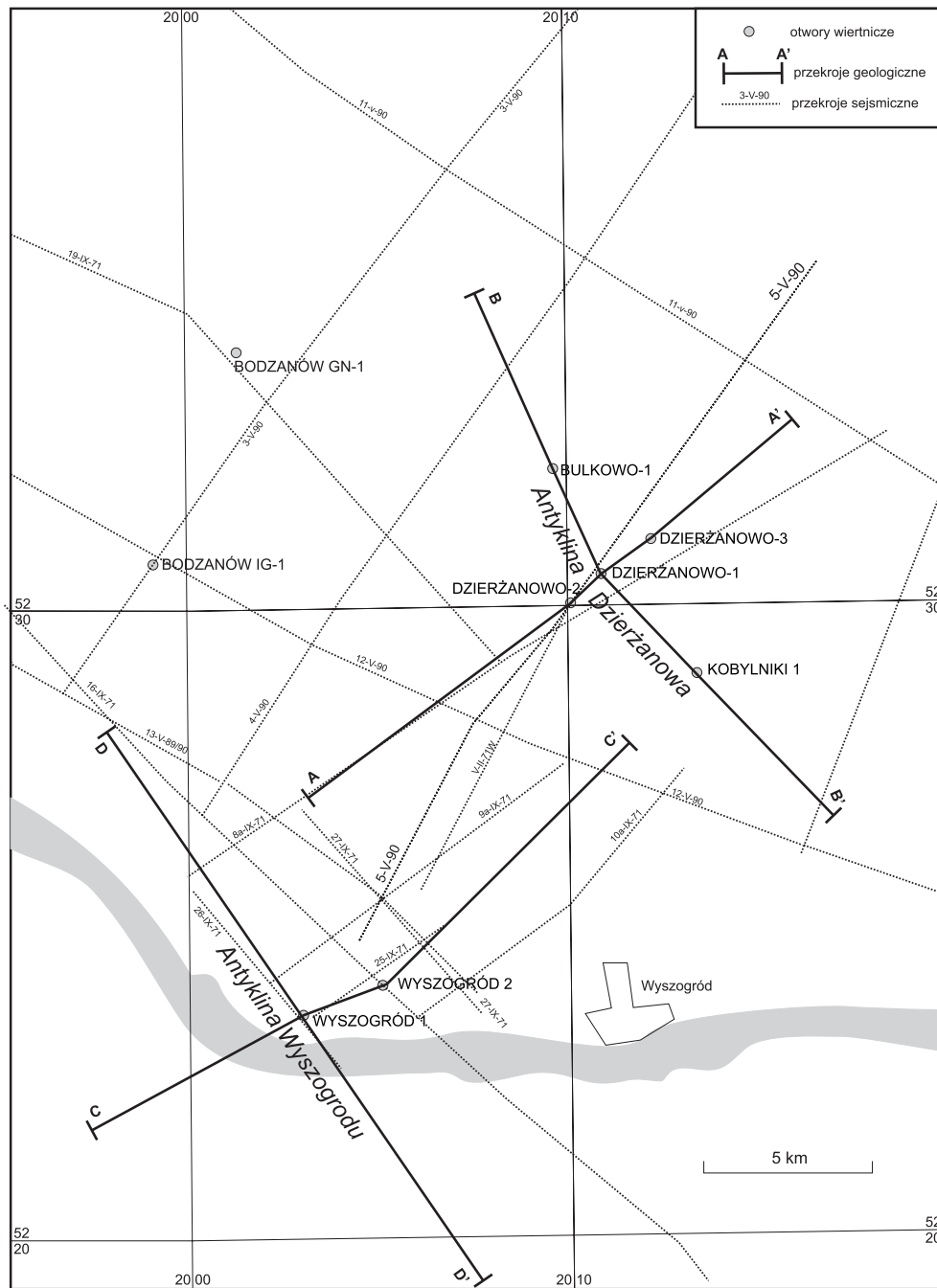
Badania geologiczno-wiertnicze wykazały, że rozwój geostrukturalny antykliny Dzierżanowa był ściśle związany z systemem uskoku głęboko zakorzenionych w podłożu cechsztynu (rys. 4, 6). Uskoki te powstałe w wyniku pionowych ruchów podłoża szczególnie intensywne w końcu późnego triasu, ujawniły się także okresowo jako uskoki synsedymencyjne we wczesnej i środkowej jurze. Utworzony w tym czasie półrów synsedymencyjny przekształcił się wraz z wyraźnie zarysowaną antyklina w głębszych partiach kompleksu, w czasie regionalnej inwersji, w płaską antyklina nałożoną. W tym czasie mogło dojść do przebicia się mas solnych przez utwory pstręgo piaskowca (rys. 4, 6).

Antyklina Dzierżanowa jest rozpoznana półszczegółowym zdjęciem sejsmicznym oraz pięcioma otworami wiertniczymi: Dzierżanowo 1 w centrum struktury (głęb. 3150 m – trias środkowy), Dzierżanowo 2 na SW skrzydle (głęb. 2001 m – jura środkowa), Dzierżanowo 3 na NE skrzydle (głęb. 2000 m – jura środkowa), Bulkowo 1 na NW skrzydle (głęb. 1982.6 m – jura środkowa) i Kobylniki 1 na SE skrzydle (głęb. 1960 m – jura środkowa). Były to otwory w pełni rdzeniowane. Próby złożone w magazynie rdzeni Górnictwa Naftowego w Pile zostały później zlikwidowane. Budowę geologiczną struktury obrazują przekroje geologiczne (rys. 4 i 6) oraz mapa strukturalna spągu kredy górnej (rys. 3).

Kulminacja struktury jest określona izohipsą spągu kredy górnej (albu górnego-cenomanu) o wartości –850 m (otwór Dzierżanowo 1 –814 m) (rys. 3). Przyjmując umownie, że zarys antykliny wyznacza izohipsa spągu albu górnego o wartości –1000 m długość antykliny wynosi około 15 km, jej szerokość około 5 km i powierzchnia odpowiednio około 75 km². W kredowych powierzchniach strukturalnych antyklina wykazuje wyraźną symetrię i jej skrzydła zachodnie i wschodnie zapadają pod kątem 2–3°. Natomiast w głębszych powierzchniach strukturalnych antyklina wykazuje asymetrię – skrzydło północno-wschodnie zapada stosunkowo łagodnie, natomiast skrzydło południowo-zachodnie zapada bardziej stromo. Uskoki stwierdzono w głębszych partiach kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego (cechsztyń – najniższa kreda dolna). W młodszych ogniwach kredy dolnej wraz z formacją mogileńską (poziom zbiornikowy) uskoku nie stwierdzono (rys. 4).

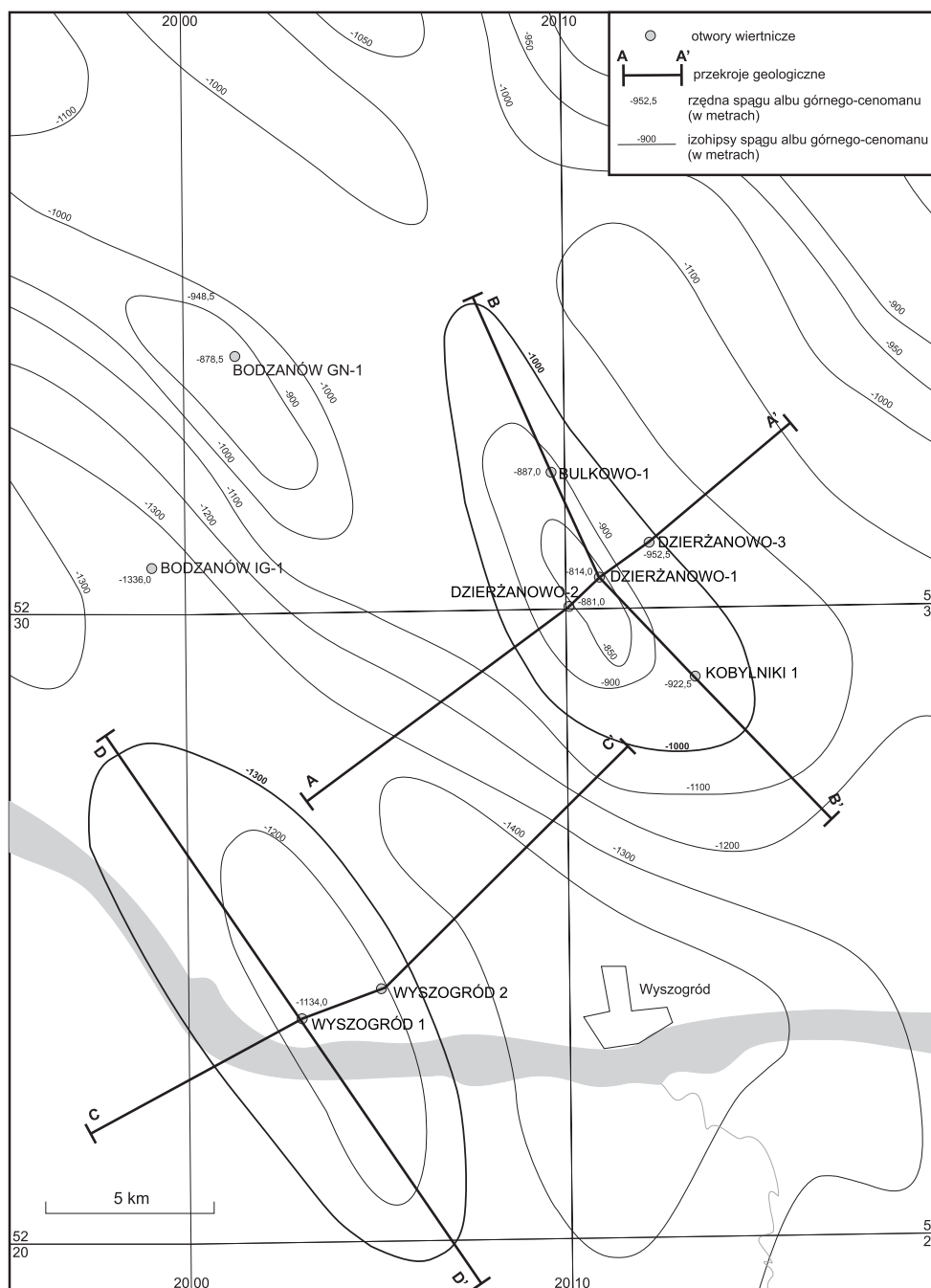
Potencjalnym poziomem zbiornikowym dla składowania CO₂ są piaskowce formacji mogileńskiej (barrem-alb środkowy) o miąższości 143–147,5 m (rys. 5, 7; tab. 1; zał. 1).

