

Spis treści

Spis treści.....	1
1.1.9 Ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO₂ w mediach złożowych dla wytypowanych obszarów	3
Rejon I - Bełchatów.....	3
Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora J ₁ na wybranym obszarze	3
Rejon II - GZW.....	9
Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora Ng – warstwy dębowieckie - na wybranym obszarze w południowo-zachodniej części GZW i jego obrzeżeniu	9
Rejon III - Mazowsze	15
Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora J ₁ na wybranym obszarze	15
Rejon V - Lubelszczyzna (i Podlasie)	22
Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora górnokarbońskiego.....	22
Rejon VI - Wielkopolska - Kujawy	37
Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora.....	37
Rejon VII - NW Polska (oraz VIII - Łeba Bałtyk).....	43
Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora dolnotriasowego	43
Rejon VIII - Łeba-Bałtyk	51
Ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO₂ w mediach złożowych dla wytypowanych obszarów (1.1.9 - GIG).....	55
OCENA ROZPRZESTRZENIANIA SIĘ ZATŁOCZONEGO CO ₂ W MEDIACH ZŁOŻOWYCH DLA WYTYPOWANYCH OBSZARÓW – REJON GZW.....	55
OCENA ROZPRZESTRZENIANIA SIĘ ZATŁOCZONEGO, CO ₂ W MEDIACH ZŁOŻOWYCH DLA WYTYPOWANYCH OBSZARÓW – REJON GZW, c.d.....	66
OCENA ROZPRZESTRZENIANIA SIĘ ZATŁOCZONEGO CO ₂ W MEDIACH ZŁOŻOWYCH DLA WYTYPOWANYCH OBSZARÓW (W KIERUNKU POZIOMYM I PIONOWYM) (POKŁADY WĘGLA)	79
Ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO₂ w oparciu o komputerowe symulacje zatłaczania (1.1.34 - AGH).....	93
Rejon I - Bełchatów.....	93

Rejon III - Mazowsze, V - (północno-zachodnia) Lubelszczyzna, VII - NW Polska	98
Rejon VII - NW Polska, VI - Wielkopolska, VIII - Wyniesienie Łeby	103

1.1.9 Ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO₂ w mediach złożowych dla wytypowanych obszarów

Rejon I - Bełchatów

Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora J₁ na wybranym obszarze

(Zbigniew Kaczorowski)

W oparciu o model budowy geologicznej – powierzchnie stropu i spągu osadów jury dolnej oraz przebieg głównych dyslokacji (patrz też **Fig 1.1.3_32-1.1.3_34**) – wykonano model przepływu wód podziemnych dla obszaru od Płocka na północy po Skarżysko Kamienną na południu i od Kalisza na zachodzie do Rawy Mazowieckiej na wschodzie.

Modelowanie przeprowadzono przy pomocy pakietu programów Visual Modflow wersja 4. Model podzielono kwadratową siatką dyskretyzacyjną na 200 kolumn, 160 wierszy i 7 warstw. Krok siatki wynosi $dx=dy$ 1000 m. Obszar objęty modelowaniem wynosi 19 200 km². Warstwy modelu dzielą obszar występowania osadów jury dolnej głębokościowo:

I warstwa – od powierzchni stopu jury dolnej do rzędnej 0 m n.p.m.,

II warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej pomiędzy rzędnymi 0 a -500 m n.p.m.,

III warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej pomiędzy rzędnymi -500 a -1000 m n.p.m.,

IV warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej pomiędzy rzędnymi -1000 a -1500 m n.p.m.,

V warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej pomiędzy rzędnymi -1500 a -2000 m n.p.m.,

VI warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej pomiędzy rzędnymi -2000 a -2500 m n.p.m.,

VII warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej pomiędzy rzędnymi -2500 a -3600 m n.p.m.

Ze względu na brak pełnego modelu budowy litofacjalnej rozpatrywanego obszaru, jako założenie początkowe przyjęto, że model będzie obejmował tylko osady całej jury dolnej, traktowane w całości jako warstwa wodonośna (**Fig. 1.1.9_1 i 1.1.9_2**). Miąższość osadów jury dolnej wynosi od około 50 do 1400 m. Warstwy leżące powyżej i poniżej traktowano jako nieprzepuszczalne.

Na modelowanym obszarze zadano warunki brzegowe:

II rodzaju – na obszarze wychodni utworów jury dolnej na powierzchni terenu – wielkość infiltracji efektywnej zadano w wysokości 40-50 mm/a,

II rodzaju - wydatki otworów zatłaczających CO₂,

I rodzaju GHB – granica NE; rzędna zwierciadła wody 0 m n.p.m., oddalona o 150-300 km, granica NW; rzędna zwierciadła wody 0 m n.p.m., oddalona o 200-300 km, granica SW; rzędna zwierciadła wody od 80-320 m n.p.m., oddalona o 30-150 km.

Dla modelowanego obszaru parametry warstwy wodonośnej według badań laboratoryjnych przedstawiają się następująco:

- porowatość całkowita: od 0,76 do 27,17 % - wartości średnie w otworze wynoszą 1,08–25,26%
- przepuszczalność od 0,1 do 1342 mD - wartości średnie w otworze wynoszą 0,2 – 636.3 mD.

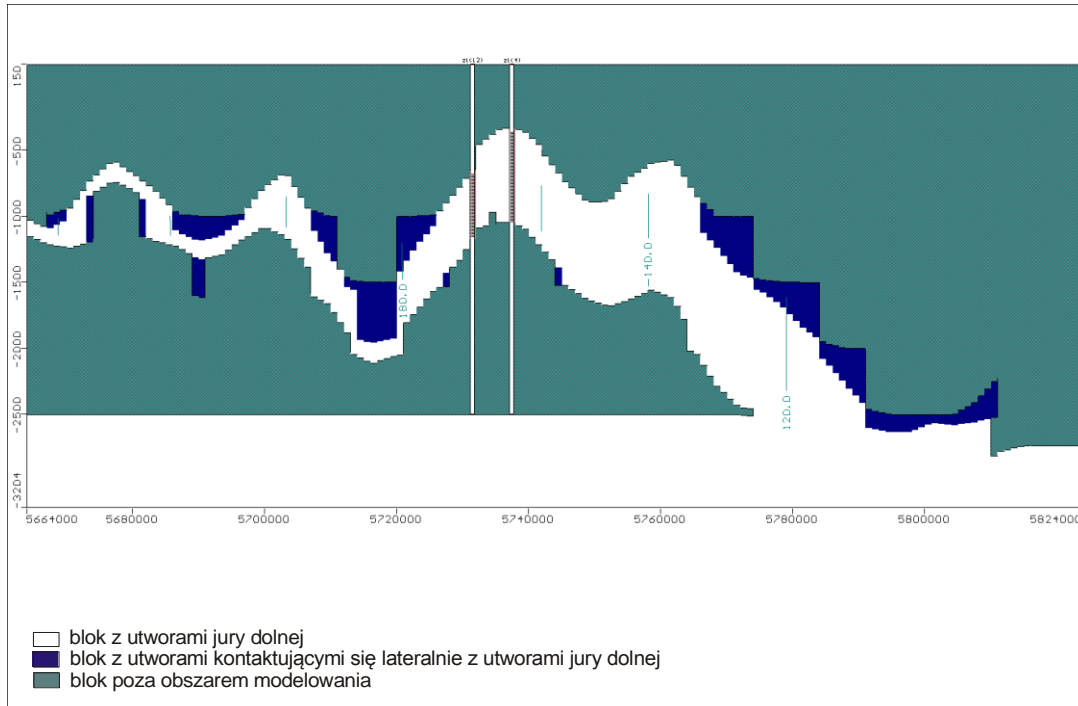


Fig. 1.1.9_1 Przekrój N-S przez modelowany obszar

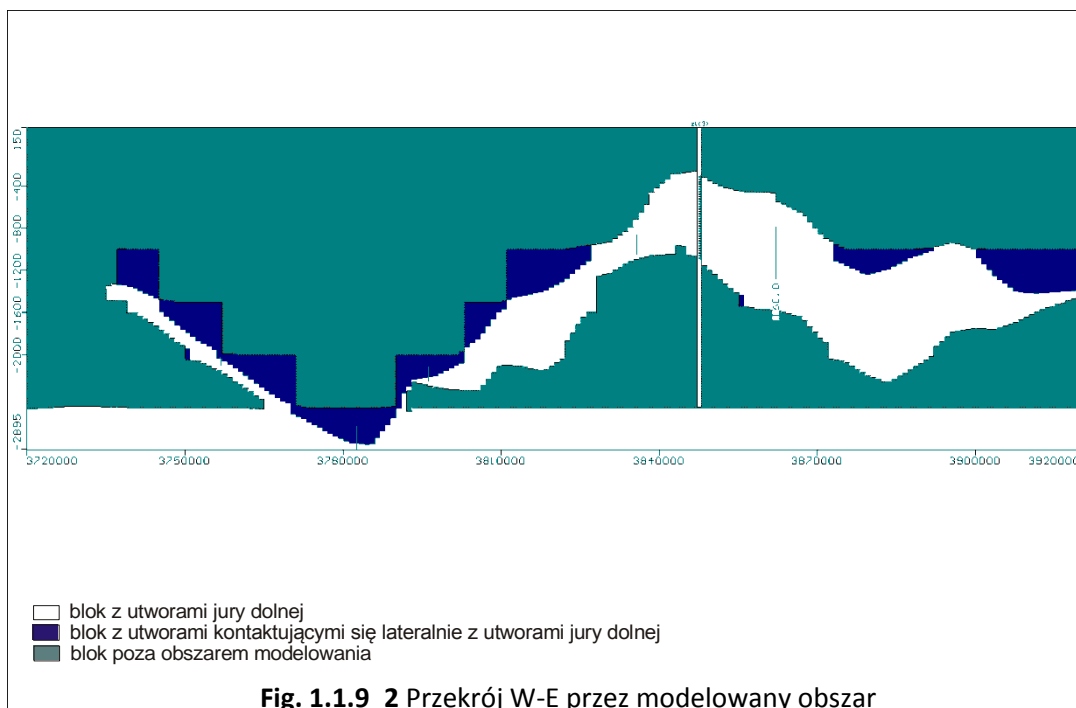


Fig. 1.1.9_2 Przekrój W-E przez modelowany obszar

Warunki początkowe

W celu wykonania symulacji przepływu wód w warstwie wodonośnej programem Modflow, z pakietu Visual Modflow, dokonano sprowadzenia ciśnień złożowych (**Fig. 1.1.9_3**) do poziomu 0 m n.p.m. i gęstości 1 g/l. Położenie zwierciadła wód podziemnych/piezometrycznej linii ciśnień określono na podstawie danych zawartych w bazie Bo-hydro, danych z „Atlasu wód geotermalnych...” i danych z Banku Hydro dla modelowanego obszaru. Wynosi ono od 70 m n.p.m. na NW granicy modelowanego obszaru do 340 m n.p.m. na SE granicy modelu w obszarze wychodni jury dolnej.

Struktura modelu i parametry warstwy wodonośnej zostały skorygowane i oszacowane podczas kalibracji i weryfikacji modelu. Korekty polegały na wykonaniu lateralnych kontaktów utworów jury dolnej ze skałami sąsiadującymi (utworami jury środkowej i/lub górnej). Kontakty te mogą występować w obszarze stref tektonicznych, w których różnice w położeniu stropu/spągu osadów jury dolnej wynoszą od kilkuset metrów do dwóch kilometrów. Przewodność warstwy wodonośnej po kalibracji modelu zmienia się od 0,2 do 7 m/d (od $2,3 \cdot 10^{-6}$ do $8,1 \cdot 10^{-6}$ m/s), a w obszarze stref uskokowych, w granicach od 0,005 do 0,01 m/d (od $5,8 \cdot 10^{-8}$ do $1,2 \cdot 10^{-7}$ m/s).

Wartości porowatości efektywnej przyjęto w granicach 8-20 %.

Współczynnik zasobności sprężystej przyjęto $b=0,00001$.



- blok z utworami jury dolnej
- blok poza obszarem modelowania
- > linie prądu, strzałki co 10 000 lat czasu przepływu
- izolinie ciśnień w jurze dolnej
- z1 otwory zatłaczające

Fig. 1.1.9_3 Rozkład ciśnień piezometrycznych w czwartej warstwie modelu (głębokość pomiędzy -1000 a -1500 m n.p.m.) - warunki pierwotne.

W warunkach naturalnego krążenia zasilenie warstwy wodonośnej wynosi 64932,75 m³/d;

- dopływ z infiltracji opadów atmosferycznych – 58699,72 m³/d,
- dopływ z wychodni - SW granica modelu – 6233,03 m³/d,
- odpływ z warstwy wodonośnej wynosi 64926,14 m³/d,
- odpływ z wychodni – NW i NE granica modelu – 64926,14 m³/d.

Przy zadanej konstrukcji modelu następuje wymiana wód pomiędzy utworami jury dolnej i utworami kontaktującymi się z nimi lateralnie i jej bilans wynosi 51540 m³/d odpływu z utworów jury dolnej.

Przepływ następuje z SE na NW. Czas przepływu wody przez modelowany obszar wynosi od 60-140 tys. lat, czyli prędkość filtracji wynosi 1,2-2,8 m/a.

Obliczenia prognostyczne

W celu symulacji zatłaczania CO₂ do warstwy wodonośnej założono, że do osadów jury dolnej zostanie zatłoczone 300 000 000 Mg CO₂. Przy gęstości CO₂ wynoszącej 0,7 Mg/m³ da to 428571428,6 m³ cieczy o gęstości 1 g/l. Przy założeniu czasu deponowania wynoszącym 30 lat (**Fig. 1.1.9_4**) i 15 otworach zatłaczających wydatek każdego otworu zatłaczającego powinien wynosić 2609,26 m³/d (108,72 m³/h).

Zatłaczanie CO₂ do warstwy wodonośnej zlokalizowano w rejonie pomiędzy otworami Budziszewice i Zaosie w osiowej części antykliny. W jego wyniku przepływy w warstwie wodonośnej wyniosły: 104073.2 m³/d,:

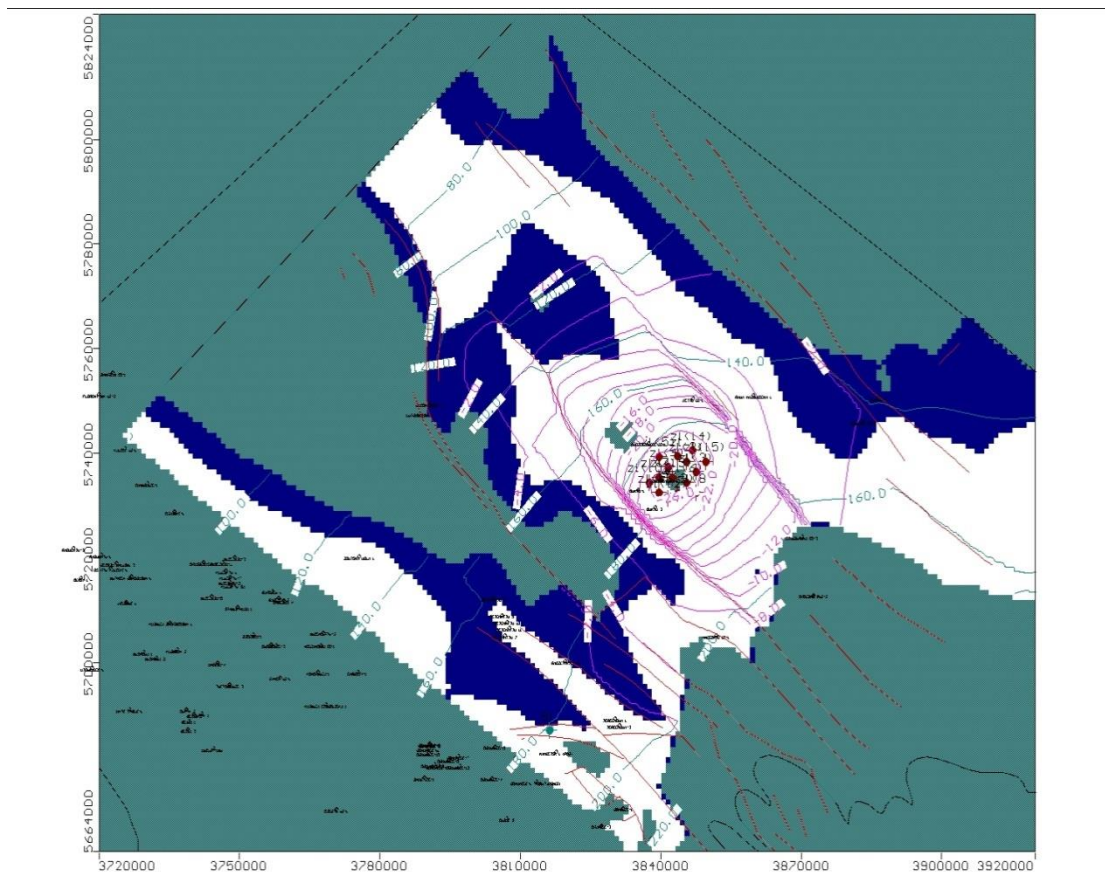
- dopływ z infiltracji opadów atmosferycznych - 58699.72 m³/d,
- dopływ z wychodni - SW granica modelu - 6233.01 m³/d,
- dopływ otworami zatłaczającymi - 39138.89 m³/d.