W otworach wiertniczych w rejonie antykliny Dzierżanowa nie wykonano badań fizykochemicznych właściwości skał kredy dolnej. Jednakże z rozpoznania regionalnego wynika, że szczególnie dobre właściwości zbiornikowe wykazują piaskowce ogniwa pagórczańskiego



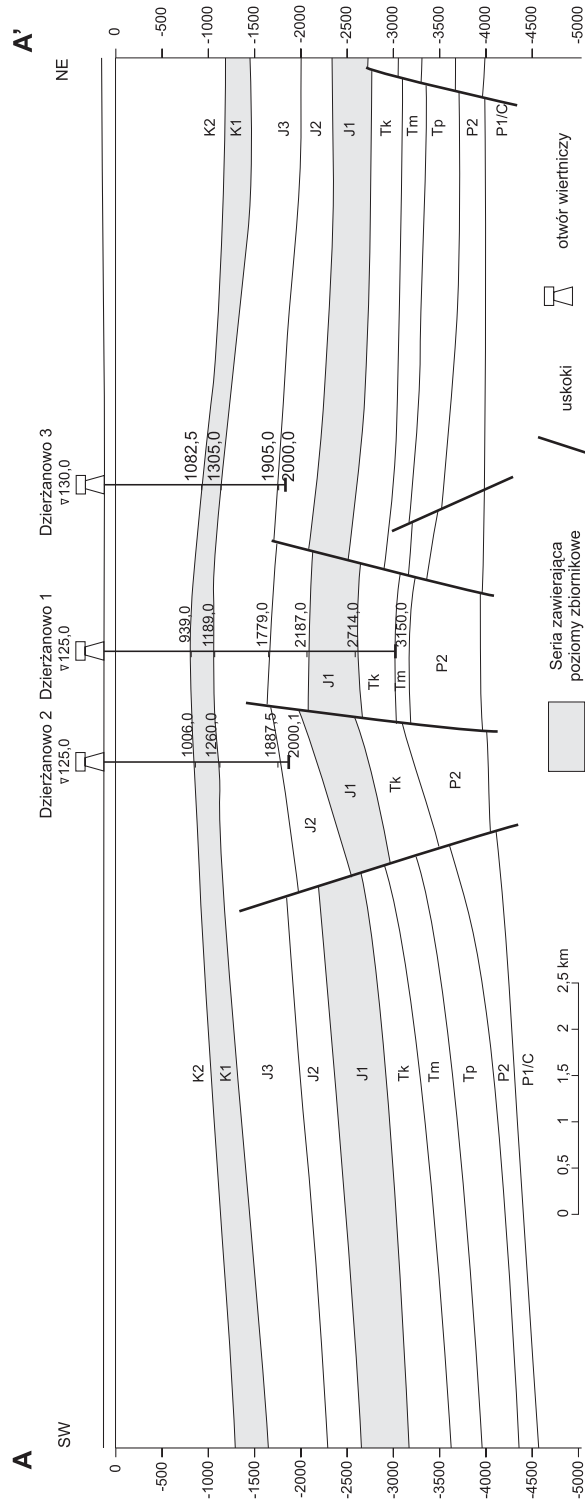
Rys. 2. Lokalizacja otworów wiertniczych i przekrojów sejsmiki refleksyjnej w rejonie Dzierżanowa i Wyszogrodu

Fig. 2. Location of boreholes and seismic reflection sections in the Wyszogród and Dzierżanowo region



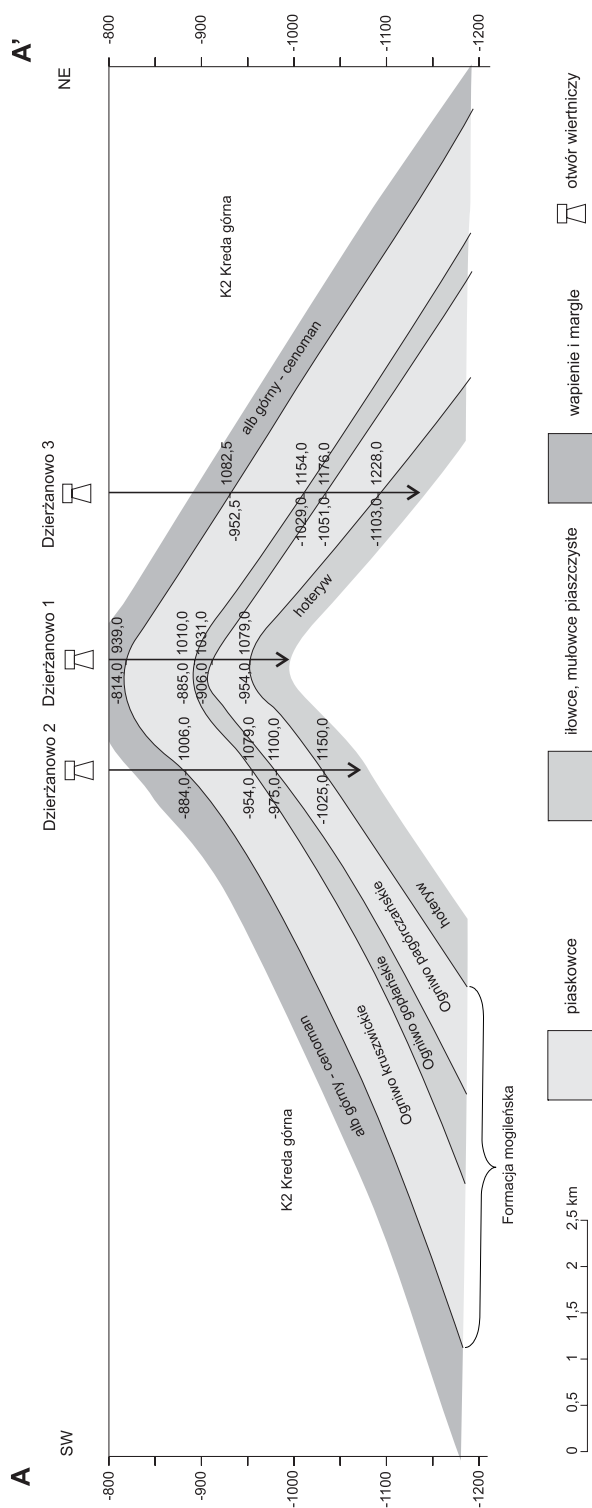
Rys. 3. Mapa strukturalna antykliny Dzierżanowa i Wyszogrodu według spągu albu górnego-cenomanu (na podstawie Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska 1983, z uzupełnieniami autorów)

Fig. 3. Structural map of the Dzierżanowo and Wyszogród anticlines according to the base of the Upper Albian-Cenomanian (after Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska 1983, modified by the authors)



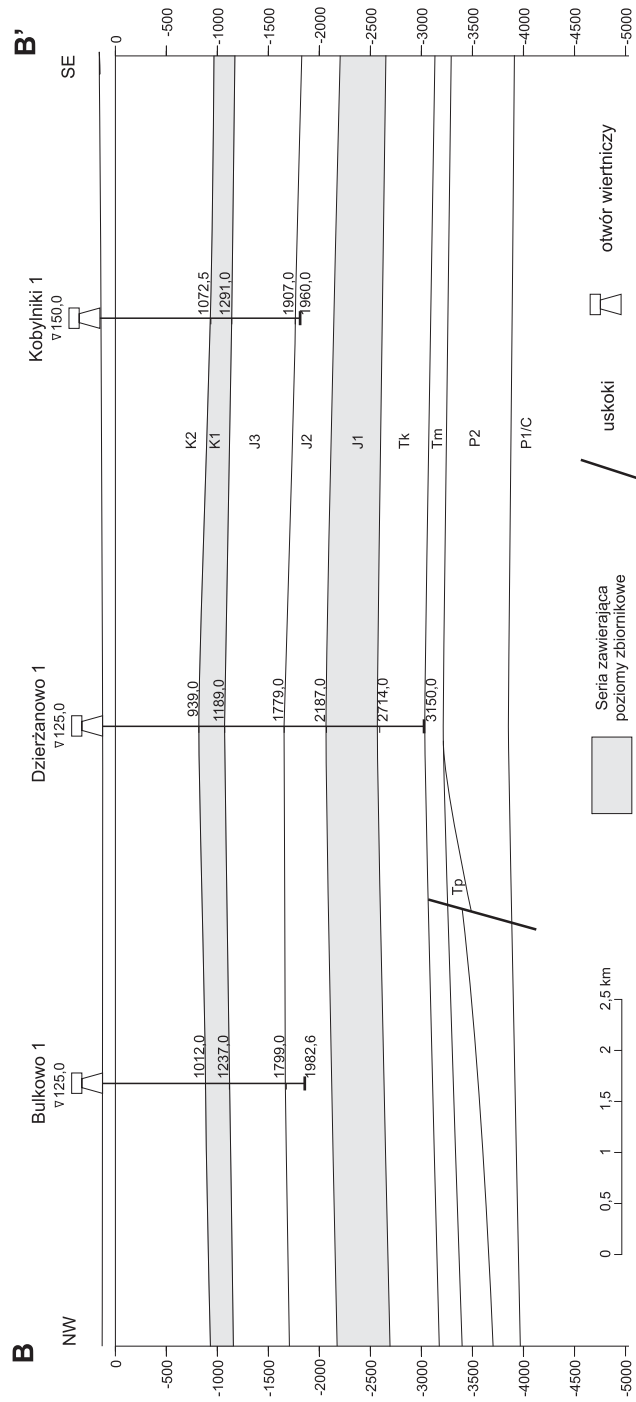
Rys. 4. Przekrój geologiczny w poprzek antykliny Dzierżanowa (A-A'); K2 – kreda górna; K1 – kreda dolna; J3 – jura górna; J2 – jura środkowa; J1 – jura dolna; J2 – trias górny (kajper); Tm – trias środkowy (wapień muszlowy); Tp – trias dolny (pstry piaskowce); P2 – cechszyn; P1/C – czerwony spągowiec/karbon

Fig. 4. Geological cross-section across the Dzierżanowo Anticline (A-A'); K2 – Upper Cretaceous; K1 – Lower Cretaceous; J3 – Upper Jurassic; J2 – Middle Jurassic; J1 – Lower Jurassic; Tm – Upper Triassic (Keuper) Tm – Middle Triassic (Muschelkalk), Tp – Lower Triassic (Buntsandstein), P2 – Zechstein; P1/C: Rotliegend/Carboniferous



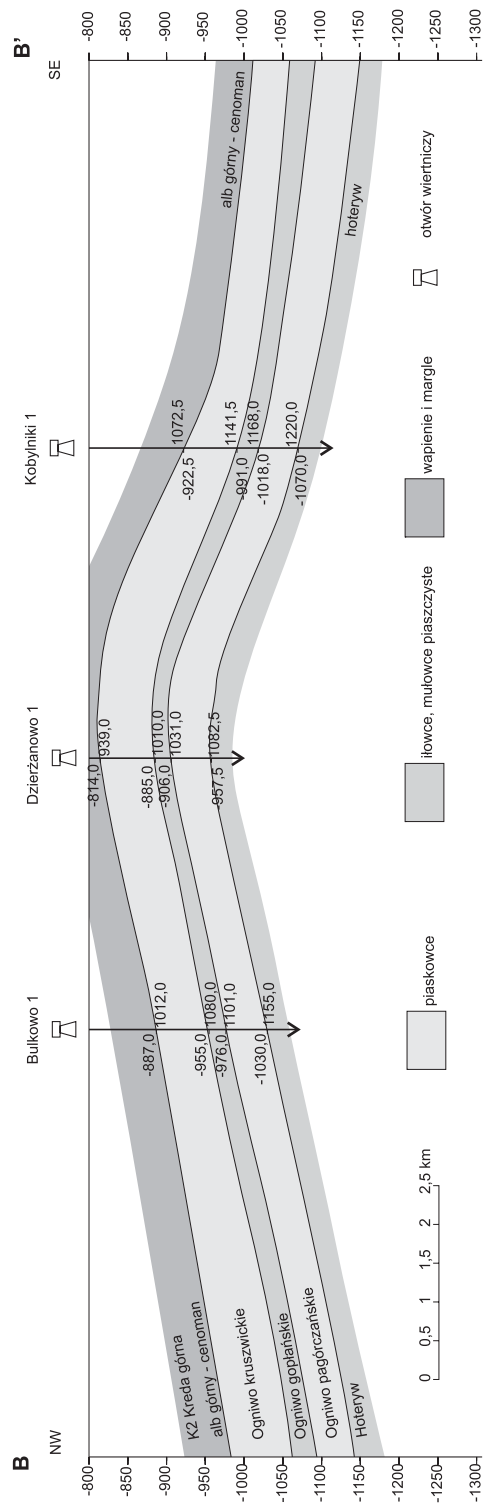
Rys. 5. Formacja mogileńska – poziom zbiornikowy w przekroju poprzecznym antykliny Dzierżanowa (A-A')

Fig. 5. Mogilno Formation – reservoir horizon in cross-section of the Dzierżanowo Anticline (A-A')



Rys. 6. Przekrój geologiczny wzdłuż antykliny Dzierżanowa (B-B'); objaśnienia jak na rysunku 4

Fig. 6. Geological cross-section along the Dzierżanowo Anticline (B-B'); for explanations see Figure 4



Rys. 7. Formacja mogileńska – poziom zbiornikowy w przekroju podłużnym antykliny Dzierżanowa (B-B')

Fig. 7. Mogilno Formation – reservoir horizon in longitudinal section of the Dzierżanowo Anticline (B-B')

i ogniwa kruszwickiego. Ogniwo goplańskie reprezentowane jest przez iłowce i mułowce z przewarstwieniami piaskowców (Raczyńska 1979).

Średni udział piaskowców w formacji mogileńskiej wynosi około 85%, co stanowi około 120 m. Pozostałe 15% stanowią iłowce i mułowce. Porowatość piaskowców kształtuje się w granicach 15–30% (średnio 20%), a przepuszczalność skał dochodzi do ~3500 mD. W poziomie zbiornikowym formacji mogileńskiej występują solanki chlorkowo-wapniowe o mineralizacji 10g/dcm³.

Badania hydrogeologiczne utworów jury i kredy dolnej w tym formacji mogileńskiej wykazały, że średnie wartości gradientu hydrodynamicznego wynoszą $1,00 \times 10^3$ hPa/10 m, a średnia wydajność wód wynosi około 15 m³/h.

Piaskowce formacji mogileńskiej leżą w strefie intensywnej wymiany wód typu wodorowęglanowo-sodowego o maksymalnej mineralizacji około 10 g/dcm³, co obniża przydatność tego poziomu do składowania CO₂.

Gradient ciśnienia złożowego kształtuje się w granicach $G_c = 1,0-1,01 \times 10^3$ hPa/10 m.

Serię uszczelniającą stanowią utwory węglanowe kredy górnej o łącznej miąższości około 700–850 m (alb górny-cenoman do mastrychtu). Dominują tu wapienie, margle i gezy, podrzędnie piaszczyste. Utwory kredy górnej uszczelniające poziom zbiornikowy formacji mogileńskiej charakteryzują się małą przepuszczalnością, co sugeruje średnia wydajność 1 m³/h. Należy jednak zwrócić uwagę, że stopień szczelności tych skał nie jest dotychczas dokładnie określony.