Odpływ z warstwy wodonośnej wynosi 104013.5 m³/d,:

- odpływ z wychodni – NW i NE granica modelu - 64926.11 m³/d,
- zasoby sprężyste warstwy - 39087.43 m³/d.

W przypadku pojedynczego otworu zatłaczającego, zafiltrowanego na całym odcinku występowania osadów jury dolnej (w badanym rejonie jej miąższość wynosi około 800 m) represja, przy zatłaczaniu 2609,26 m³/d przez 30 lat wyniesie 2,2 m w bloku obliczeniowym (1000x1000 m), co da represję w otworze zatłaczającym około 4,4 m. Przy naporze na strop warstwy, wynoszącym w warunkach naturalnych 460 m stanowi to około 1 % ciśnienia.

W efekcie zatłaczania CO₂ przez 15 otworów z wydatkiem 2609,26 m³/d każdy położenie zwierciadła wody w modelowanym obszarze podniosło się do 27 m, przy czym najwyższe represje występowały w centralnym obszarze zatłaczania (**Fig. 1.1.9_4**). W stosunku do pierwotnego ciśnienia w warstwie wodonośnej stanowi to wzrost ciśnienia o 6 %.



- blok z utworami jury dolnej
- blok z utworami kontaktującymi się lateralnie z utworami jury dolnej
- blok poza obszarem modelowania
- linie prądu, strzałki co 10 000 lat czasu przepływu
- izolnie ciśnień w jurze dolnej
- izolnie represji w jurze dolnej
- z1 otwory zatłaczające

Fig. 1.1.9_4 Rozkład ciśnień piezometrycznych i izolnii represji w czwartej warstwie modelu (głębokość pomiędzy -1000 a -1500 m n.p.m.) po 30 latach zatłaczania CO₂

Bilans wymiany wód pomiędzy utworami jury dolnej i utworami kontaktującymi się z nimi lateralnie, w chwili zaprzestania zatłaczania wynosi 44540 m³/d odpływu z utworów jury dolnej.

Zasięg represji wynoszącej 2 m sięga 45,5 km na NW, 56,5 km na SE i odpowiednio 33,5 i 36 km na SW i NE. Lej represji rozprzestrzenia się wzdłuż osi antykliny. Jego zasięg prostopadły do osi antykliny jest mniejszy i w osiach sąsiednich synklin redukuje się do wartości około 1m.

Różnica w przepływach, w stosunku do warunków naturalnych wynosi 39140.41 m³/d i stanowi to 60 % wartości przepływu w warunkach naturalnych. Jest to prawie w całości ilość zatłoczonego CO₂ do warstwy wodonośnej.

Po zaprzestaniu zatłaczania na skutek przepływu w warstwie wodonośnej w kierunku NW następuje sukcesywny spadek ciśnienia w rejonie zatłaczania.

Rozkład obniżania się ciśnień w centrum zatłaczania, w czasie przedstawia się jak poniżej:

- 0 lat – represja 27 m,
- 20 lat – represja 6 m,
- 70 lat – represja 3 m,
- 1000 lat – represja 0,9 m,
- 2000 lat – represja 0,35 m,
- 3000 lat – represja 0,15 m.

Spadek ciśnienia do warunków naturalnych nastąpi po około 3000 lat od zaprzestania zatłaczania.

Podsumowanie

Przedstawiony model hydrogeologiczny jest znacznym uproszczeniem struktury geologicznej będącej przedmiotem modelowania. Po wykonaniu modelu budowy litofacjalnej będzie możliwa dalsza weryfikacja modelu hydrogeologicznego i dokładniejszego określenia kontaktów hydraulicznych pomiędzy poszczególnymi warstwami o dobrych właściwościach zbiornikowych.

Spadek ciśnień w warstwie wodonośnej wskazuje na przepływ wód z prędkością od 1,2 do 2,8 m/a równoległe do stref tektonicznych. Strefy tektoniczne pełnią rolę utrudniającą przepływ, jak również umożliwiają lateralne kontakty przepuszczalnych skał różnowiekowych (z jury środkowej i górnej). Ze względu na słabo rozpoznane warunki rozkładu ciśnień w SW części modelowanego obszaru możliwe są odchylenia od obecnie uzyskanych kierunków przepływu.

Niniejsze rozważania modelowe przeprowadzono przy założeniu, że CO₂ jest cieczą. Przy zatłaczaniu, ze względu na niewielką prędkość filtracji, wprowadzany CO₂ będzie tworzył zasoby sprężyste warstwy wodonośnej. Będzie to powodować wzrost ciśnień w rejonie składowania, natomiast przepływy będą się zmieniać w niewielkim stopniu.

Po zaprzestaniu zatłaczania nastąpi sukcesywny spadek ciśnień w rejonie zatłaczania. W okresie do 3000 lat nastąpi powrót ciśnień do warunków naturalnych, czyli CO₂ zostanie rozprowadzone po warstwie wodonośnej-solankowej. W okresie 5000 lat front zatłaczanego CO₂ przesunie się od 13 do 25 km od najbardziej na NW wysuniętych otworów zatłaczających. W warunkach naturalnych przepływ wód w tym okresie wynosiłby 6-14 km.

Rejon II - GZW

Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora Ng – warstwy dębowieckie - na wybranym obszarze w południowo-zachodniej części GZW i jego obrzeżeniu (Zbigniew Kaczorowski)

W oparciu o model budowy geologicznej (powierzchnie stropu i spągu warstw dębowieckich) oraz budowy utworów podległych (starszych osadów miocenu oraz osadów karbonu, głównie karbonu produktywnego – w tym serii mułowcowej i górnośląskiej serii piaskowcowej) wykonano model przepływu wód podziemnych dla obszaru od granicy państwa w rejonie Cieszyna na zachodzie po Kęty na wschodzie; od północy i południa obszar ten był ograniczony zasięgiem warstw dębowieckich. Generalnie modelowaniem objęto wyznaczony w innych zadaniach Projektu najbardziej perspektywiczny dla składowania CO₂ w warstwach dębowieckich rejon Cieszyn-Skoczów-Czechowice.

Modelowanie przeprowadzono przy pomocy pakietu programów Visual Modflow wersja 4. Model podzielono kwadratową siatką dyskretyzacyjną na 180 kolumn, 108 wierszy i 3 warstwy. Krok siatki wynosi $dx=dy$ 250 m. Obszar objęty modelowaniem wynosi 1269 km². Warstwy modelu przedstawiają (**Fig. 1.1.9_5 i 6**):

I warstwa – rozprzestrzenienie i miąższość warstw dębowieckich,

II warstwa – płyty starszych osadów ilastego neogenu i osady karbonu – miąższość warstwy do 100 m,

III warstwa – osady karbonu - rzędna spągu warstwy wynosi -2000 m n.p.m.

Na modelowanym obszarze zadano warunki brzegowe:

- ✓ II rodzaju - wydatki otworów zatłaczających CO₂,
- ✓ I rodzaju GHB – granica SE, część granicy E, część granicy N, część granicy E.

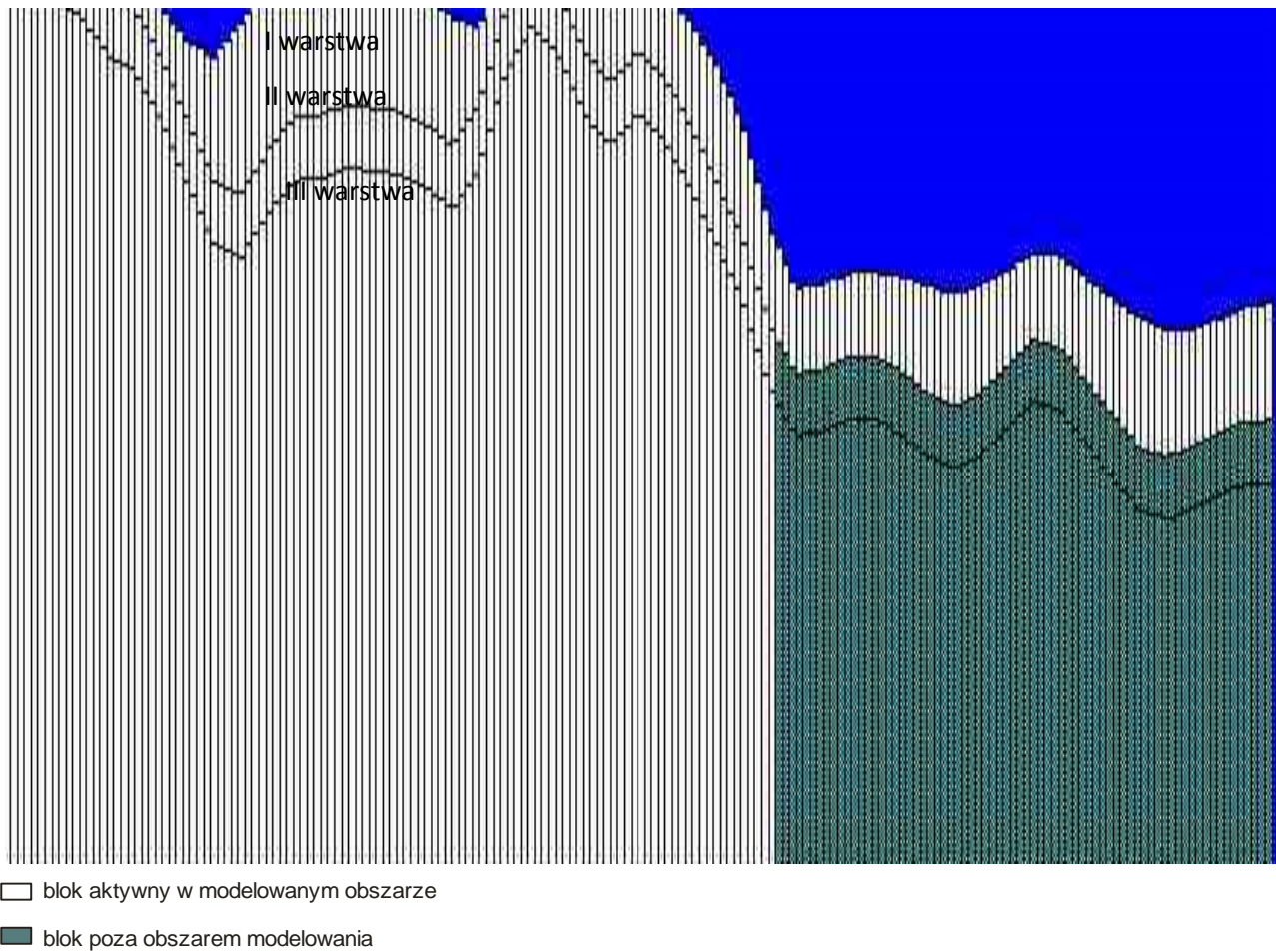


Fig. 1.1.9_5 Przekrój W-E przez modelowany obszar

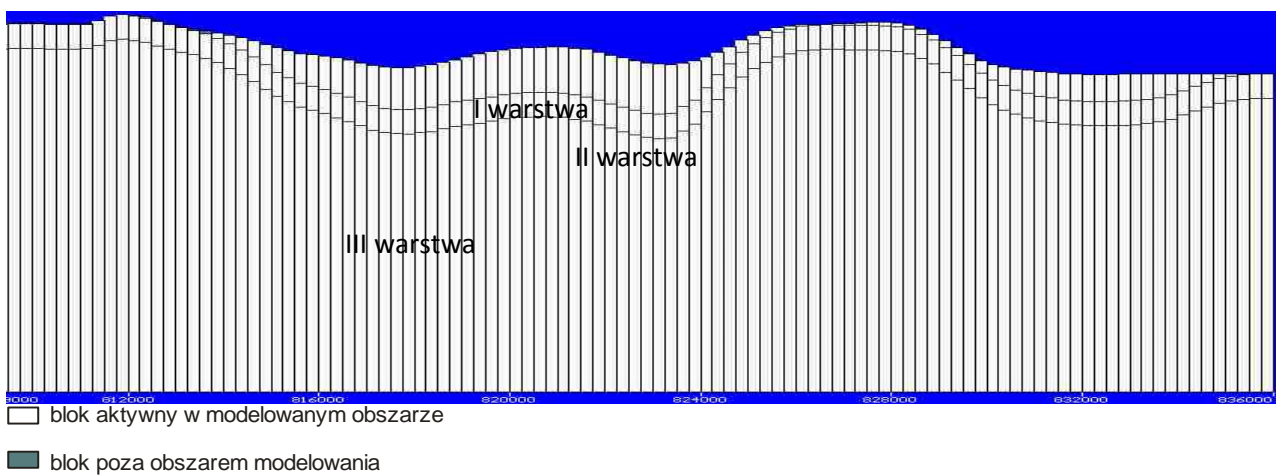


Fig. 1.1.9_6 Przekrój S-N przez modelowany obszar

Warunki początkowe

W celu wykonania symulacji przepływu wód w warstwie wodonośnej programem Modflow, z pakietu Visual Modflow, dokonano sprowadzenia ciśnień złożowych do poziomu 0 m n.p.m. i gęstości 1 g/l. Położenie zwierciadła piezometrycznej linii ciśnień określono na podstawie danych zawartych w bazie danych otworów GZW. Dane pochodzą z lat 1948-1988. Rzędne zwierciadła piezometrycznej linii ciśnień, na koniec lat 80' (przyjęte jako warunki początkowe), na granicach modelowanego obszaru wynoszą:

- na granicy S w części W 150 m n.p.m., a w części E 300 m n.p.m.,
- na granicy E od 275 do 300 m n.p.m.;
- na granicy N w części W 150 m n.p.m. i w części E -200 m n.p.m.,
- na granicy E -20 m n.p.m.

Wartości na granicy N i W są związane z działalnością górniczą kopalń - prowadzeniem odwodnień.