TABELA 1

Dane geologiczno-złożowe do antykliny Dzierżanowa

TABLE 1

Data on the geology of the Dzierżanowo Anticline

Poziom zbiornikowy: 1. Formacja mogileńska (barrem – alb środkowy)

2. Formacja borucicka (toars górny)

Nazwa	Antyklina Dzierżanowa
1	2
Powierzchnia (antykliny)	długość: 15 km; szerokość 5 km; $15 \times 5 = 75 \text{ km}^2 = 75 \text{ mln m}^2$
Miąższość (poziomu zbiornikowego)	1. 143,0–147,5 m; średnia 144,0 m 2. Dzierżanowo1: 2129,0–2270,0 (141,0 m); średnio 140,0 m
Pojemność składowania CO ₂ w poziomie zbiornikowym (wolumetryczna)	1. 130 mln ton 2. 85 mln ton
Głębokość zalegania stropu (poziomu zbiornikowego)	1. Bulkowo 1: 1012,0 m (–887,0 m) Dzierżanowo 1: 939,0 m (–814,0 m) Dzierżanowo 2: 1006,0 m (–881,0 m) Dzierżanowo 3: 1082,5 m (–952,5 m) Kobylniki 1: 1072,5 m (–922,5 m) 2. Dzierżanowo 1: 2129,0 m (–2004,0 m)

1	2
Głębokość zalegania spagu (poziomu zbiornikowego)	1. Bulkowo 1: 1155,0 m (-1030,0 m) Dzierżanowo: 1 1082,5 m (-957,5 m) Dzierżanowo: 2 1150,0 m (-1025,0 m) Dzierżanowo: 3 1228,0 m (-1092,0 m) Kobylniki 1: 1220,0 m (-1090,0 m) 2. Dzierżanowo 1: 2270,0 m (-2145,0 m)
Przepuszczalność (skał poziomu zbiornikowego)	1. kilkaset mD do ~ 3500 mD 2. kilkaset mD
Porowatość (skał poziomu zbiornikowego)	1. 15–30%; średnia 20% 2. 15%
Ciśnienie złożowe	1, 2. Gradient ciśnienia: $1,00\text{--}1,01 \times 10^3$ hPa/10 m
Maksymalne ciśnienie	1, 2. Gradient ciśnienia: $1,01 \times 10^3$ hPa/10 m
Temperatura złożowa w poziomie zbiornikowym	1, 2. Gradient geotermiczny: 2,2–2,5°/100 m; samowypływ solanki 15–18 m ³ /h o temperaturze 25–30°C
Udział piaskowców w poziomie zbiornikowym	1. 85% piaskowców (= ~120 m) 2. 70% piaskowców (= ~100 m)
Mineralizacja	1. Wody chlorkowo-wapniowe o mineralizacji ~10 g/dcm ³ 2. Wody chlorkowo-wapniowe o maksymalnej mineralizacji 125 g/dcm ³
Litologia (poziomu zbiornikowego)	1. W przewodzie: 85% piaskowce, podrzędnie: 15% iłowce i mułowce 2. Piaskowce 70%; iłowce i mułowce 30%
Badania litologiczne	Badania mikroskopowe
Nadkład	1. Kreda górna: alb górny-cenoman do mastrychtu 2. Jura środkowa: aalen-baton dolny
Litologia nadkładu	1. Dominują: wapienie, margle, gezy podrzędnie piaszczyste o miąższości ~700 m 2. Naprzemianległe warstwy iłowców, mułowców i piaskowców o łącznej miąższości około 250 m
Uskoki	uskoki stwierdzono w głębszych partiach kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego (cechsztyn – najniższa kreda dolna); w młodszych ogniwach kredy dolnej wraz z formacją mogileńską (poziom zbiornikowy) uskoków nie stwierdzono
Liczba otworów	5 otworów
Głębokość otworów	Bulkowo 1: 1982 m (skrzydło NW) Dzierżanowo 1: 3150 m (centrum) Dzierżanowo 2: 2001 m (skrzydło SW) Dzierżanowo 3: 2000 m (skrzydło NE) Kobylniki 1: 1960 m (skrzydło SE)
Otwory wiertnicze usytuowane w kulminacji struktury	Dzierżanowo 1

Jako drugoplanowy potencjalny poziom zbiornikowy dla składowania CO₂ może być brana pod uwagę formacja borucicka toarsu górnego (jura dolna) nawiercona w otworze Dzierżanowo 1 na głębokości 2129,0–2270,0 m (141,0 m) (tab. 1; zał. 1). Warstwy borucickie wykształcone są głównie jako piaskowce drobnoziarniste, miejscami średnioziarniste z przewarstwieniami iłwców. Udział w niej piaskowców (Deczkowski 1997a, b; Deczkowski, Franczyk 1988) wynosi około 70% (= ~100 m), ich porowatość 15%, a przepuszczalność kilkaset mD. W poziomie formacji borucickiej występują solanki chlorkowo-wapniowe klasy I o mineralizacji do 125 g/dcm³. Ciśnienie złożowe posiada wartość $G_c = 1,01 \times 10^3$ hPa/10 m. Poziom zbiornikowy formacji borucickiej uszczelniają naprzemianległe warstwy iłwców, mułowców i piaskowców jury środkowej aalenu, bajosu i batonu dolnego o łącznej miąższości około 250 m.

Szacunkowa pojemność składowania CO₂ wynosi odpowiednio: dla dolnokredowego poziomu zbiornikowego 130 mln ton i dolnojurajskiego poziomu zbiornikowego 85 mln ton, przy współczynniku efektywności składowania CO₂ – 10%.

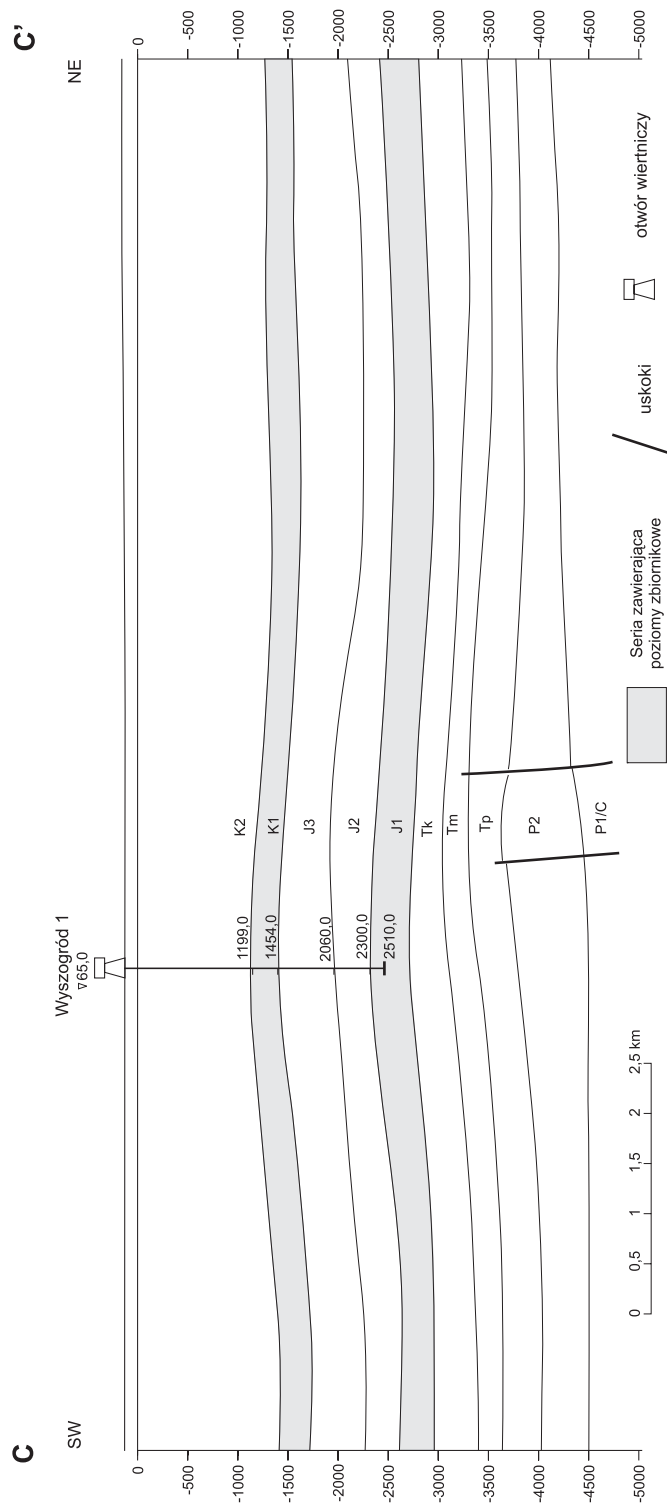
Szczegółowe dane dla antykliny Dzierżanowa przedstawia tabela 1.

3. Budowa geologiczna antykliny Wyszogrodu

Antyklina Wyszogrodu położona jest w południowo-zachodniej części bloku Płocka (rys. 1, 2), około 20 km na południowy wschód od Płocka i około 65 km na północny zachód od Warszawy. Jest ona słabo rozpoznana regionalnym zdjęciem sejsmiki refleksyjnej nie najwyższej jakości z lat siedemdziesiątych ubiegłego wieku i jednym głębokim otworem wiertniczym Wyszogród 1 o głębokości końcowej 2510 m (jura dolna). Otwór ten zlokalizowany w centralnej części struktury przewiercił pod kenozoikiem utwory kredy górnej i dolnej oraz jury górnej i środkowej, osiągając prawdopodobnie warstwy pliensbachu górnego (rys. 3, 8, 10).

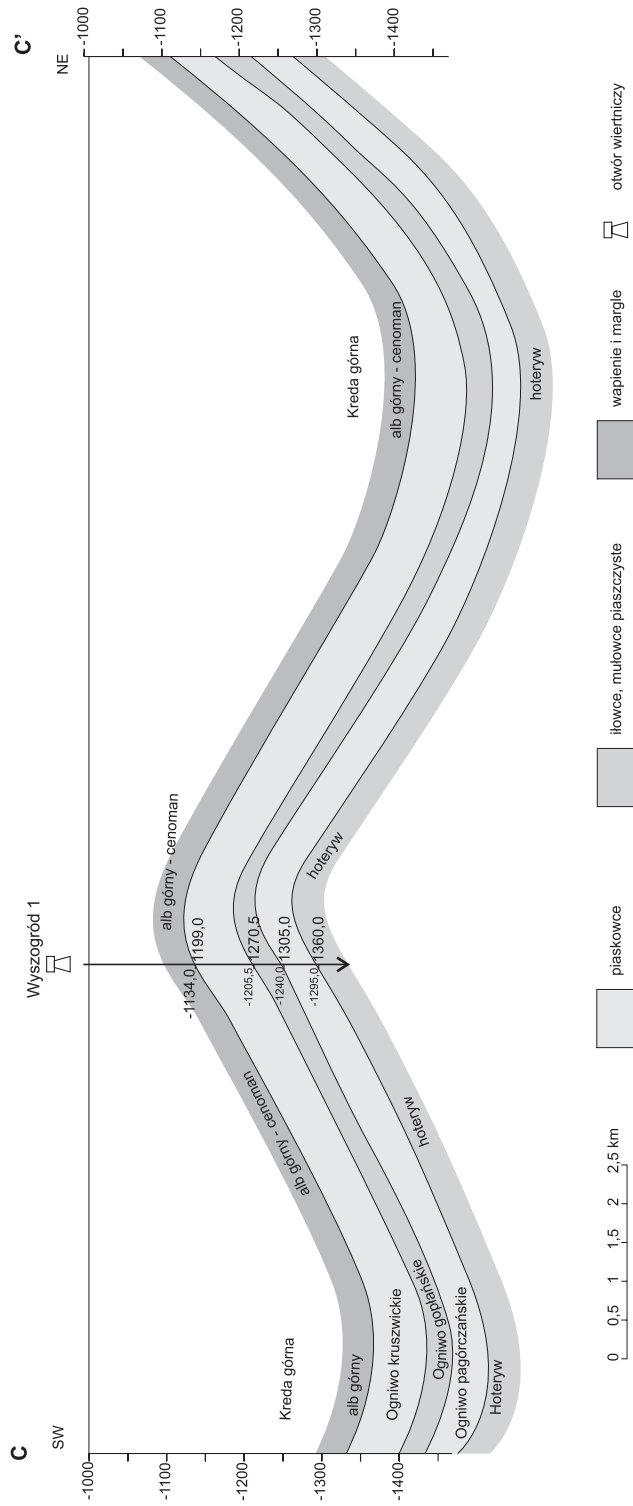
Antyklina Wyszogrodu jest przyuskokową poduszką solną uformowaną w wyniku intensywnych procesów tektonicznych zwłaszcza w górnym triasie, jurze środkowej i regionalnej inwersji na pograniczu kredy i trzeciorzędu. Uskoki stwierdzono w dolnej części kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego (rys. 8, 10). Według zamkniętej izohipsy spągu albu górnego-cenomanu antyklina Wyszogrodu ma około 20 km długości i około 7,5 km szerokości. Powierzchnia antykliny wynosi ~150 km² (rys. 3).

W kredowych powierzchniach strukturalnych antyklina Wyszogrodu jest formą płaską i asymetryczną – amplituda wschodniego skrzydła wynosi około 400 m, natomiast skrzydła zachodniego niespełna 300 m. Amplituda antykliny wzdłuż jej osi wynosi około 150–200 m. Poziom zbiornikowy formacji mogileńskiej (barrem-alb środkowy) w otworze Wyszogród 1 nawiercono na głębokości 1199–1360 m (161 m), a jego profil przedstawia się następująco: ogniwo kruszwickie (piaskowce) –71,5 m, ogniwo goplańskie (mułowce piaszczyste) –35,0 m i ogniwo pagórczańskie (piaskowce) –54,5 m (rys. 9, 11; tab. 2; zał. 2). Otwór wiertniczy Wyszogród 1 wykonany w roku 1973 przez Przedsiębiorstwo Wiertnicze Gór-



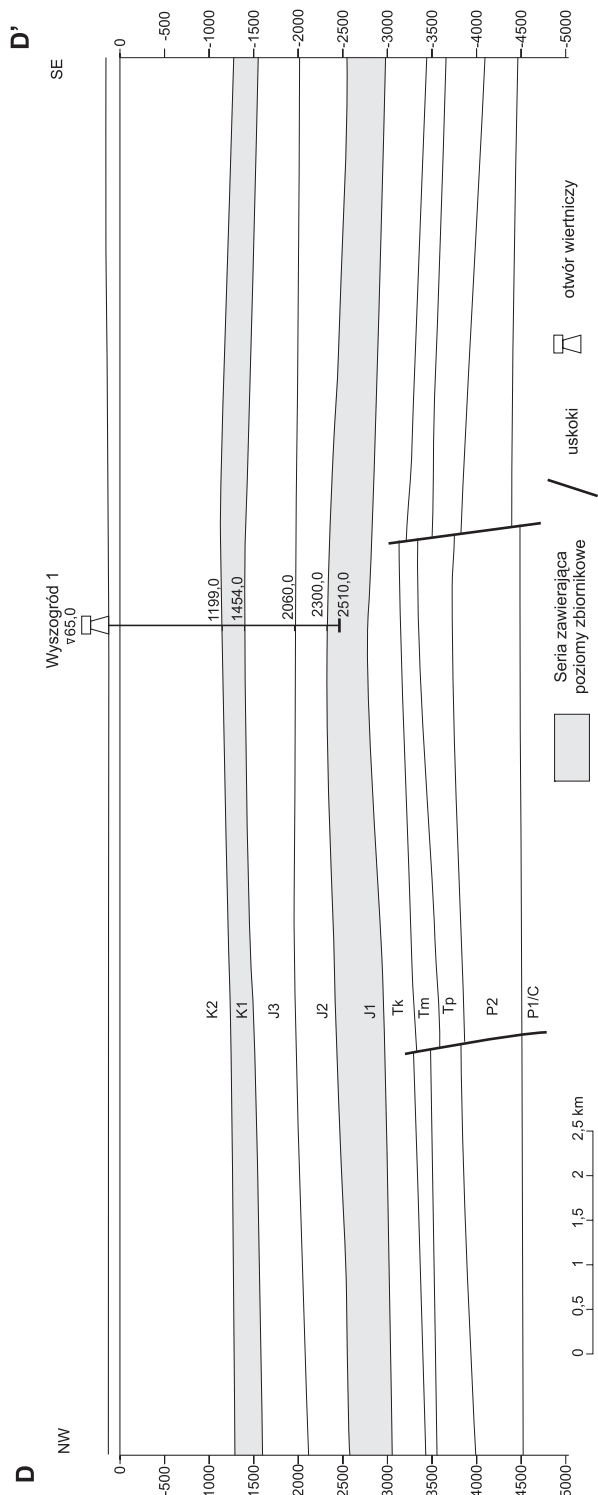
Rys. 8. Przekrój geologiczny w poprzek antykliny Wyszogrodu (C-C'); objaśnienia jak na rysunku 4

Fig. 8. Geological cross-section across the Wyszogród Anticline (C-C'); for explanations see Figure 4