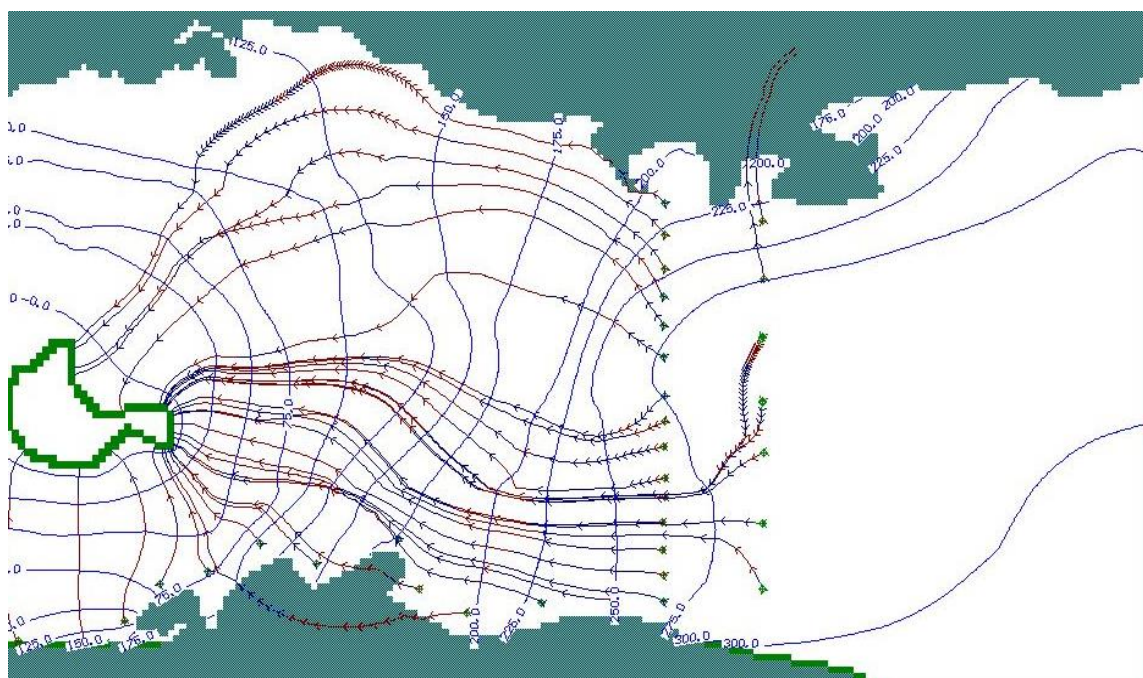


Fig. 1.1.9_7 Rozkład ciśnień piezometrycznych w pierwszej warstwie modelu

(warstwy dębowieckie) - warunki pierwotne.

- blok aktywny w modelowanym obszarze
- blok poza obszarem modelowania
- linie prądu, strzałki co 500 lat czasu przepływu
- izolinie ciśnień w warstwach dębowieckich
- blok z warunkami granicznymi I rodzaju GHB

Struktura modelu i parametry warstwy wodonośnej zostały oszacowane podczas kalibracji i weryfikacji modelu. Przewodność I warstwy wodonośnej po kalibracji modelu wynosi od 0,002 do 0,06 m/d (od $2,3 \cdot 10^{-8}$ do $6,9 \cdot 10^{-7}$ m/s), a porowatość efektywna 0,7-3,5 %. Dla łańcuchów neogeńskich przewodność przyjęto $1 \cdot 10^{-9}$ m/s, a porowatość efektywną 0,001 %. Dla utworów karbońskich przewodność wynosi od 0,0002 do 0,012 m/d (od $2,3 \cdot 10^{-8}$ do $1,4 \cdot 10^{-7}$ m/s), a porowatość efektywna 0,1-0,7 %. Współczynnik zasobności sprężystej dla wszystkich warstw przyjęto $b=0,00001$.

Na **Fig. 1.1.9_7** przedstawiono rozkład ciśnień w warstwach dębowieckich, na koniec lat 80', wg badań modelowych. Generalnie przepływ jest ze wschodu na zachód. W części NE obszaru przepływ jest w kierunku północnym. Kierunki te są zdeterminowane przez odwadnianie kopalń. Czas przepływu przez rozpatrywany obszar wynosi od 500 do 7 000 lat.

Obliczenia prognostyczne

W celu symulacji zatłaczania CO₂ do warstwy wodonośnej założono, że do osadów warstw dębowieckich zostanie zatłoczone 30 000 000 Mg CO₂. Przy gęstości CO₂ wynoszącej 0,7 Mg/m³ da to 42857142,9 m³ cieczy o gęstości 1 g/l. Przy założeniu czasu deponowania wynoszącym 30 lat i 5 otworach zatłaczających, wydatek każdego otworu zatłaczającego powinien wynosić 782,78 m³/d (32,62 m³/h). Założono, że graniczne warunki brzegowe – ciśnienia w bazach drenażu związanych z eksploatacją kopalń (W i N granica), podczas obliczeń nie ulegną zmianie.

Zatłaczanie CO₂ do warstwy wodonośnej zlokalizowano w rejonie na zachód od Skoczowa, w osiowej części wyniesienia osadów podłoża. Odległość między otworami wynosi 500-750 m. Miąższość warstw dębowieckich w rejonie lokalizacji otworów zatłaczających wynosi 150-200 m. W efekcie zatłaczania CO₂ przez 5 otworów z wydatkiem 782,78 m³/d każdy, przez 30 lat, położenie linii ciśnień piezometrycznych w modelowanym obszarze podniosło się do 375-400 m n.p.m. w bloku obliczeniowym, przy czym najwyższe represje – rzędu 275-300 m w bloku obliczeniowym – występowały w centralnym obszarze zatłaczania (**Fig. 1.1.9_8**). W stosunku do pierwotnego ciśnienia w warstwie wodonośnej stanowi to wzrost ciśnienia o około 40 % - wzrost z około 7 Mpa do 10 Mpa. Represje w otworach zatłaczających mogą być wyższe o około 100 m, niż w bloku obliczeniowym (250 x 250 m). Przepływ wody w rejonie zatłaczania został zmieniony w znacznym stopniu. Obszar o represji większej niż 50 m wynosi około 30 km². Zmianie uległy kierunki przepływu – w rejonie zatłaczania, w promieniu około 1,5 km (przy represjach około 100 m) – ma on znaczną składową pionową – **Fig. 1.1.9_9**.

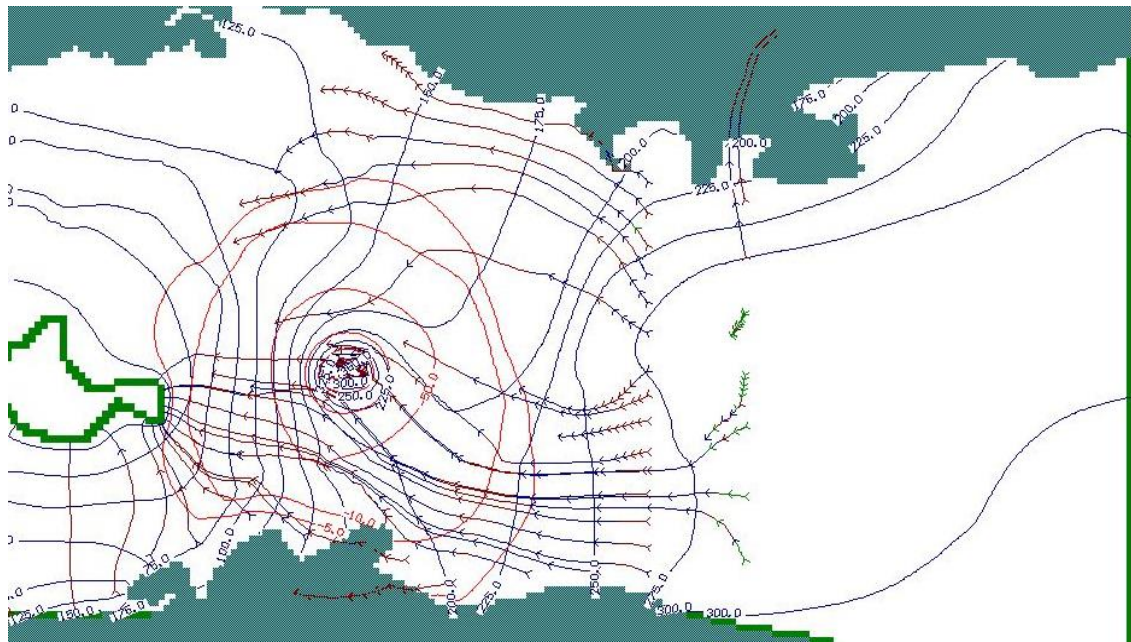


Fig. 1.1.9_8 Rozkład ciśnień piezometrycznych i izolinii depresji w warstwach dębowieckich po 30 latach zatłaczania CO₂

- blok aktywny w modelowanym obszarze
- blok poza obszarem modelowania
- linie prądu, strzałki co 500 lat czasu przepływu
- izolinie ciśnień w warstwach dębowieckich
- blok z warunkami granicznymi I rodzaju GHB
- izolinie depresji w warstwach dębowieckich

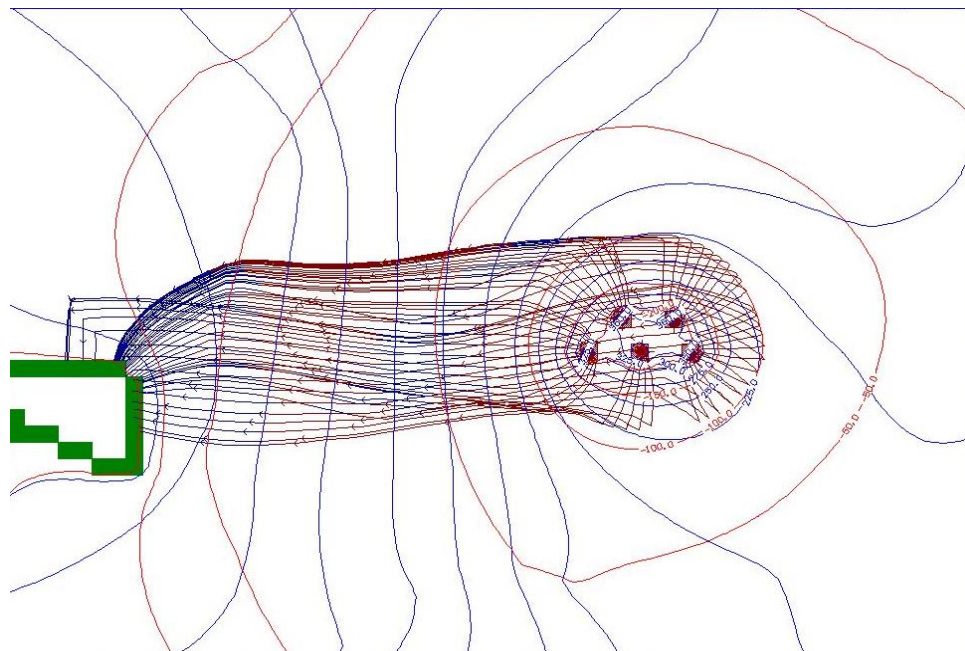


Fig. 1.1.9_9 Rozkład ciśnień piezometrycznych i izolinii depresji w warstwach dębowieckich po 30 latach zatłaczania CO₂, w rejonie zatłaczania

Po zaprzestaniu zatłaczania na skutek przepływu w warstwie wodonośnej w kierunku W następuje sukcesywny spadek ciśnienia w rejonie zatłaczania. Rozkład obniżania się ciśnień w centrum zatłaczania, w czasie, przedstawia się jak poniżej:

- ▲ 0 lat – represja 300 m,
- ▲ 20 lat – represja 45 m,
- ▲ 45 lat – represja 22 m,
- ▲ 70 lat – represja 17 m,
- ▲ 120 lat – represja 11 m,
- ▲ 170 lat – represja 7 m,
- ▲ 350 lat – represja 3 m,
- ▲ 1000 lat – represja 1 m.

Spadek ciśnienia do warunków naturalnych nastąpi po około 1500 latach od zaprzestania zatłaczania. Czas przepływu wód z obszaru zatłaczania do bazy drenażu (na zachodzie obszaru) wynosi od 1500 do 2000 lat.

Podsumowanie

Przedstawiony model hydrogeologiczny jest uproszczeniem struktury geologicznej będącej przedmiotem modelowania – głównie warstw zalegających poniżej warstw dębowieckich. Po wykonaniu modelu budowy litofacjalnej i zebraniu danych dotyczących kopalń z rejonu modelowania (dane z okresów likwidacji, warunki pierwotne w górotworze) oraz kopalń zlokalizowanych za granicą Polski (na zachodniej granicy modelu) będzie możliwa dalsza weryfikacja modelu hydrogeologicznego i dokładniejszego określenia kontaktów hydraulicznych pomiędzy poszczególnymi warstwami. Ze względu na znaczny przedział czasu, z którego pochodzą dane hydrogeologiczne (wartości położenia zwierciadła wody i ciśnień złożowych) możliwe są odchylenia od obecnie uzyskanych kierunków przepływu.

Niniejsze rozważania modelowe przeprowadzono przy założeniu, że CO₂ jest cieczą. Przy zatłaczaniu, ze względu na niewielką prędkość filtracji, niską porowatość efektywną (odsączalność skał) i słabe przewodnictwo wodne, wprowadzany CO₂ będzie tworzył zasoby sprężyste warstwy wodonośnej. Będzie to powodować wzrost ciśnień w rejonie składowania.

Po zaprzestaniu zatłaczania nastąpi sukcesywny spadek ciśnień w rejonie zatłaczania. Przy założeniu ciągłego depresjonowania warstw dębowieckich przez działalność górnictw, po okresie do 1500 lat nastąpi powrót ciśnień do warunków naturalnych, czyli CO₂ zostanie rozprowadzone po warstwie wodonośnej. Przy czasie przepływu 1500-2000 lat do bazy drenażu oznacza to, że zatłoczony CO₂ zostanie „odebrany” w bazie drenażu.

Rejon III - Mazowsze

Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora J₁ na wybranym obszarze (Zbigniew Kaczorowski),

W oparciu o model budowy geologicznej – powierzchni stropu i spągu osadów jury dolnej i powierzchni stropu i spągu osadów dolnej jury środkowej (aalenu) oraz przebieg głównych dyslokacji – wykonano model przepływu wód podziemnych dla obszaru od Golubia-Dobrzynia na północy po Końskie na południu i od Włocławka na zachodzie do Mińsk Mazowiecki na wschodzie.

Modelowanie przeprowadzono przy pomocy pakietu programów Visual Modflow wersja 4.

Model podzielono kwadratową siatką dyskretyzacyjną na 374 kolumny, 322 wiersze i 7 warstw. Krok siatki wynosi $dx=dy$ 500 m. Obszar objęty modelowaniem wynosi 25 781 km². Warstwy modelu (**Fig. 1.1.9_10 i 11**) dzielą obszar występowania osadów jury dolnej i środkowej głębokościowo:

- I warstwa – od powierzchni stopu jury dolnej i środkowej do rzędnej -500 m n.p.m.,
- II warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej i środkowej pomiędzy rzędnymi -500 a 1000 m n.p.m.,
- III warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej i środkowej pomiędzy rzędnymi -1000 a -1500 m n.p.m.,
- IV warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej i środkowej pomiędzy rzędnymi -1500 a -2000 m n.p.m.,
- V warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej i środkowej pomiędzy rzędnymi -2000 a -2500 m n.p.m.,
- VI warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej i środkowej pomiędzy rzędnymi -2500 a -3000 m n.p.m.,
- VII warstwa – obszar występowania osadów jury dolnej i środkowej pomiędzy rzędnymi -3000 a -3600 m n.p.m.

Ze względu na brak modelu budowy litofacjalnej rozpatrywanego obszaru, jako założenie modelu hydrogeologicznego przyjęto, że kolektor budują osady całej jury dolnej i dolnej jury środkowej. Miąższość kolektora - osadów symulowanej warstwy jury dolnej i środkowej - wynosi od około 50 do 1500 m. Osady leżące powyżej i poniżej traktowano jako utwory nieprzepuszczalne.

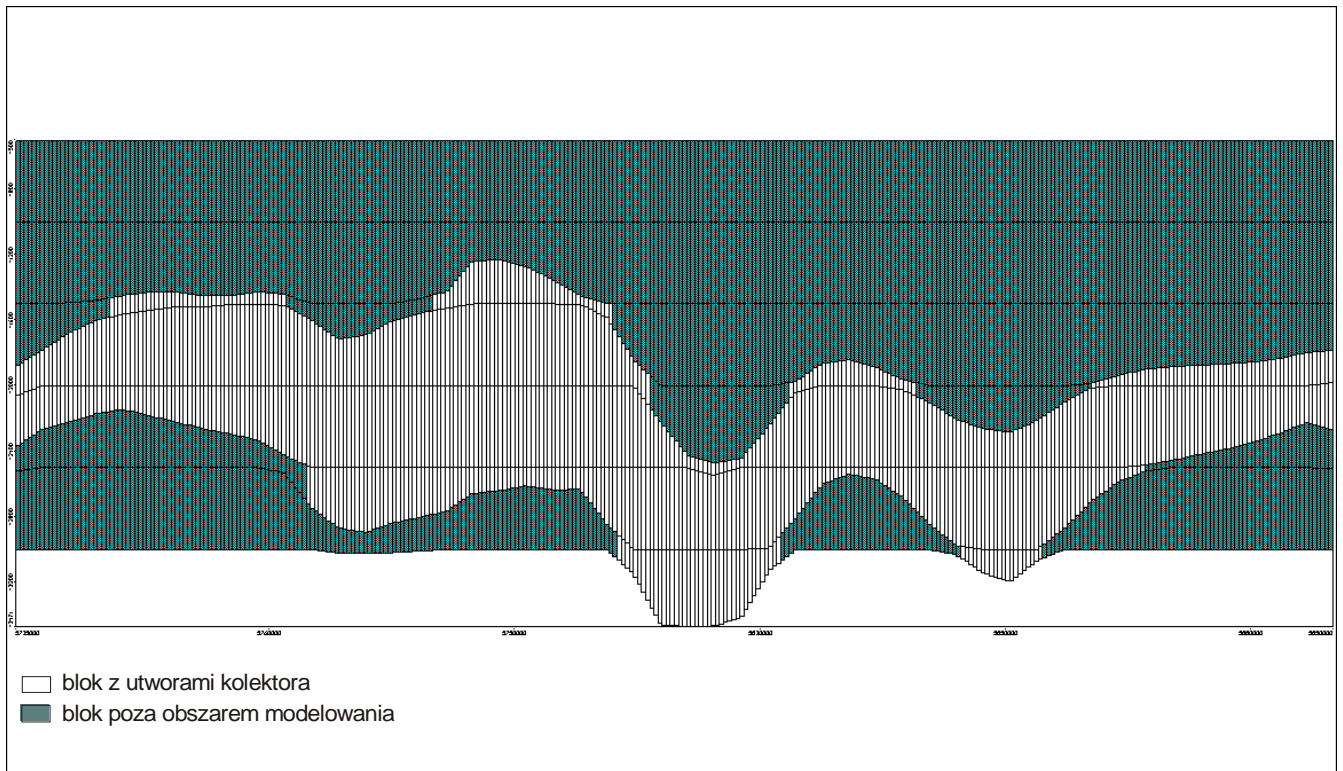


Fig. 1.1.9_10 Przekrój N-S przez modelowany obszar

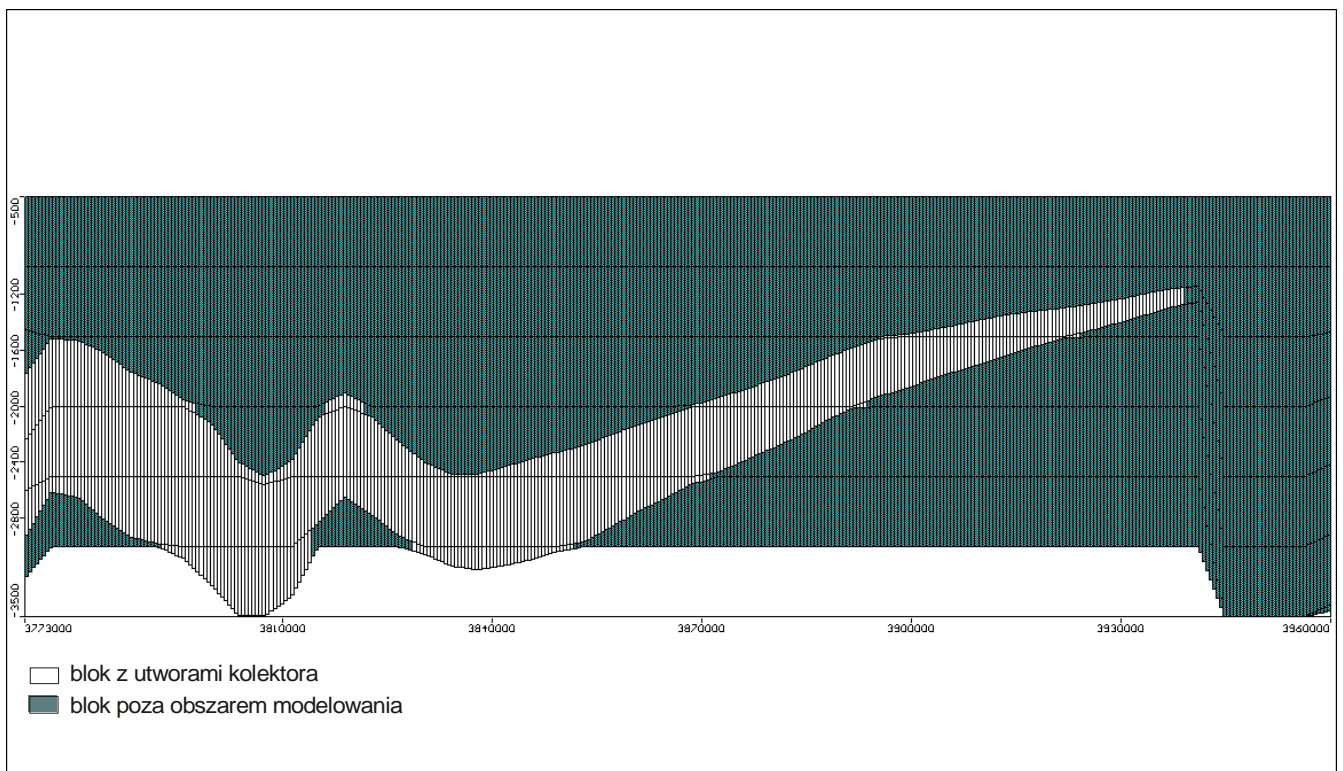


Fig. 1.1.9_11 Przekrój W-E przez modelowany obszar

Na modelowanym obszarze zadano warunki brzegowe:

- II rodzaju – na obszarze wychodni utworów jury środkowej na głębokości do 500 m ppt– wielkość infiltracji efektywnej zadano w wysokości 0-6 mm/a,
- II rodzaju - wydatki otworów zatłaczających CO₂,
- I rodzaju GHB – granica N; rzędna zwierciadła wody 0 m n.p.m., oddalona o 130 km, granica W; rzędna zwierciadła wody od 100-170 m n.p.m., oddalona o 10 km, granica S; rzędna zwierciadła wody od 175 do 195 m n.p.m., oddalona o 10 km, granica E; rzędna zwierciadła wody od 100-170 m n.p.m., oddalona o 10 km.

Dla modelowanego obszaru parametry warstwy wodonośnej, według badań laboratoryjnych, przedstawiają się następująco:

- porowatość całkowita: od 1,03 do 33,4 % - wartości średnie w otworze wynoszą 3,1–28,9 %
- przepuszczalność od 0,001 do 1931 mD - wartości średnie w otworze wynoszą 0,001 – 640 mD.

Warunki początkowe

W celu wykonania symulacji przepływu wód w warstwie wodonośnej programem Modflow, z pakietu Visual Modflow, dokonano sprowadzenia ciśnień złożowych do poziomu 0 m n.p.m. i gęstości 1 g/l. Położenie zwierciadła wód podziemnych/piezometrycznej linii ciśnień określono na podstawie danych zawartych w Bo-hydro, danych z „Atlasu wód geotermalnych...” i danych z Banku Hydro dla modelowanego obszaru. Wynosi ono od 100 m n.p.m. na N granicy modelowanego obszaru do 195 m n.p.m. na S granicy modelu.

Struktura modelu (**Fig. 1.1.9_12**) i parametry warstwy wodonośnej zostały skorygowane i oszacowane podczas kalibracji modelu. Zasilanie warstwy wodonośnej zadano dla obszaru, który zalega do głębokości 500 m ppt, co stanowi 1,6 % powierzchni modelowanego obszaru. Ze względu na występowanie w osadach jury dolnej warstw piaskowców i iłów, a symulowaniu całej warstwy jako kolektora, założono współczynnik anizotropii współczynnika filtracji (poziomej do pionowej) kh/kv - 10/1. Przewodność warstwy wodonośnej po kalibracji modelu zmienia się od 0,1 do 1,5 m/d (od $1,16 \cdot 10^{-6}$ do $1,7 \cdot 10^{-5}$ m/s), a w obszarze stref uskokowych, w granicach od 0,003 do 0,05 m/d (od $3,5 \cdot 10^{-8}$ do $5,8 \cdot 10^{-7}$ m/s).

Wartości porowatości efektywnej przyjęto w granicach 8-20 %.

Współczynnik zasobności sprężystej przyjęto $b=0,00001$.

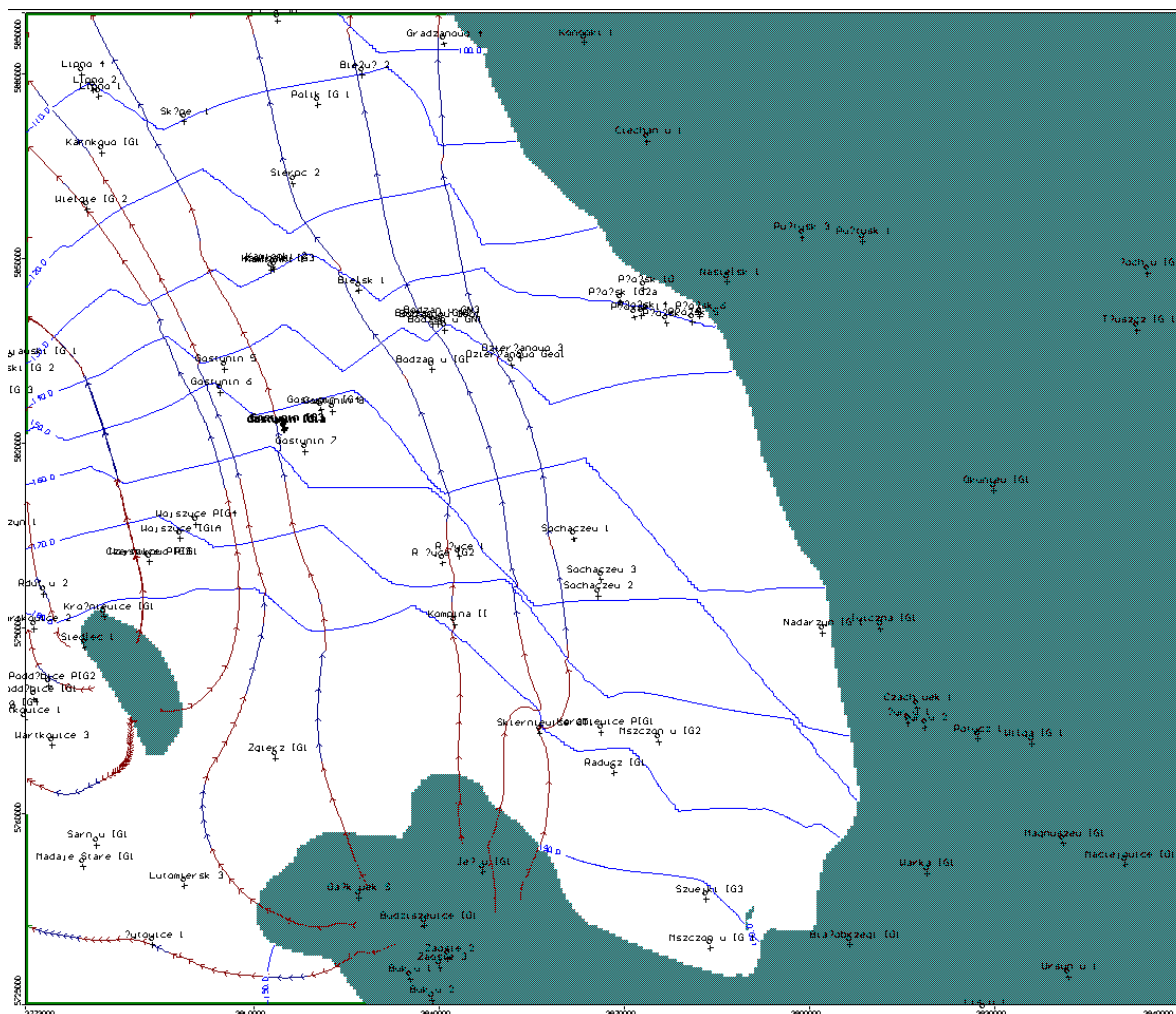
W warunkach naturalnego krążenia przepływ w warstwie wodonośnej wynosi 17868 m³/d,:

- dopływ z infiltracji – 16440 m³/d,
- dopływ z granic modelu – 1428 m³/d.

Odpyły na granicach modelu wynoszą 17868 m³/d :

- z granic N – 7781 m³/d,

- z granic E – 1520 m³/d,
- z granic S – 3244 m³/d,
- z granic W – 5323 m³/d.



- blok z utworami kolektora
- blok poza obszarem modelowania
- linie prądu, strzałki co 20 000 lat czasu przepływu
- 1200 izolinie ciśnień

Fig. 1.1.9_12 Rozkład ciśnień piezometrycznych w czwartej warstwie modelu (głębokość pomiędzy -1000 a -1500 m n.p.m.) - warunki pierwotne

Przy zadanej konstrukcji modelu przepływ następuje w utworach jury dolnej i środkowej. Kierunki przepływu zmieniają się od E-W do S-N. Czas przepływu wody przez modelowany obszar wynosi od 80-600 tys. lat czyli prędkość filtracji wynosi 0,29-0,44 m/a.

Obliczenia prognostyczne

W celu symulacji zatłaczania CO₂ do warstwy wodonośnej założono, że do osadów jury dolnej i środkowej zostanie zatłoczone 1 000 000 000 Mg CO₂. Przy gęstości CO₂ wynoszącej 0,7 Mg/m³ da to 1428571428 m³ cieczy o gęstości 1 g/l. Założono, że czas deponowania CO₂ wyniesie 30 lat, a zatłaczanie odbywać się będzie w 10 obszarach zlokalizowanych w rejonach: Lipno-Karnkowo, Polik, Sierpc, Kamionki, Bielsk-Bodzanów, Płońsk, Gostynin, Sochaczew, Kompina i Raducz. Łączna ilość otworów zatłaczających wyniesie 60, a wydatek każdego otworu zatłaczającego powinien wynosić 2174,39 m³/d (90,6 m³/h). Założono, że zasilanie infiltracyjne podczas całego procesu zatłaczania i w okresie po nim będzie takie samo jak dla rozwiązań dla warunków początkowych.

Tabela 1.1.9_1 Represja w rejonach zatłaczania [m]

Rejon	Liczba studni	Czas od początku zatłaczania [lat]				
		30	100	200	500	2000
Lipno-Karnkowo	3	25	14	9	3	0,3
Polik	3	30	18	11	4	0,4
Sierpc	6	45	20	12	4,5	0,5
Kamionki	6	55	22	12	4	0,5
Bielsk-Bodzanów	9	40-55	21-23	13	5	0,5
Płońsk	6	75	16	10	4,5	0,5
Gostynin	9	75	20	11	4	0,6
Sochaczew	6	40	18	11	4,5	0,5
Kompina	6	35	13	8	3,5	0,5
Raducz	6	35	10	5	3	0,4

Po 30 latach zatłaczania CO₂ z wydatkiem jak podano powyżej, przepływ w warstwie wodonośnej wyniesie 147920 m³/d,:

- dopływ z infiltracji – 16440 m³/d,
- dopływ ze studni zatłaczających - 130463 m³/d,
- dopływ z granic modelu – 1016 m³/d.

Odptywy na granicach modelu wynoszą 22398 m³/d :

- z granic N – 8769 m³/d,
- z granic E – 2055 m³/d,
- z granic S – 3888m³/d,
- z granic W – 7627 m³/d.

Zasoby sprężyste warstwy wywołane dodatkowym wzrostem ciśnień w warstwie wodonośnej wyniosą 125522 m³/d.

W efekcie zatłaczania CO₂ w 60 otworach z wydatkiem 2174,39 m³/d każdy położenie zwierciadła wody, w modelowanym obszarze, podniesie się od 1 do 75 m, przy czym najwyższe represje występowały w centralnym obszarze zatłaczania (**Fig. 1.1.9_13**). W stosunku do pierwotnego ciśnienia w warstwie wodonośnej stanowi to wzrost ciśnienia o 3,5 %.