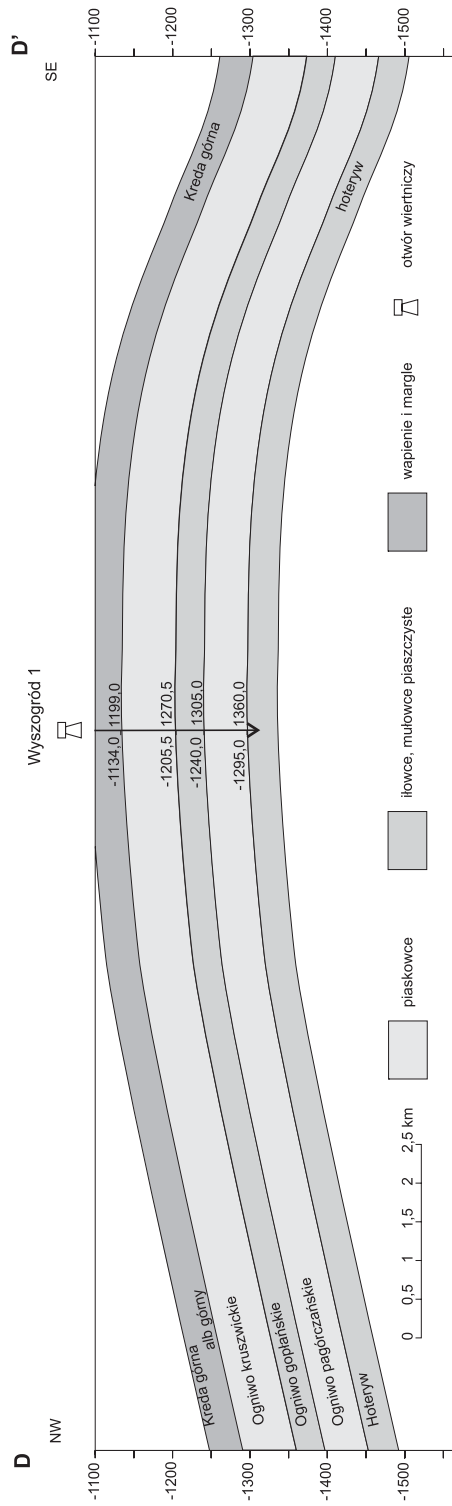
Rys. 9. Formacja mogileńska – poziom zbiornikowy w przekroju poprzecznym antykliny Wyszogrodu (C-C')

Fig. 9. Mogilno Formation – reservoir horizon in cross-section of the Wyszogród Anticline (C-C')



Rys. 10. Przekrój geologiczny wzdłuż antykliny Wyszogrodu (D-D'); objaśnienia jak na rysunku 4

Fig. 10. Geological cross-section along the Wyszogród Anticline (D-D'); for explanations see Figure 4



Rys. 11. Formacja mogileńska – poziom zbiornikowy w przekroju podłużnym antykliny Wyszogrodu (D-D')

Fig. 11. Mogilno Formation – reservoir horizon in longitudinal section of the Wyszogr6d Anticline (D-D')

TABELA 2

Dane geologiczno-złożowe do antykliny Wyszogrodu

TABLE 2

Data on the geology and mineral deposits of the Wyszogród Anticline

Poziom zbiornikowy: 1. Formacja mogileńska (barrem-alb środkowy)
2. Formacja borucicka (toars górny)

Nazwa	Antyklina Wyszogrodu
Powierzchnia (antykliny)	długość: 20 km; szerokość 7,5 km; 20 km × 7,5 km = 150 km ² = 150 mln m ²
Miąższość (poziomu zbiornikowego)	1. Wyszogród 1: 1199,0-1360,0 m = 161,0 m 2. Wyszogród 1: 2300,0-2412,0 m = 112,0 m
Pojemność składowania CO ₂ w poziomie zbiornikowym (wolumetryczna)	1. 456 mln ton 2. 174 mln ton
Głębokość zalegania stropu (poziomu zbiornikowego)	1. Wyszogród 1: 1199,0 m (-1134,0 m) 2. Wyszogród 1: 2300,0 m (-2235,0 m)
Głębokość zalegania spągu (poziomu zbiornikowego)	1. Wyszogród 1: 1360,0 m (-1295,0 m) 2. Wyszogród 1: 2412,0 m (-2347,0 m)
Przepuszczalność (skał poziomu zbiornikowego)	1, 2. kilkaset mD
Porowatość (skał poziomu zbiornikowego)	1. ~30% 2. ~15%
Ciśnienie złożowe	gradient ciśnienia Gc = 0,90-1,0 × 10 ³ hPa/10 m
Temperatura złożowa w poziomie zbiornikowym	gradient geotermiczny Gt = 2,0-2,2°C/100 m
Udział piaskowców w poziomie zbiornikowym	1. Udział piaskowców 80% (= ~130 m) 2. Udział piaskowców ~90% (= ~100 m)
Mineralizacja	1. 10 g/dcm ³ 2. ~ 90 g/dcm ³
Litologia (poziomu zbiornikowego)	1. Piaskowce (80%) z przewarstwieniami iłowców i mułowców 2. Piaskowce 90% z przerostami ilasto-mułowcowymi
Badania litologiczne	badania mikroskopowe
Nadkład	1. Kreda górna: alb górny-mastrycht 2. Jura środkowa: aalen-baton dolny
Litologia nadkładu	1. Wapienie, margle, opoki, kreda piszcząca o łącznej miąższości ~900 m 2. Naprzemianległe warstwy iłowców, mułowców i piaskowców o łącznej miąższości 200 m
Uskoki	uskoki stwierdzono w dolnej części kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego
Liczba otworów	1 otwór
Lokalizacja otworów	Niecka płocka (warszawska), blok Grodziska Wyszogród 1: ark. mapy 39-30 Wyszogród 1:100 000
Głębokość otworów	Wyszogród 1: 2510,0 m
Otwory wiertnicze usytuowane w pobliżu kulminacji antykliny	Wyszogród 1

nictwa Naftowego był w pełni rdzeniowany. Niestety, próby rdzeniowe się nie zachowały. Nie wykonano także badań właściwości fizykochemicznych skał górnokredowych. Jednakże z rozpoznania regionalnego wynika, że piaskowce formacji mogileńskiej charakteryzują się bardzo dobrymi właściwościami zbiornikowymi (Bojarski 1996).

Przepuszczalność skał poziomu zbiornikowego wynosi kilkaset mD. W poziomie formacji mogileńskiej występują solanki chlorkowo-wapniowe o mineralizacji do 10 g/dcm³. Gradient ciśnienia złożowego wynosi $G_c = 0,90-1,0 \times 10^3$ hPa/10m.

Serię uszczelniającą stanowią utwory węglanowo-krzemionkowe kredy górnej: alb górny-mastrycht o miąższości w otworze Wyszogród 1: 985,0 m.

W wyniku reinterpretacji wykresów geofizyki wiertniczej w otworze Wyszogród 1 (Dadlez, Franczyk – dane archiwalne) utwory zaliczane dotychczas do dolnych ogniw bajosu i aalenu należą, z dużym prawdopodobieństwem, do triasu i górnego pliensbachu. W tym ujęciu kompleks osadów piaszczystych drobnoziarnistych, miejscami średnioziarnistych z podrzędnymi przerostami ilasto-mułowcowymi nawiercony na głębokości 2300,0–2412,0 m (112,0 m) wyróżniony jako formacja borucicka odniesiono wiekowo do toarsu górnego. Spełnia ona także warunki potencjalnego poziomu zbiornikowego dla gazu CO₂. Udział piaskowców w poziomie wynosi 90% (= ~100 m), ich porowatość do 15%, a przepuszczalność kilkaset mD. Piaskowce są wypełnione przez solanki chlorkowo-wapniowe klasy I o mineralizacji 87 g/dcm³.

Serię uszczelniającą poziom formacji borucickiej stanowią naprzemianległe warstwy iłowców, mułowców i piaskowców jury środkowej: aalenu, bajosu i batonu dolnego o łącznej miąższości około 200 m. Stopień szczelności tych skał wymaga dalszych badań.

Szacunkowa pojemność składowania CO₂ wynosi odpowiednio: dla dolnokredowego poziomu zbiornikowego 456 mln ton i dolnojurajskiego poziomu zbiornikowego 174 mln ton, przy współczynniku efektywności składowania CO₂ – 10%.

Szczegółowe dane geologiczno-złożowe do antykliny Wyszogrodu zawiera tabela 2.