Zasięg represji wynoszącej 2 m obejmuje prawie cały modelowany obszar, z wyłączeniem jego SW fragmentu. Leje represji poszczególnych rejonów zatłaczania są praktycznie połączone, tworząc wspólny lej, z centrum w rejonie Gostynina (**Tabela 1.1.9_1**). Represja rozprzestrzenia się wzdłuż osi strukturalnych jest ograniczana przez nieciągłości. Jej zasięg prostopadły do osi strukturalnych jest mniejszy.

Różnica w przepływach, w stosunku do warunków naturalnych wynosi 130052 m³/d i stanowi to 728 % wartości przepływu w warunkach naturalnych. Jest to prawie w całości ilość zatłoczonego CO₂ do warstwy wodonośnej.

Zatłaczanie tej ilości CO₂ do warstwy wodonośnej spowoduje zmiany w kierunku przepływu w całym obszarze. Wysokości ciśnień w rejonach zatłaczania będą wyższe niż dotychczasowe ciśnienia w obszarach zasilania – obszar S i SE. Z centrów zatłaczania nastąpi radialny rozptył w wszystkich kierunkach.

Po zaprzestaniu zatłaczania, na skutek przepływu w warstwie wodonośnej następuje sukcesywny spadek ciśnienia w rejonie zatłaczania (**Tabela 1.1.9_1**). Maksymalne depresje sięgające 1m będą występować do około 1500 lat. Po 3000 lat maksymalne represje wynosić będą jeszcze około 0,16 m a po 4000 lat 0,05 m.

Podsumowanie

Przedstawiony model hydrogeologiczny jest znacznym uproszczeniem struktury geologicznej będącej przedmiotem modelowania. Po wykonaniu modelu budowy litofacjalnej będzie możliwa dalsza weryfikacja modelu hydrogeologicznego i dokładniejszego określenia kontaktów hydraulicznych pomiędzy poszczególnymi warstwami o dobrych właściwościach zbiornikowych.

Spadek ciśnień w warstwie wodonośnej wskazuje na przepływ wód z prędkością od 0,29 do 0,44 m/a równoległe do stref tektonicznych. Strefy tektoniczne pełnią rolę utrudniającą przepływ, jak również umożliwiają lateralne kontakty przepuszczalnych skał różnowiekowych (z jury dolnej, środkowej i górnej).

Niniejsze rozważania modelowe przeprowadzono przy założeniu, że CO₂ jest cieczą. Przy zatłaczaniu, ze względu na niewielką prędkość filtracji i małe przepływy wód w warstwie wodonośnej, wprowadzany CO₂ będzie wypierał i zastępował wody warstwy wodonośnej i tworzył zasoby sprężyste. Będzie to powodować wzrost ciśnień w rejonie składowania.

Wzrost ciśnień wynoszący 75 m w bloku obliczeniowym będzie skutkował kilkakrotnie wyższą wartością ciśnienia w otworze zatłaczającym, pomimo znacznej miąższości utworów kolektora w rejonie zatłaczania (500-1500 m).

Po zaprzestaniu zatłaczania nastąpi sukcesywny spadek ciśnień w rejonie zatłaczania. W okresie do 3000 lat nastąpi powrót ciśnień do warunków naturalnych, czyli CO₂ zostanie rozproszona po warstwie wodonośnej.

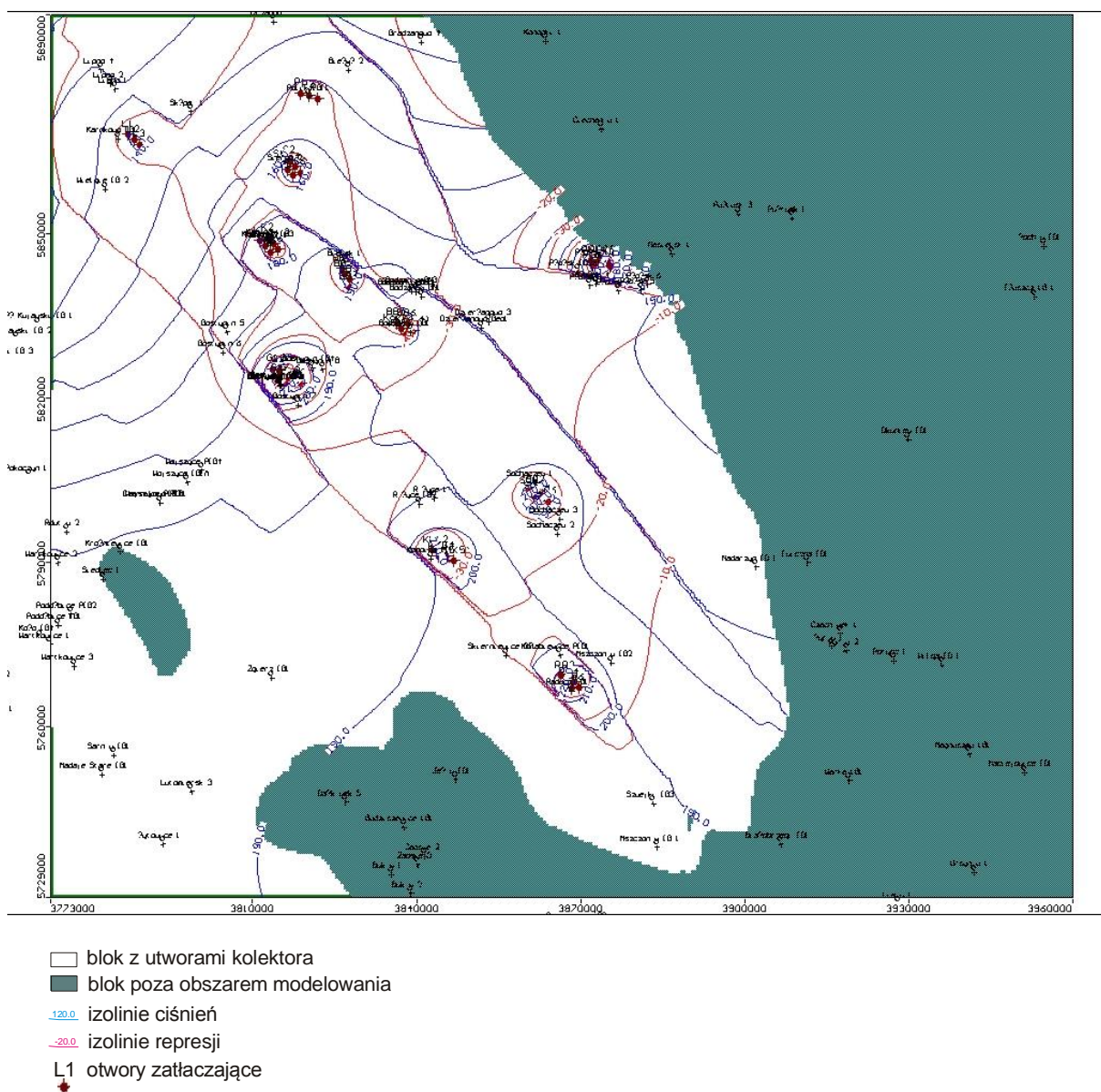


Fig. 1.1.9_13 Rozkład ciśnień piezometrycznych i izolnii repesji w piątej warstwie modelu (głębokość pomiędzy -2000 a -2500 m n.p.m.) po 30 latach zatłaczania CO₂

Rejon V - Lubelszczyzna (i Podlasie)

Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora górnokarbońskiego (Zbigniew Kaczorowski)

Do opracowania modelu matematycznego LZW przyjęto następujący model budowy geologicznej. Utwory karbonu dolnego i namuru dolnego są słabo przepuszczalne. Właściwości kolektora wykazują wyższe ogniwa namuru i westfal (karbon górny). W obszarze pozbawionym osadów karbonu występują przepuszczalne osady dewonu. Karbon i dewon przykryte są przepuszczalnymi osadami jury (środkowej i górnej bądź tylko górnej). W obszarach gdzie wyerodowana jest jura, na paleozoiku zalegają osady kredy.

Modelowanie przeprowadzono przy pomocy pakietu programów Visual Modflow wersja 4. Model podzielono kwadratową siatką dyskretyzacyjną na 240 kolumn, 260 wierszy i 10 warstwy. Krok siatki wynosi $dx=dy$ 500 m. Obszar objęty modelowaniem wynosi 15600 km². Model hydrogeologiczny składa się z czterech warstw: jury środkowej i górnej (warstwa J) - utwory przepuszczalne, westfalu przepuszczalnego (warstwa Cw (p)) symulującego utwory przepuszczalne westfalu, westfalu nieprzepuszczalnego (warstwa Cw (n)) symulującego utwory słabo przepuszczalne westfalu, i warstwy namuru - utwory przepuszczalne (**Fig. 1.1.9_14** i **Fig. 1.1.9_15**). Przy przekształceniu modelu hydrogeologicznego w model matematyczny, cztery warstwy zostały podzielone na 10 warstw odzwierciedlających stratygrafię i głębokość występowania poszczególnych wydziałów stratygraficznych i litologicznych (także o odmiennych parametrach hydrogeologicznych).

Warunki początkowe

W celu wykonania symulacji przepływu wód w warstwie wodonośnej programem Modflow, z pakietu Visual Modflow, dokonano sprowadzenia ciśnień złożowych do poziomu 0 m n.p.m. i gęstości 1 g/l. Położenie zwierciadła piezometrycznej linii ciśnień określono na podstawie danych zawartych w bazie danych otworów głębokich LZW. Dane pochodzą z okresu wiercenia otworów - lata 60-80. XX wieku. Rzędne piezometrycznej linii ciśnień dla warstwy jury, na granicach modelowanego obszaru, zadane warunkami GHB wynoszą: na granicy S od 150 do 210 m n.p.m., na granicy W od 120 do 150 m n.p.m., na granicy N od 120 do 130 m n.p.m, na granicy E od 130 do 210 m n.p.m. Rzędne piezometrycznej linii ciśnień dla warstw karbonu, na granicach modelowanego obszaru, zadane warunkami GHB wynoszą: na granicy S od 230 do 280 m n.p.m., na granicy W 230 m n.p.m., na granicy N 200 m n.p.m, na granicy E od 180 do 270 m n.p.m.

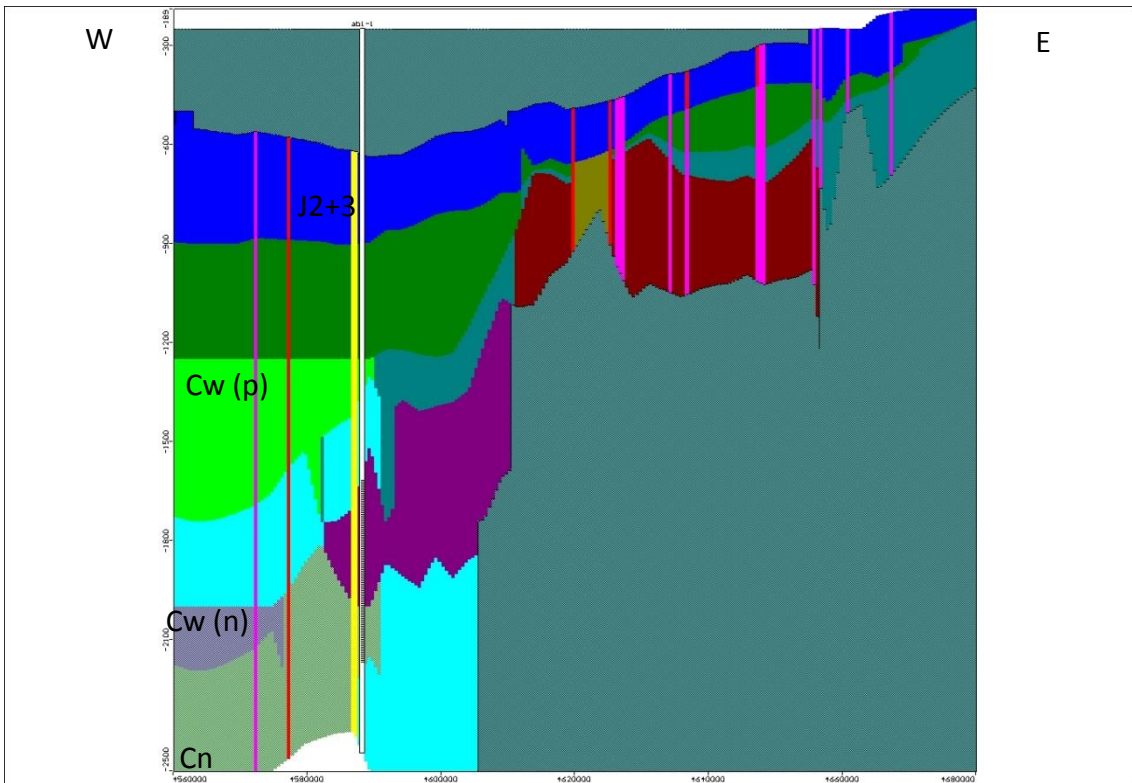


Fig. 1.1.9_14 Przekrój W-E przez modelowany obszar (przez otwór Ab-1)

■ blok poza obszarem modelowania

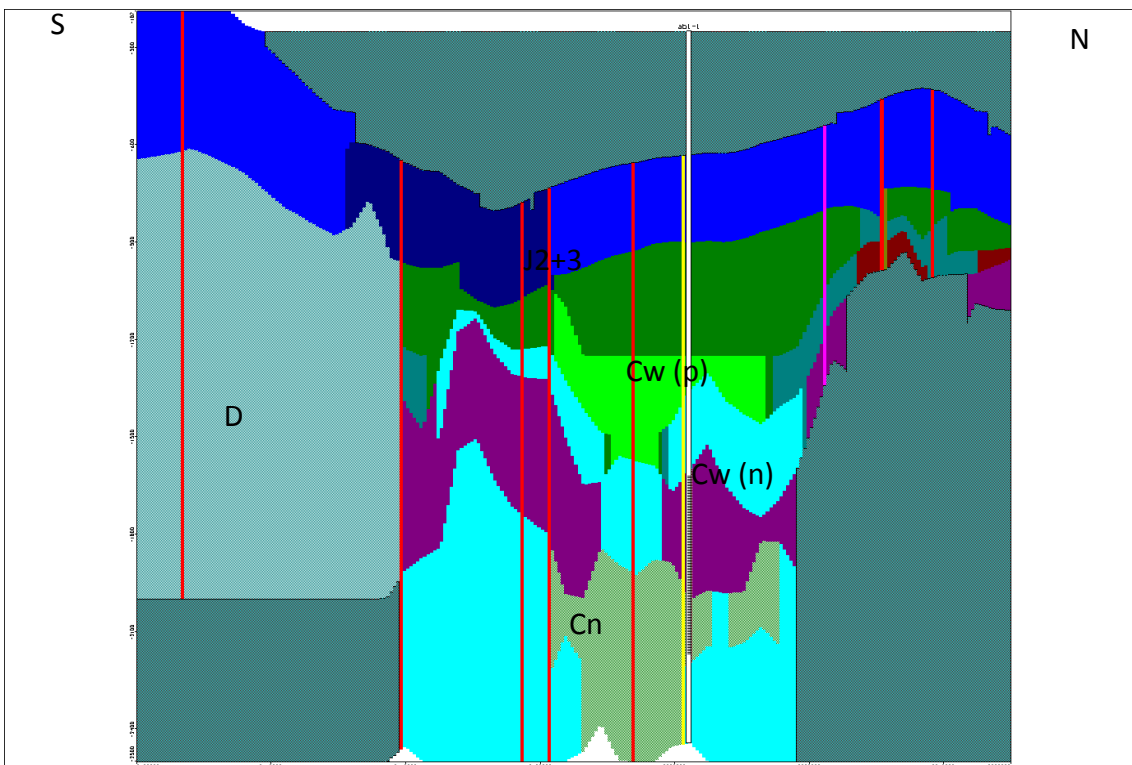


Fig. 1.1.9_15 Przekrój S-N przez modelowany obszar (przez otwór Ab-1)

Na modelowanym obszarze zadano warunki brzegowe:

- II rodzaju - wydatki otworów zatłaczających CO₂,
- I rodzaju GHB – granica S, granica W, granica N, granica E.