Podsumowanie

Antykliny Dzierżanowa i Wyszogrodu to dwie z dziewięciu struktur wytypowanych do ewentualnych dalszych badań podziemnego składowania dwutlenku węgla w utworach mezozoiku niecki płockiej. Struktury te rozpoznano profilami sejsmicznymi i głębokimi otworami wiertniczymi, przy czym rozpoznanie antykliny Dzierżanowa jest lepsze (5 otworów) niż w przypadku antykliny Wyszogrodu (1 otwór). Dla opisywanych struktur do składowania CO₂ zaproponowano dolnokredowy i dolnojurajski poziom zbiornikowy. W przypadku antyklin Dzierżanowa i Wyszogrodu mają one zbliżone parametry poziomu zbiornikowego dolnokredowego i dolnojurajskiego: średnia miąższość (odpowiednio 144 m i 161 m) oraz (140 m i 112 m), głębokość zalegania (o 200–300 m mniejszą w przypadku antykliny Dzierżanowa), wysoką porowatość i przepuszczalność skał (kilkaset mD i więcej), dużą pojemność składowania CO₂ (znacznie większą w przypadku antykliny Wyszogrodu), dobre

uszczelnienie skał zbiornikowych (znaczna miąższość skał i podobna litologia). W obrębie skał zbiornikowych i uszczelniającego nadkładu struktury Wyszogrodu nie stwierdzono uskoków; występują one w głębszych partiach kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. W obrębie antykliny Dzierżanowa uskoki sięgają po najniższe warstwy dolnej kredy. Ze względu na stopień rozpoznania oraz mniejszą głębokość zalegania poziomów zbiornikowych, przy podobnych właściwościach zbiornikowych skał i uszczelniającego nadkładu struktura Dzierżanowa wydaje się korzystniejsza do podziemnego składowania dwutlenku węgla. Należy jednak podkreślić, że stopień szczelności nadkładu wyróżnionych poziomów zbiornikowych nie jest do końca rozpoznany. Wymaga to wykonania badań specjalistycznych.

Struktury Dzierżanowa i Wyszogrodu mogą stanowić przedmiot zainteresowania kilku dużych emitentów CO₂ tego regionu: Vattenfall Heat Poland SA – (Siekierki i Żerań w Warszawie) oraz Dalkia Łódź ZEC SA znajdujących się w odległości do 100 kilometrów.

LITERATURA

- Bojarski L., red. 1996 – Atlas hydrochemiczny i hydrogeologiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascensyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim, 1:100 000. Państwowy Instytut Geologiczny Warszawa.
- Bojarski L., Sobol K., 1983 – Badania hydrogeologiczne. [W:] S. Marek red. 1983. Prace Instytutu Geologicznego 103, s. 228–239.
- Dadlez R., 2001 – Przekroje geologiczne przez bruzdę śródpolską, 1:200 000. Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., 1969 – Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, t. 13, nr 3, s. 543–565.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J., red. 1998 – Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce, 1:2500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dadlez R., red. 1998 – Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim, 1:500 000, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Deczkowski Z., 1997a – Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. [W:] Marek S., Pajchłowa M., red. 1977. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego 153, s. 206–208.
- Deczkowski Z., 1997b – Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. [W:] Marek S., Pajchłowa M., red. 1977. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego 153, s. 208–217.
- Deczkowski Z., Franczyk M., 1988 – Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32, 1, s. 105–116.
- Dziewińska L., 1983 – Charakterystyka geofizyczna. Podsumowanie wyników badań geofizyki powierzchniowej (w zakresie magnetyki, grawimetrii, sejsmiki refleksyjnej i refrakcyjnej). [W:] Marek S., red. Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Prace Instytutu Geologicznego 103, s. 44–46.
- Dziewińska L., Marek S., Józwiak W., 2001 – Przekroje sejsmiczno-geologiczne przez wał kujawski i gielniowski, 1:100 000. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 398, s. 5–24.
- Górecki W., red. 2006 – Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim. Formacje mezozoiku. Kraków.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., Krassowska A., 1983 – Kreda górna. [W:] Marek S., red. Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Prace Instytutu Geologicznego 103, s. 177–197.
- Jurek J., Krauze H., 1981 – Dokumentacja sejsmiczna Rypin-Wyszogród 1980/1981. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.

- Królicka J., red. 1970 – Ropo- i gazoność obszaru warszawskiego na tle budowy geologicznej cz. II – Warunki występowania bituminów w synklinorium warszawskim. Prace Geostrukuralne Instytutu Geologicznego Warszawa.
- Krzywiec P., 2000 – O mechanizmie inwersji bruzdy śródpolskiej – wyniki interpretacji danych sejsmicznych. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 393, s. 135–166.
- Krzywiec P., 2006 – Structural inversion of the Mid-Polish Trough (NW and Central segments) lateral variations in timing structural style. *Kwartalnik Geologiczny*, 51, 1, s. 131–168.
- Krzywiec P., 2009 – Geometria i ewolucja wybranych struktur solnych z obszaru Niżu Polskiego w świetle danych sejsmicznych. *Przegląd Geologiczny*, 57, 9, s. 812–818.
- Łobaziewicz Z., 1989 – Dokumentacja sejsmiczna Grodzisk Mazowiecki–Warka 1984–1987. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa
- Marek S., red. 1983 – Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Prace Instytutu Geologicznego 103.
- Marek S., Pajchłowa M., red. 1997 – Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego 153.
- Marek S., Pożaryski W., red. 1970 – Ropo- i gazoność obszaru warszawskiego na tle budowy geologicznej. Cz. I – Budowa geologiczna. Prace Geostrukuralne Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- Marek S., Tarkowski R., Dziewińska L., 2010 – Potencjalne struktury geologiczne dla podziemnego składowania CO₂. [W:] Potencjalne struktury geologiczne do składowania CO₂ w utworach mezozoiku Niżu Polskiego (Charakterystyka oraz ranking). R. Tarkowski, red. *Studia Rozprawy i Monografie* 164. IGSMiE PAN, 2010, s. 16–111.
- Młynarski S., Dziewińska L., 1983 – Charakterystyka geofizyczna. Badania sejsmiczne refleksyjne i refrakcyjne. [W:] S. Marek, red. Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża, Prace Instytutu Geologicznego 103, s. 31–44.
- Pieńkowski G., 1997 – Sedymentologia i stratygrafia sekwencji na podstawie wybranych profilów. Jura dolna. [W:] Marek S., Pajchłowa M., red. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego 153, s. 217–235.
- Pożarski W., 1970 – Rowy tektoniczne kimeryjskie na tle ewolucji strukturalnej Niżu Polskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, t. 14, nr 2.
- Raczyńska A., 1979 – Stratygrafia i rozwój facjalny młodszej kredy dolnej na Niżu Polskim. Prace Instytutu Geologicznego, 89, s.79.
- Tarkowski R., red. 2005 – Podziemne składowanie CO₂ w Polsce w głębokich strukturach geologicznych (ropo-, gazo- i wodonośnych). Autorzy: Nodzeński A., Solecki T., Stopa J., Tarkowski R., Uliasz-Misiak B., Wydawnictwo IGSMiE PAN Kraków, 172 s.
- Tarkowski R., red. 2010 – Potencjalne struktury geologiczne do składowania CO₂ w utworach mezozoiku Niżu Polskiego (Charakterystyka oraz ranking). R. Tarkowski (red.). Autorzy: L. Dziewińska, S. Marek, Tarkowski R., Uliasz-Misiak B. *Studia Rozprawy i Monografie* 164. IGSMiE PAN, 138 s.
- Tarkowski R., 2008 – CO₂ storage capacity of geological structures located within Polish Lowlands' Mesozoic formations. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, t. 24, nr 4/1, p. 101–112.
- Tarkowski R., Uliasz-Misiak B., 2005 – Struktury geologiczne perspektywiczne do składowania CO₂ w Polsce. *Polityka Energetyczna* 8, z. spec., s. 551–560.
- Tarkowski R., Uliasz-Misiak B., 2006 – Possibilities of CO₂ sequestration by storage in geological media of major deep aquifers in Poland. *Chemical Engineering Research and Design*, Volume 84, Issue A9, Carbon Capture and Storage, p. 776–780.
- Tarkowski R., Uliasz-Misiak B., Wójcicki A., 2009 – Projekt EU GeoCapacity – założenia oraz główne wyniki projektu. Prace Naukowe GIG, *Górnictwo i Środowisko*, 4/1, s. 239–247.
- Tomaszewska J., Morosz Z., 1992 – Dokumentacja badań sejsmicznych w rejonie Płońsk-Zakroczym, Rypin-Wyszogród w latach 1989–1991. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- Tomaszewska J., Morosz Z., 1993 – Dokumentacja sejsmiczna Rypin-Wyszogród, rejon Kamionki-Bielsk. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- Uliasz-Misiak B., Tarkowski R., 2009 – Koszty geologicznego składowania CO₂. *Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN*, nr 75, s. 21–34.

- Uliasz-Misiak B., Tarkowski R., 2010 – Ranking struktur do podziemnego składowania CO₂ na Niżu Polskim. [W:] Potencjalne struktury geologiczne do składowania CO₂ w utworach mezozoiku Niżu Polskiego (Charakterystyka oraz ranking). R. Tarkowski (red.). Studia Rozprawy i Monografie 164. IGSMiE PAN, 2010, s. 112–123.
- Wagner R., Leszczyński K., Pokorski J., Gumulak K., 2002 – Paleotectonics cross-sections through the Mid-Polish Trough. *Kwartalnik Geologiczny*, 46, 3, s. 293–306.