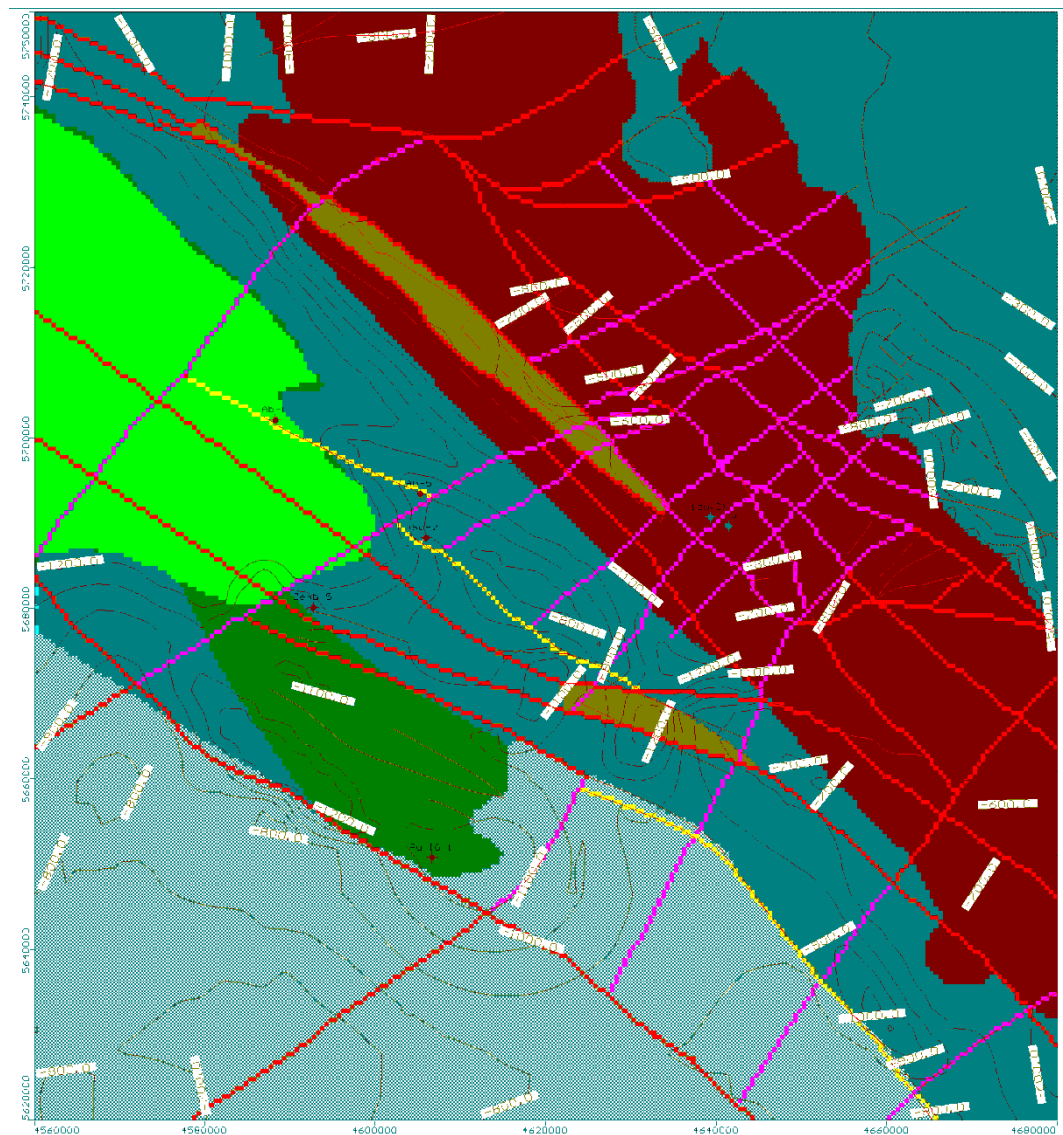


Fig. 1.1.9_16a Mapa rozkładu współczynnika filtracji 5 warstwy modelu

- blok poza obszarem modelowania
- namur
- westfal przepuszczalny
- westfal słabo przepuszczalny
- devon
- uskoki

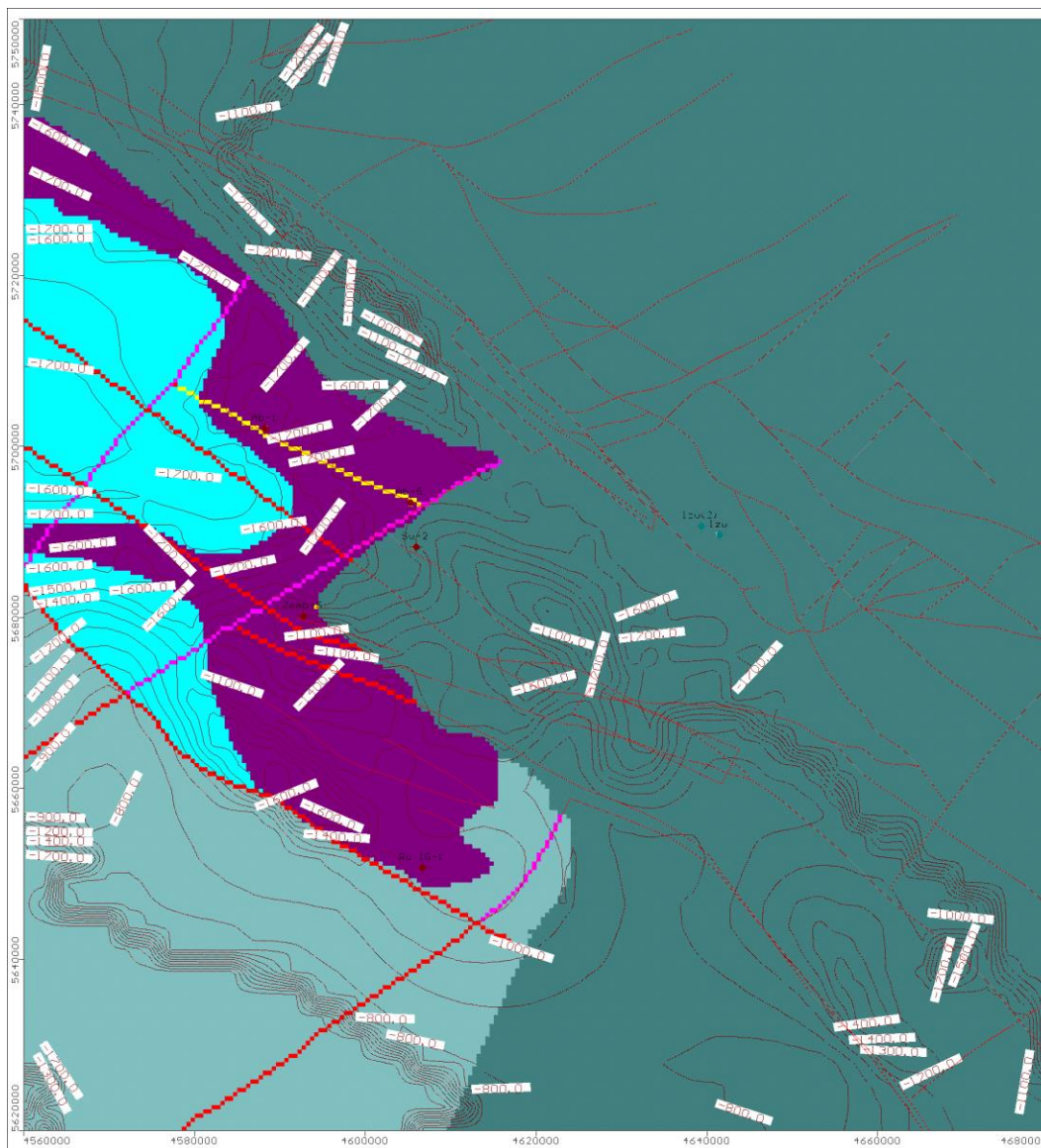


Fig. 1.1.9_16b Mapa rozkładu współczynnika filtracji 7 warstwy modelu

- blok poza obszarem modelowania
- namur
- westfal słabo przepuszczalny
- dewon
- uskoki
- 1800,0 izolinie stropu warstwy

Struktura modelu i parametry warstw wodonośnych zostały oszacowane podczas kalibracji i weryfikacji modelu. Polegała ona na odwzorowaniu dopływu do kopalni „Bogdanka” (we wschodniej części modelu) i ocenie zasięgu leja depresji tej kopalni. Współczynniki filtracji warstw jury górnej i połączonej z nią jury środkowej (o mniejszej miąższości) wynoszą od 0,4 do 0,5 m/d (od $4,6 \cdot 10^{-6}$ do $5,8 \cdot 10^{-6}$ m/s), a porowatość efektywna 5 %. Współczynniki filtracji warstw westfalu przepuszczalnego wynoszą 0,05 i 0,08 m/d ($5,8 \cdot 10^{-7}$ i $9,3 \cdot 10^{-7}$ m/s), a porowatość efektywna 12 %. Współczynniki filtracji warstw westfalu słabo przepuszczalnego wynoszą 0,007 i 0,008 m/d ($8,1 \cdot 10^{-8}$ i $9,3 \cdot 10^{-8}$ m/s), a porowatość efektywna 4 %. Współczynniki filtracji warstw namuru przepuszczalnego wynoszą 0,04 i 0,065 m/d ($4,6 \cdot 10^{-7}$ i $7,5 \cdot 10^{-7}$ m/s).

7 m/s), a porowatość efektywna 8-9 %. Współczynnik filtracji skał dewonu przyjęto od 0,06 do 0,1 m/d ($6,9 \cdot 10^{-7}$ i $1,2 \cdot 10^{-6}$ m/s), a porowatość efektywna 15 %. Współczynnik zasobności sprężystej dla wszystkich warstw przyjęto $b=0,00001$. Współczynnik anizotropii przewodności pionowej do poziomej przyjęto dla skał węglanowych 1:20, a dla skał klastycznych 1:100 (**Fig. 1.1.9_16**).

Ze względu na bezpośrednie zaleganie utworów przepuszczalnej jury (środkowej i górnej) na wodonośnych utworach westfalu założono, że składowanie CO_2 będzie odbywać się w utworach namuru, pod izolacją słabo przepuszczalnych utworów westfalu.

Na **Fig. 1.1.9_17** i **1.1.9_18** przedstawiono rozkład ciśnień w utworach karbonu i jury, wg badań modelowych. Kierunki przepływu zmieniają się od zachodniego, na południu obszaru, do północnego na północy obszaru. W pionie spadki ciśnień pomiędzy warstwami namuru a jury sięgają 100 m.

Rzędne piezometrycznej powierzchni ciśnień, w obszarze przewidzianym do sekwestracji CO_2 wynoszą od 180 do 200 m n.p.m.

Prędkości przepływu w utworach namuru wynoszą od 0,075 do 0,13 m/a i maksymalnie 0,5 m/a (w rejonie otworu Ru IG1). Daje to czas przepływu 1 km od 2 tys. lat do 13,3 tys. lat.

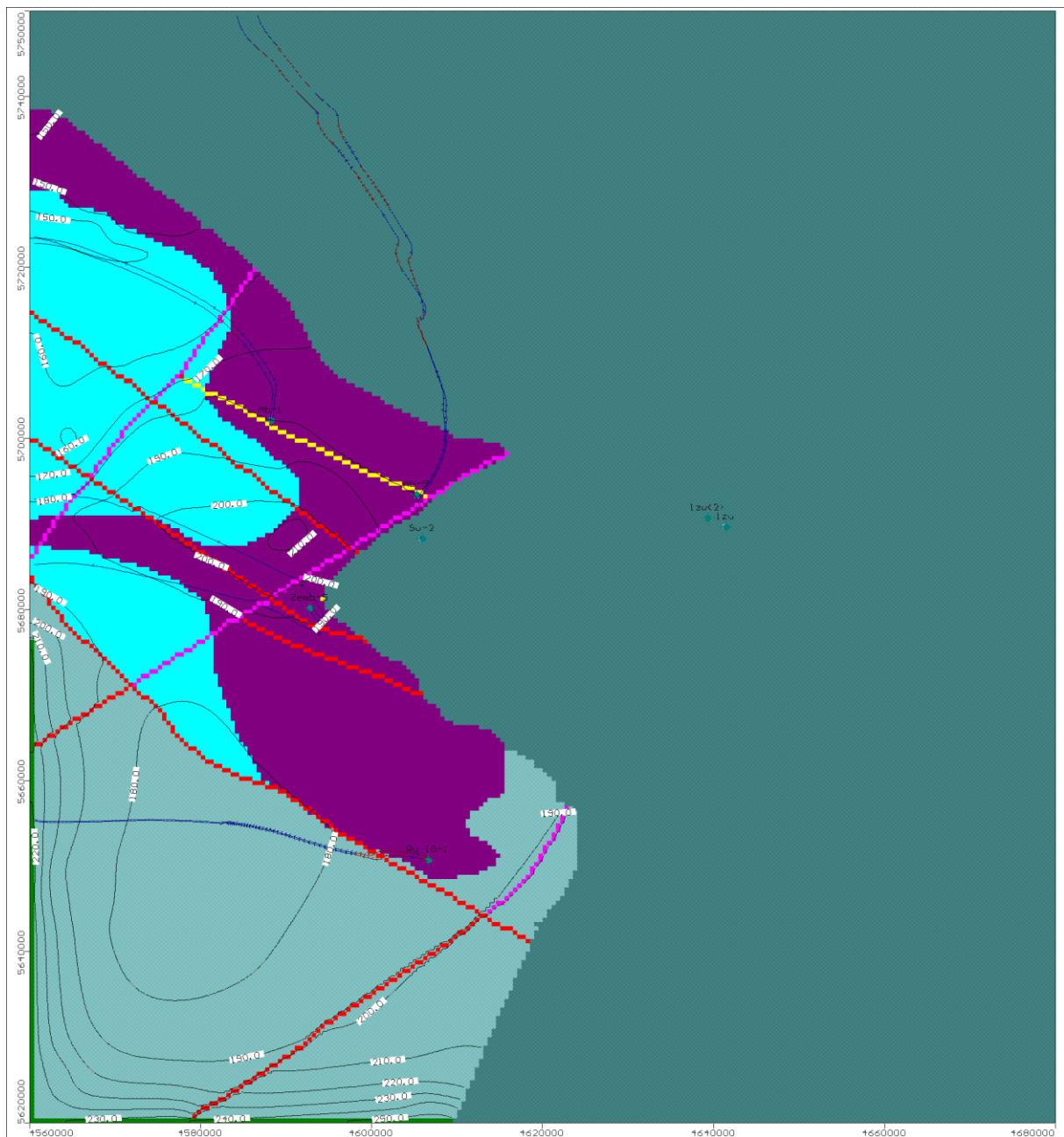


Fig. 1.1.9_17 Rozkład ciśnień piezometrycznych w 7 warstwie modelu - warunki pierwotne.

- blok poza obszarem modelowania
- namur
- westfal słabo przepuszczalny
- dewon
- uskoki
- linie prądu, strzałki co 10 000 lat czasu przepływu
- izolinie ciśnień w 7 warstwie modelu

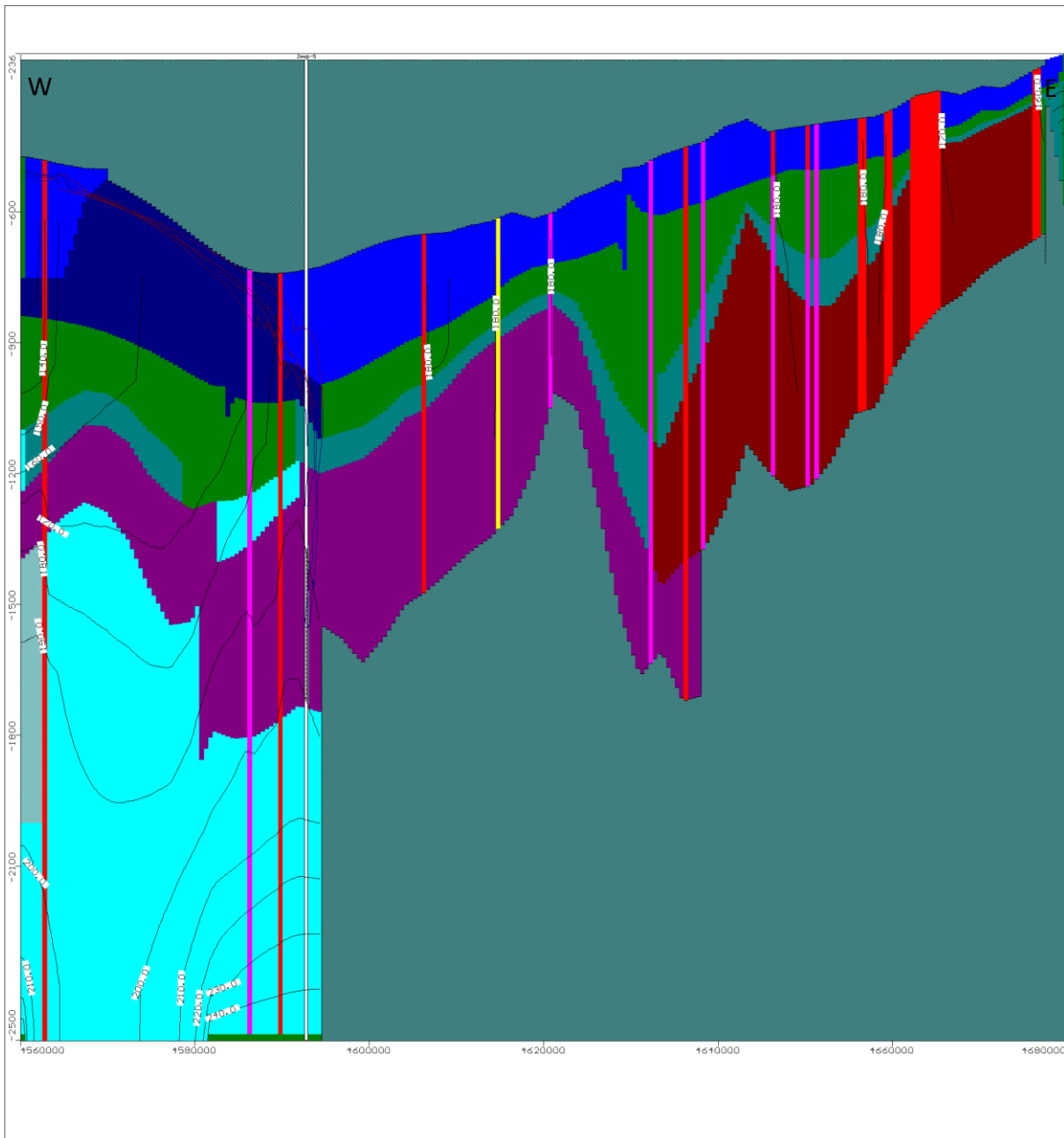


Fig. 1.1.9_18 Rozkład ciśnień piezometrycznych w warstwach modelu Przekrój przez otwór Zemb-5.

- blok poza obszarem modelowania
- namur
- westfal słabo przepuszczalny
- dewon
- uskoki
- linie prądu, strzałki co 10 000 lat czasu przepływu
- izolinie ciśnień w 7 warstwie modelu
- strefa zafiltrowana

Obliczenia prognostyczne A

W celu symulacji zatłaczania CO₂ do warstwy wodonośnej założono, że do osadów namuru zostanie zatłoczone 100 000 000 Mg CO₂. Przy gęstości CO₂ wynoszącej 0,7 Mg/m³ otrzymamy 142 857 143 m³ cieczy o gęstości 1 g/l. Przy założeniu czasu zatłaczania CO₂ wynoszącym 25 lat i 5 otworach zatłaczających (Ab-1, Ab-5, Sw-2, Zemb-5, Ru IG-1) wydatek każdego otworu zatłaczającego powinien wynosić 3131,115 m³/d (130,46 m³/h). Otwory winny być zafiltrowane w całym profilu namuru. Założono, że graniczne warunki brzegowe – ciśnienia na granicy modelowanego obszaru - nie ulegną zmianie w czasie składowania CO₂. Założono, że kopalnia „Bogdanka” nie prowadzi drenażu górniczego (nie powstał lej depresji w rejonie eksploatacji kopalni).

Mięszość osadów namuru w rejonie lokalizacji otworów zatłaczających wynosi 150-800 m. Najniższe wartości występują w rejonie otworu Ru IG-1 a najwyższe w rejonie otworu Ab-5.

W efekcie zatłaczania CO₂ przez 5 otworów, z wydatkami 3131.115 m³/d każdy, przez 25 lat, położenie linii ciśnień piezometrycznych w modelowanym obszarze, w 7 warstwie modelu podniosło się, w bloku obliczeniowym, do 270-380 m n.p.m. Represje w bloku obliczeniowym modelu wynoszą od 90 m (Ab-5) do 180 m (Ru IG1) (**Fig. 1.1.9_19 i 1.1.9_20**). W stosunku do pierwotnego ciśnienia w warstwie wodonośnej stanowi to wzrost ciśnienia o około 5-10 %. Represje w otworach zatłaczających będą wyższe: od około 110 m (Ab-5) **do około 700 m, t.j. 500 m n.p.t.** (Ru IG1). Przepływ wody w rejonie zatłaczania został zmieniony w znacznym stopniu. Ze względu na słabe wartości współczynnika filtracji obszary represji są skupione w niewielkiej odległości od otworów zatłaczających. Obszar represji 10 m występuje do odległości 2-7 km od otworów zatłaczających. Zmianie uległy kierunki przepływu – w promieniu 2-3 km od otworów zatłaczających jest to radialny rozptyw – o znacznej składowej pionowej prędkości – **Fig. 1.1.9_19 i 1.1.9_20**.

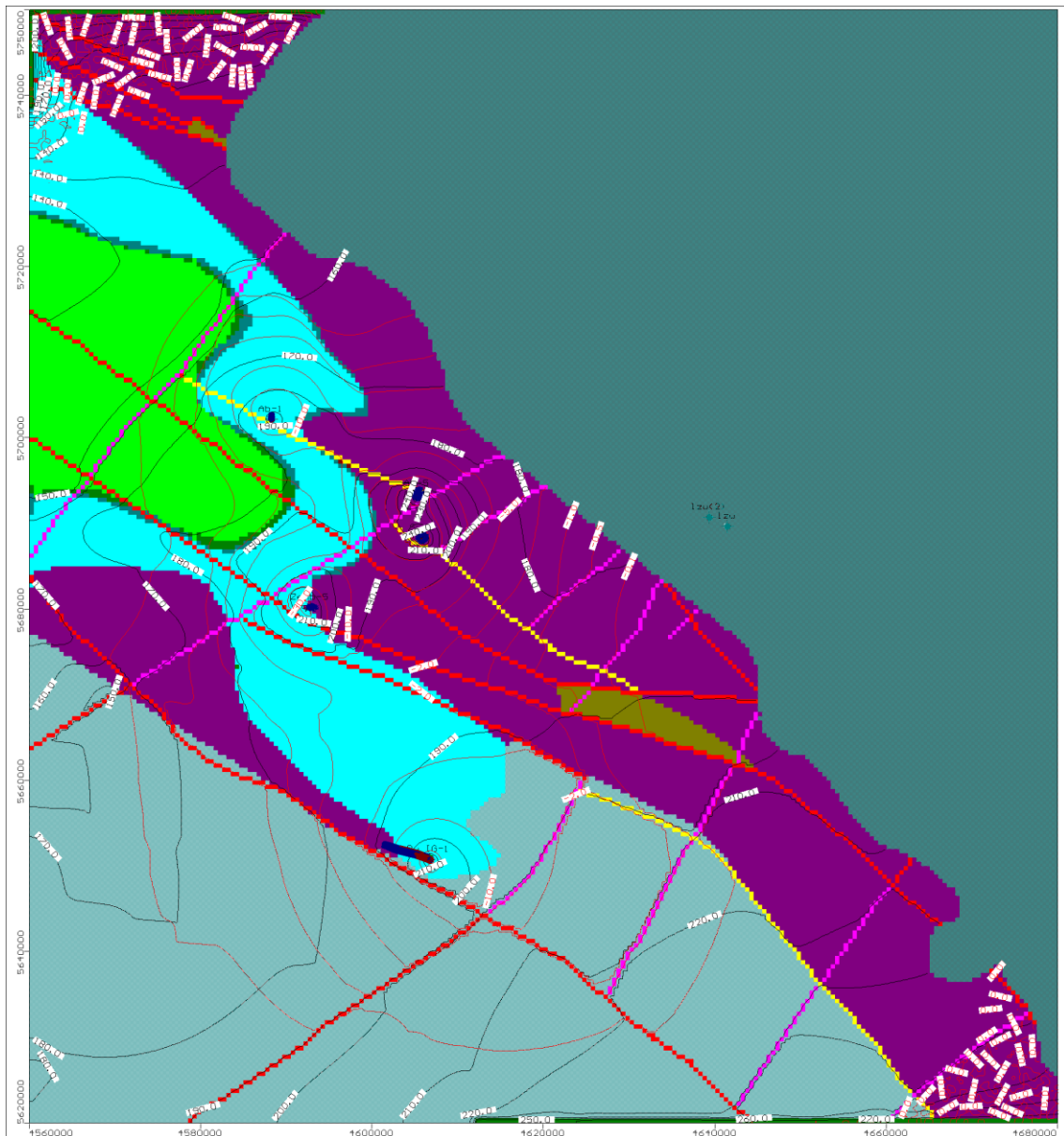


Fig. 1.1.9_19 Rozkład ciśnień piezometrycznych i izoliny represji w 6 warstwie modelu po 25 latach zatlaczania CO₂

- blok poza obszarem modelowania
- namur
- westfal słabo przepuszczalny
- dewon
- uskoki
- linie prądu, strzałki co 10 000 lat czasu przepływu
- izoliny ciśnień w 6 warstwie modelu
- 10.0 izoliny represji w warstwie modelu

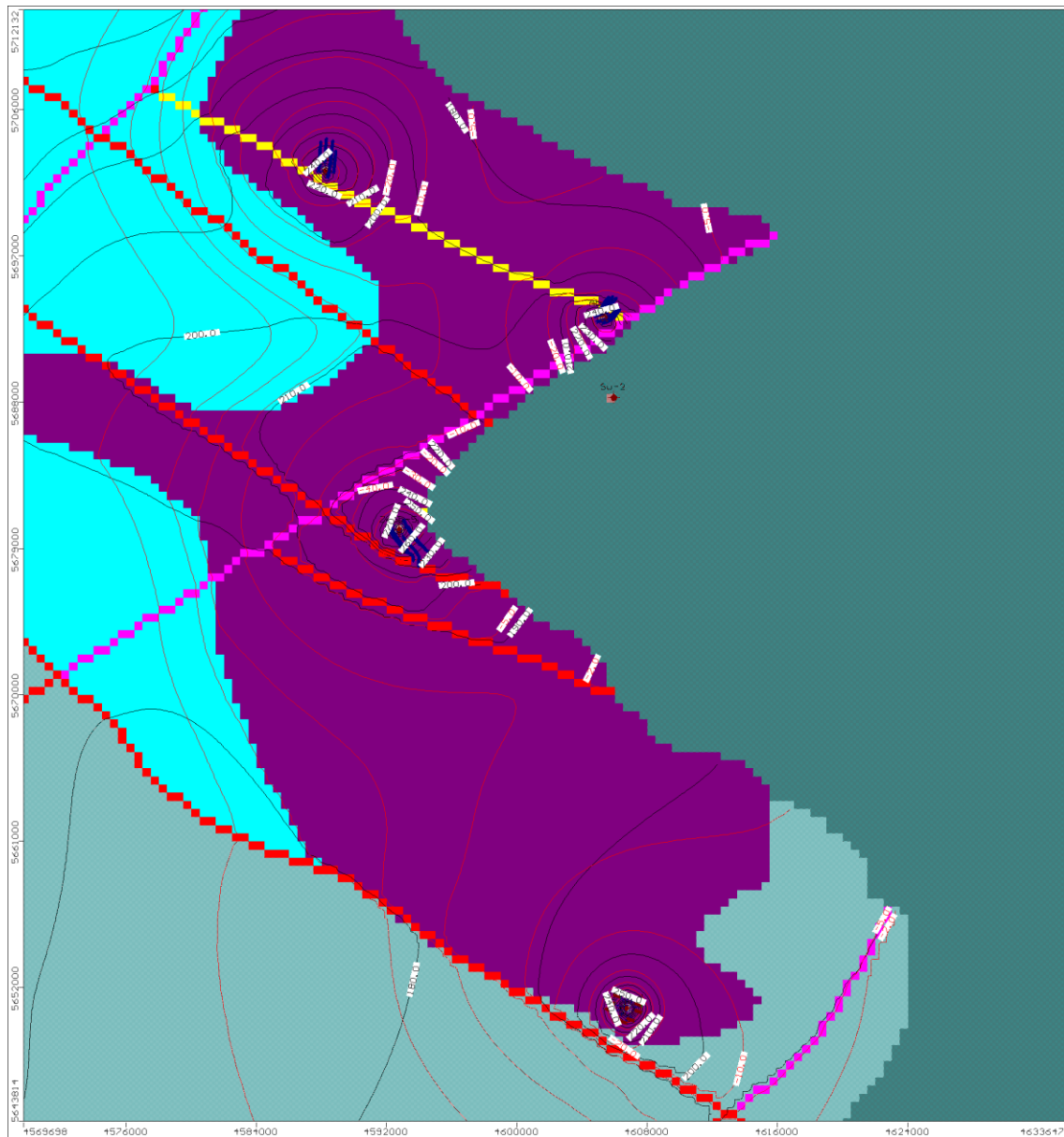


Fig. 1.1.9_20 Rozkład ciśnień piezometrycznych i izolinii repesji w 7 warstwie modelu po 25 latach zafłaczania CO₂

- blok poza obszarem modelowania
- namur
- westfal słabo przepuszczalny
- dewon
- uskoki
- linie prądu, strzałki co 10 000 lat czasu przepływu
- 200.0 izolinie ciśnień w 7 warstwie modelu
- 10.0 izolinie repesji w warstwie modelu

Po zaprzestaniu zatłaczania, na skutek przepływu w warstwie wodonośnej, następuje sukcesywny spadek ciśnienia w rejonie zatłaczania. Rozkład obniżania się ciśnień, po zaprzestaniu wtłaczania CO₂, w wybranych otworach zatłaczających, w czasie, przedstawia się jak poniżej:

- dla otworu Ab-5

- 0 lat – represja w namurze 90 m, w jurze 1,8 m
- 20 lat – represja w namurze 7 m, w jurze 2,0 m,
- 30 lat – represja w namurze 6 m, w jurze 2,2 m,
- 70 lat – represja w namurze 3,5 m, w jurze 2,5 m,
- 125 lat – represja w namurze 2,5 m, w jurze 2 m,
- 215 lat – represja w namurze 1,7 m, w jurze 1,5 m,
- 360 lat – represja w namurze 1,1 m, w jurze 1,0 m,
- 900 lat - represja w namurze ,3 m, w jurze 0,05 m.

- dla otworu Ru-IG-1

- 0 lat – represja w namurze 180 m, w jurze 17 m
- 20 lat – represja w namurze 3 m, w jurze 2,5 m,
- 30 lat – represja w namurze 2,5 m, w jurze 2,0 m,
- 70 lat – represja w namurze 1,3 m, w jurze 1,1 m,
- 125 lat – represja w namurze 1,1 m, w jurze 0,7 m,
- 215 lat – represja w namurze 0,7 m, w jurze 0,3 m,
- 360 lat – represja w namurze 0,5 m, w jurze 0,1 m,
- 900 lat - represja w namurze 0,15 m, w jurze 0,05 m.

Spadek ciśnienia do warunków naturalnych (brak represji) nastąpi po około 3000 latach od zaprzestania zatłaczania, jednak represja o wartości poniżej 1 m, na całym obszarze, wystąpi po około 400 latach.