ANTYKLINY DZIERŻANOWA I WYSZOGRODU (NIECKA PŁOCKA) JAKO POTENCJALNE SKŁADOWISKA CO₂

Słowa kluczowe

Składowanie CO₂, struktury geologiczne, poziomy wodonośne, Polska, antyklina Dzierżanowa, antyklina Wyszogrodu

Streszczenie

Przedstawiono położenie, budowę geologiczną i charakterystykę struktury Dzierżanowa i Wyszogrodu pod kątem podziemnego składowania dwutlenku węgla. Antykliny Dzierżanowa i Wyszogrodu są dwiema z dziewięciu struktur występujących wstępnie do podziemnego składowania dwutlenku węgla w utworach mezozoiku nieckii płockiej. Rozpoznano je profilami sejsmicznymi i głębokimi otworami wiertniczymi, przy czym rozpoznanie antykliny Dzierżanowa jest lepsze (5 otworów) niż antykliny Wyszogrodu (1 otwór). Dla opisywanych struktur do składowania CO₂ zaproponowano dolnokredowy i dolnojurański poziom zbiornikowy. Mają one zbliżone parametry poziomów zbiornikowych dolnokredowego i dolnojurańskiego: średnia miąższość (odpowiednio 144 m i 161 m) oraz (140 m i 112 m), głębokość zalegania (200–300 m, mniejsza w przypadku antykliny Dzierżanowa), wysoką porowatość i przepuszczalność skał zbiornikowych (kilkaset mD i więcej), dużą pojemność składowania CO₂ (znacznie większą w przypadku antykliny Wyszogrodu), dużą miąższość skał uszczelniającego nadkładu. W obu przypadkach serie uszczelniające wymagają dalszego, szczegółowego rozpoznania pod kątem szczelności. W obrębie skał zbiornikowych i uszczelniającego nadkładu nie stwierdzono uskoków (antyklina Wyszogrodu) lub występują one w głębszych partiach kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego po najniższą dolną kredę (antyklina Dzierżanowa). Ze względu na stopień rozpoznania oraz mniejszą głębokość zalegania skał poziomów zbiornikowych, przy podobnych właściwościach zbiornikowych skał i uszczelniającego nadkładu, struktura Dzierżanowa wydaje się korzystniejsza do podziemnego składowania dwutlenku węgla.

Struktury Dzierżanowa i Wyszogrodu mogą stanowić przedmiot zainteresowania kilku dużych emitentów CO₂ tego regionu: Vattenfall Heat Poland SA – (Siekierki i Żerań w Warszawie) oraz Dalkia Łódź ZEC SA znajdujących się w odległości do 100 kilometrów.

THE DZIERŻANOWO AND WYSZOGRÓD ANTICLINES (PŁOCK TROUGH) AS POTENTIAL CO₂ STORAGE SITES

Key words

CO₂ storage, geological structure, aquifer, Poland, Dzierżanowo Anticline, Wyszogród Anticline

Abstract

The paper presents the location, geological structure and characteristics of the Wyszogród and Dzierżanowo anticlines in terms of potential underground storage of carbon dioxide. The Dzierżanowo and Wyszogród anticlines are two of the nine pre-selected structures for underground storage of carbon dioxide in Mesozoic deposits of the Płock Trough. They were detected by seismic profiles and deep boreholes. The Dzierżanowo

Anticline is explored in more detail (five boreholes) than the Wyszogród Anticline (one borehole). Lower Cretaceous and Lower Jurassic aquifers have been proposed for CO₂ storage in these areas. They have similar parameters: average thickness (144 m and 161 m; 140 m and 112 m, respectively), depth to the aquifer (200–300 m, lower for the Dzierżanowo Anticline), high porosity and permeability of reservoir rocks (several hundred mD and more), high capacity storage of CO₂ (much higher for the Wyszogród Anticline) and large thickness of the overburden seal. In both cases, the sealing series require further, detailed investigation of their sealing properties. No faults are observed within the reservoir rocks and overburden seal in the Wyszogród Anticline. They occur in the deeper parts of the Zechstein-Mesozoic succession up to the Lower Cretaceous in the Dzierżanowo Anticline. Due to its degree of exploration and the depth to the aquifer, and similar properties of the reservoir rocks and the sealing caprock, the Dzierżanowo structure seems more favourable for the underground storage of carbon dioxide.

The Wyszogród and Dzierżanowo structures may be of interest to several large CO₂ emitters in the region: Vattenfall Heat Poland SA – (Siekierki and Żerań, Warsaw) and the Dalkia Łódź ZEC SA, located at a distance of up to 100 kilometres.

ZAŁĄCZNIK 1

Skrócony profil geologiczny otworu wiertniczego Dzierżanowo 1 (125,0 m n.p.m.)

ATTACHMENTS 1

Generalised geological log of the Dzierżanowo 1 borehole

- 0,0–237,5 (237,5 m) kenozoik (czwartorzęd + trzeciorzęd)
 237,5–939,0 (701,5 m) kreda górna; mastrycht-alb górny
 (M. Jaskowiak-Schoeneichowa, A. Krassowska, K. Leszczyński)
 939,0–1189,0 (250,0 m) kreda dolna; alb środkowy-berias z wółgiem górnym
 (S. Marek, A. Raczyńska, J. Dembowska)
 939,0–1082,5 (143,5 m) barrem-alb środkowy; formacja mogileńska;
poziom zbiornikowy 1
 939,0–1010,0 (71,0 m) ogniwo kruszwickie; piaskowce
 1010,0–1031,0 (21,0 m) ogniwo goplańskie; mułowce, podrzędnie piaskowce
 1031,0–1082,5 (51,5 m) ogniwo pagórczańskie; piaskowce
 1082,5–1189,0 (106,5 m) hoteryw-berias
 1189,0–1769,0 (580,0 m) jura górna; tyton-okxford (J. Dembowska, T. Niemczycka)
 1769,0–2129,0 (360,0 m) jura środkowa; kelowej-aalen (K. Dayczak-Calikowska,
 A. Ryll, R. Dadlez)
 2129,0–2723,0 (604,0 m) jura dolna; toars-hetang (R. Dadlez, M. Franczyk)
 2129,0–2316,0 (187,0 m) toars
 2129,0–2270,0 (141,0 m) toars górny; formacja borucicka;
 piaskowce z wkładkami iłowców i mułowców; **poziom zbiornikowy 2**
 2270,0 – 2316,0 (46,0 m) toars dolny; formacja ciechocińska;
 iłowce i mułowce z cienkimi przewarstwieniami piaskowców
 2316,0–2586,0 (270,0 m) pliembach-synemur górny
 2586,0–2723,0 (137,0 m) synemur dolny-hetang
 2723,0–3150,0 (>427,0 m) trias górny i środkowy

Skrócony profil geologiczny otworu Wyszogród 1 (65,0 m n.p.m.)

Generalised geological log of the Wyszogród 1 borehole

- 0,0–214,0 (214,0 m) kenozoik (czwartorzęd + trzeciorzęd)
- 214,0–1199,0 (985,0 m) kreda górna z albem górnym
(A. Krassowska, M. Jaskowiak-Schoeneichowa, K. Leszczyński)
- 1199,0–1455,0 (256,0 m) kreda dolna z wołgiem górnym
(S. Marek, A. Raczyńska, J. Dembowska)
- 1199,0–1360,0 (161,0 m) barrem-alb środkowy; formacja mogileńska; **poziom zbiornikowy 1**
- 1199,0–1270,5 (71,0 m) ogniwo kruszwickie; piaskowce
- 1270,5–1305,5 (35,0 m) ogniwo goplańskie; iłowce,
mułowce z przerostami piaskowców
- 1305,5–1360,0 (54,5 m) ogniwo pagórczańskie; piaskowce
- 1360,0–1455,0 (95,0 m) hoteryw-berias (z wołgiem górnym)
- 1455,0–2060,0 (605,0 m) jura górna; tyton-okxford (J. Dembowska, T. Niemczycka)
- 2060,0–2300,0 (210,0 m) jura środkowa (K. Dayczak-Calikowska, A. Ryll, R. Dadlez)
- 2300,0–2510,0 (210,0 m) jura dolna (R. Dadlez, M. Franczyk)
- 2300,0–2468,0 (168,0 m) toars
- 2300,0–2412,0 (112,0 m) toars górny; formacja borucicka; piaskowce (90%)
z nielicznymi przerostami ilastymi; **poziom zbiornikowy 2**
- 2412,0–2468,0 (56,0 m) toars dolny; formacja ciechocińska; iłowce i mułowce
z przewarstwieniami piaszczystymi
- 2468,0–2510,0 (>42,0 m) pliensbach górny, domer; piaskowce z podrzędnymi
przerostami ilastymi