Obliczenia prognostyczne B

W celu symulacji zatłaczania CO₂ do warstwy wodonośnej założono, że do osadów przepuszczalnego westfalu zostanie zatłoczone 100 000 000 Mg CO₂. Przy gęstości CO₂ wynoszącej 0,7 Mg/m³ otrzymamy 142 857 143 m³ cieczy o gęstości 1 g/l. Przy założeniu czasu zatłaczania CO₂ wynoszącym 25 lat i 5 otworach zatłaczających (Ab-1, Ab-5, Sw-2, Zemb-5, Ru IG-1) wydatek każdego otworu zatłaczającego powinien

wynosić 3131,115 m³/d (130,46 m³/h). Otwory winny być zafiltrowane w całym profilu przepuszczalnego westfalu. W otworze Zemb-5 osady westwalu nie występują – zatłaczanie założono do najwyższej warstwy modelu symulującej stropowy odcinek namuru w otworze. Założono, że graniczne warunki brzegowe – ciśnienia na granicy modelowanego obszaru - nie ulegną zmianie w czasie składowania CO₂. Założono, że kopalnia „Bogdanka” nie prowadzi drenażu górniczego (nie powstał lej depresji w rejonie eksploatacji kopalni).

Mięszość osadów przepuszczalnego westfalu w rejonie lokalizacji otworów zatłaczających wynosi 115-420 m. Najniższe wartości występują w rejonie otworu Ru IG-1 a najwyższe w rejonie otworu Ab-1.

W efekcie zatłaczania CO₂ przez 5 otworów, z wydatkami 3131.115 m³/d każdy, przez 25 lat, położenie linii ciśnień piezometrycznych w modelowanym obszarze, w 5 warstwie modelu podniosło się, w bloku obliczeniowym, do 224-1118 m n.p.m. Represje w bloku obliczeniowym modelu wynoszą od 37 m (Ru IG1) do 952 m (Zemb-5) (**Fig. 1.1.9_21** i **1.1.9_22**). W stosunku do pierwotnego ciśnienia w warstwie wodonośnej stanowi to wzrost ciśnienia o około 3-70 %. Represje w otworach zatłaczających będą wyższe: od około 60 m (Ab-5) **do około 2700 m, t.j. 2500 m n.p.t.** (Ru IG1). Przepływ wody w rejonie zatłaczania został zmieniony w znacznym stopniu. Ze względu na słabe wartości współczynnika filtracji obszary represji są skupione w niewielkiej odległości od otworów zatłaczających. Obszar represji 10 m występuje do odległości 2-8 km od otworów zatłaczających. Zmianie uległy kierunki przepływu – w promieniu 2-4 km od otworów zatłaczających jest to radialny rozptyw – o znacznej składowej pionowej prędkości – **Fig. 1.1.9_21** i **1.1.9_22**.

Po zaprzestaniu zatłaczania, na skutek przepływu w warstwie wodonośnej, następuje sukcesywny spadek ciśnienia w rejonie zatłaczania. Rozkład obniżania się ciśnień, po zaprzestaniu wtłaczania CO₂, w wybranych otworach zatłaczających, w czasie, przedstawia się jak poniżej:

- dla otworu Ab-5

- 0 lat – represja w westfalu 193,9 m, w jurze 54,1 m
- 20 lat – represja w westfalu 5,7 m, w jurze 5,6 m,
- 30 lat – represja w westfalu 4,5 m, w jurze 4,4 m,
- 70 lat – represja w westfalu 2,3 m, w jurze 2,2 m,
- 125 lat – represja w westfalu 1,5 m, w jurze 1,4 m,
- 215 lat – represja w westfalu 0,6 m, w jurze 0,5 m,
- 360 lat – represja w westfalu 0,0 m, w jurze -0,1 m,
- 900 lat - represja w westfalu -0,8 m, w jurze -0,9 m.

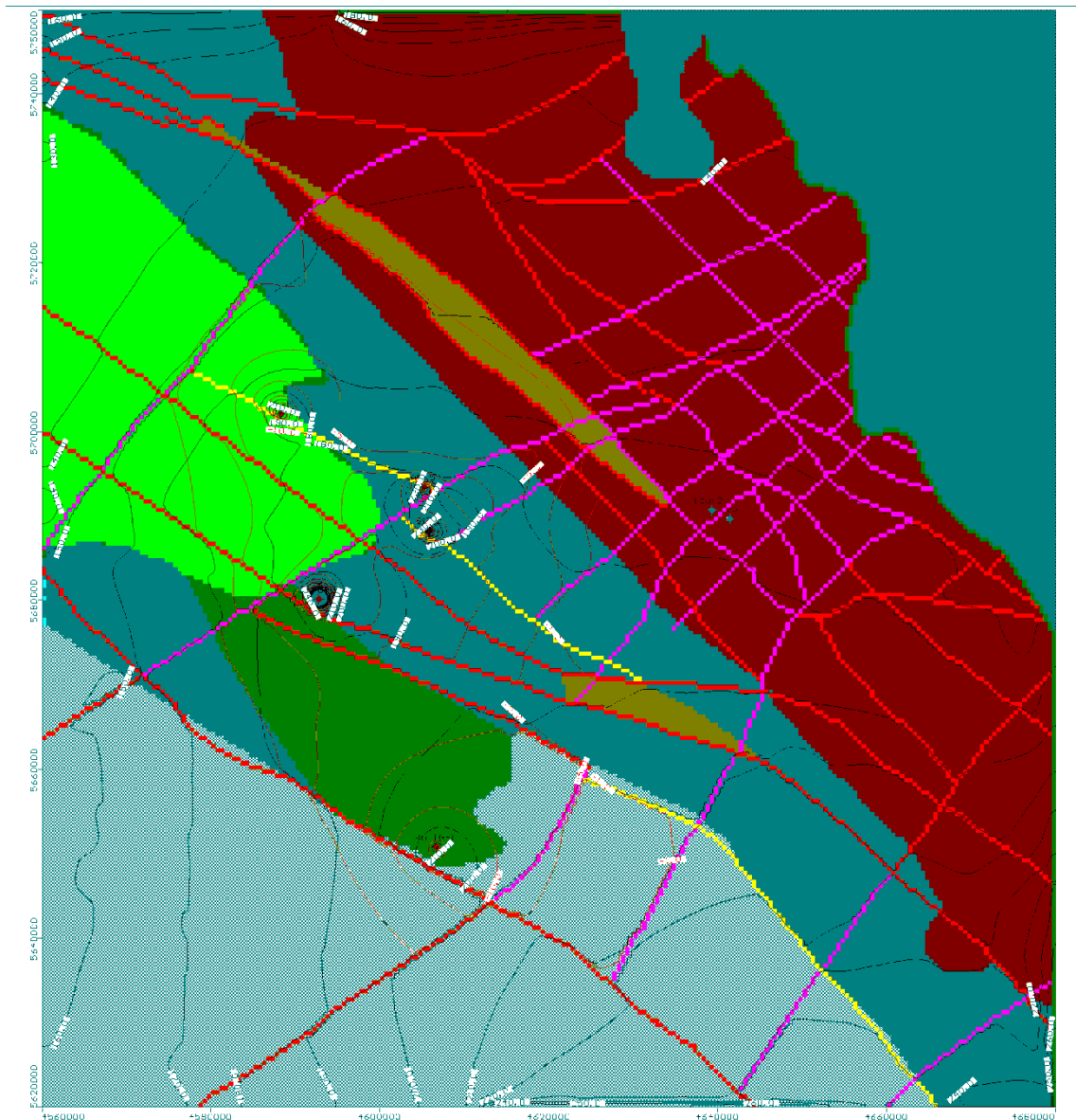


Fig. 1.1.9_21 Rozkład ciśnień piezometrycznych i izolinii depresji w 5 warstwie modelu po 25 latach zafłaczania CO₂

- blok poza obszarem modelowania
- namur
- westfal słabo przepuszczalny
- dewon
- ▨ uskoki
- linie prądu, strzałki co 10 000 lat czasu przepływu
- izolinie ciśnień w 6 warstwie modelu
- izolinie depresji w warstwie modelu

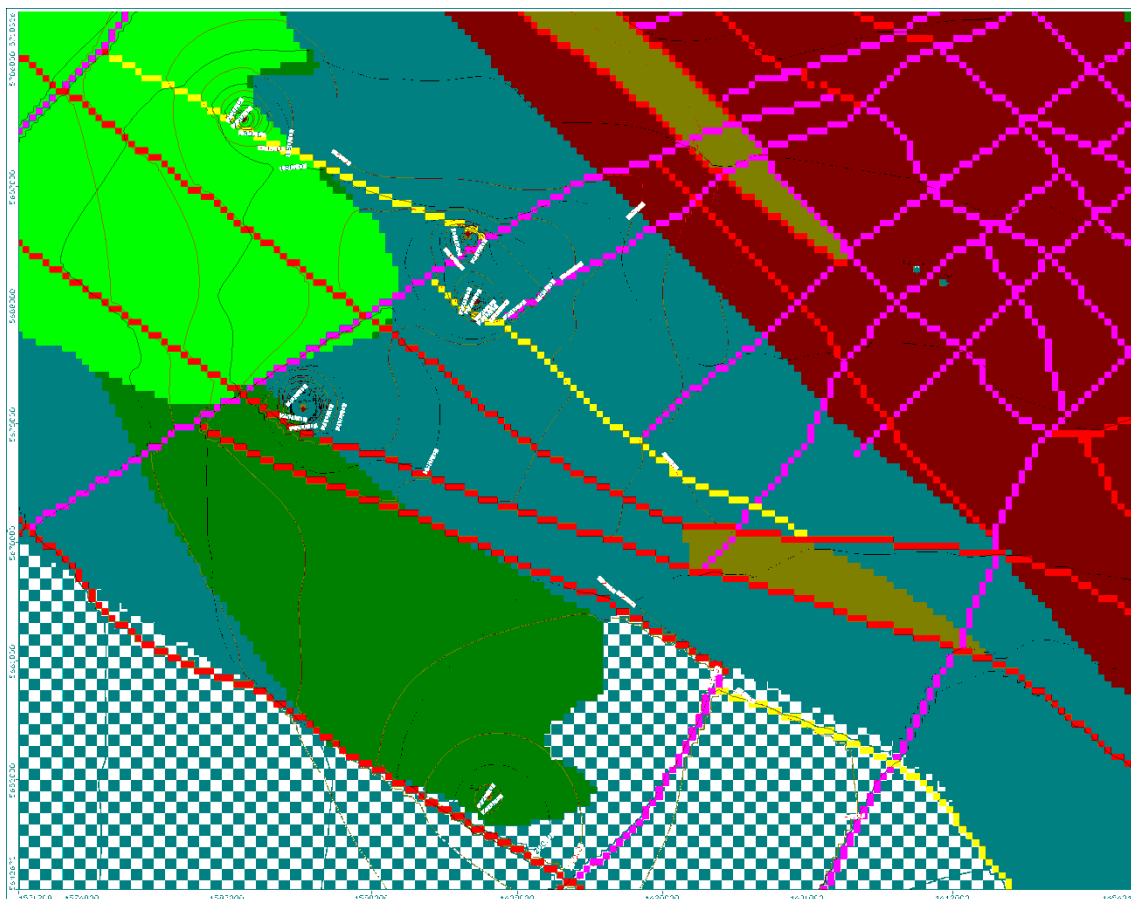


Fig. 1.1.9_22 Rozkład ciśnień piezometrycznych i izolinii represji w 5 warstwie modelu po 25 latach zatłaczania CO₂

- blok poza obszarem modelowania
- namur
- westfal słabo przepuszczalny
- dewon
- uskoki
- linie prądu, strzałki co 10 000 lat czasu przepływu
- 200.0 izolinie ciśnień w 7 warstwie modelu
- 10.0 izolinie represji w warstwie modelu

- dla otworu Ru-IG-1

- 0 lat – represja w namurze 47,2 m, w jurze 18,0 m
- 20 lat – represja w namurze 3,3 m, w jurze 3,3 m,
- 30 lat – represja w namurze 2,7 m, w jurze 2,7 m,
- 70 lat – represja w namurze 1,6 m, w jurze 1,6 m,
- 125 lat – represja w namurze 1,2 m, w jurze 1,2 m,

- 215 lat – represja w namurze 0,8 m, w jurze 0,8 m,
- 360 lat – represja w namurze 0,6 m, w jurze 0,6 m,
- 900 lat - represja w namurze 0,2 m, w jurze 0,2 m.

Podsumowanie

Przedstawiony model hydrogeologiczny jest uproszczeniem struktury geologicznej będącej przedmiotem modelowania.

Niniejsze rozważania modelowe przeprowadzono przy założeniu, że CO₂ jest cieczą. Przy zatłaczaniu, ze względu na niewielką prędkość filtracji, niską porowatość efektywną (odsączalność skał) i słabe przewodnictwo wodne, wprowadzany CO₂ będzie tworzył zasoby sprężyste warstwy wodonośnej. Będzie to powodować wzrost ciśnień w rejonie składowania.

Przy zatłaczaniu CO₂ do namuru – Prognoza A - pomimo miększych warstw izolacyjnych wzrosty ciśnień w namurze będą uwidaczniać się także w poziomach wodonośnych jury. Ze względu na słabe parametry przewodności warstw namuru strefa lejów depresji będzie miała ograniczony zasięg - 2-7 km. Prognoza B – pokazuje, że zatłaczanie CO₂ do westfalu (otwory zatłaczające Ab-1, Ab-5, Sw-2) będzie się odbywać do warstw o mniejszej miąższości, spowoduje wyższe ciśnienia podczas zatłaczania, jak również szybszy rozptyw cieczy w warstwie (szybsze spadki represji w otworach) poprzez rozprężanie cieczy w warstwach nadległej jury. W obu przypadkach, po około 150 latach, w warstwach, do których następowało zatłaczanie praktycznie nie będzie już występowała represja – ciśnienia powrócą do wartości ze stanu przed zatłaczaniem.

Rejon VI - Wielkopolska - Kujawy

Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora (Zbigniew Kaczorowski)

Do opracowania modelu matematycznego „Wielkopolski” przyjęto następujący model budowy geologicznej. Kolektor stanowią utwory czerwonego spągowca, zalegające z SW na NE. Pokryte są izolującymi osadami cechszynu. Rzędne stropu kolektora występują od 110 do -4250 m n.p.m., a rzędne spągu od 60 do -4350 m n.p.m. (**Fig. 1.1.9_23, Fig. 1.1.9_24**).

Modelowanie przeprowadzono przy pomocy pakietu programów Visual Modflow wersja 2011. Model podzielono kwadratową siatką dyskretyzacyjną na 220 kolumn, 110 wierszy. Model posiada jedną warstwę. Krok siatki wynosi $dx=dy$ 1000 m. Obszar objęty modelowaniem wynosi 22 510 km².

Warunki początkowe

W celu wykonania symulacji przepływu wód w warstwie wodonośnej programem Modflow, z pakietu Visual Modflow, dokonano sprowadzenia ciśnień złożowych do poziomu 0 m n.p.m. i gęstości 1 g/l. Położenie zwierciadła piezometrycznej linii ciśnień określono na podstawie danych zawartych w bazie danych otworów głębokich Bohydro. Dane pochodzą z okresu wiercenia otworów - lata 60-80. XX wieku. Rzędne piezometrycznej linii ciśnień dla warstwy czerwonego spągowca, na granicach modelowanego obszaru, zadane warunkami GHB, wynoszą: na granicy S od 130 do 180 m n.p.m., na granicy SW od 160 do 180 m n.p.m., na granicy W od 750 do 2000 m n.p.m., na granicy N od 1000 do 4500 m n.p.m, na granicy E- część północna - 2500-750 m n.p.m. i na granicy E - część południowa - od 250 do 300 m n.p.m.

Struktura modelu i parametry warstw wodonośnych zostały oszacowane podczas kalibracji i weryfikacji modelu. Polegała ona na uzyskaniu zgodności obliczonych ciśnień wody w modelu z wartościami ciśnień pomierzonymi w otworach badawczych. Współczynniki filtracji warstwy wynoszą od $4,3 \times 10^{-5}$ do 0,8 m/d (od $5 \cdot 10^{-10}$ do $1 \cdot 10^{-6}$ m/s), a porowatość efektywna od 4 do 20 %. Współczynnik zasobności sprężystej dla wszystkich wydzieli przyjęto $b=0,000005$. Współczynnik anizotropii przewodności pionowej do poziomej przyjęto 1:10, (**Fig. 1.1.9_25**).

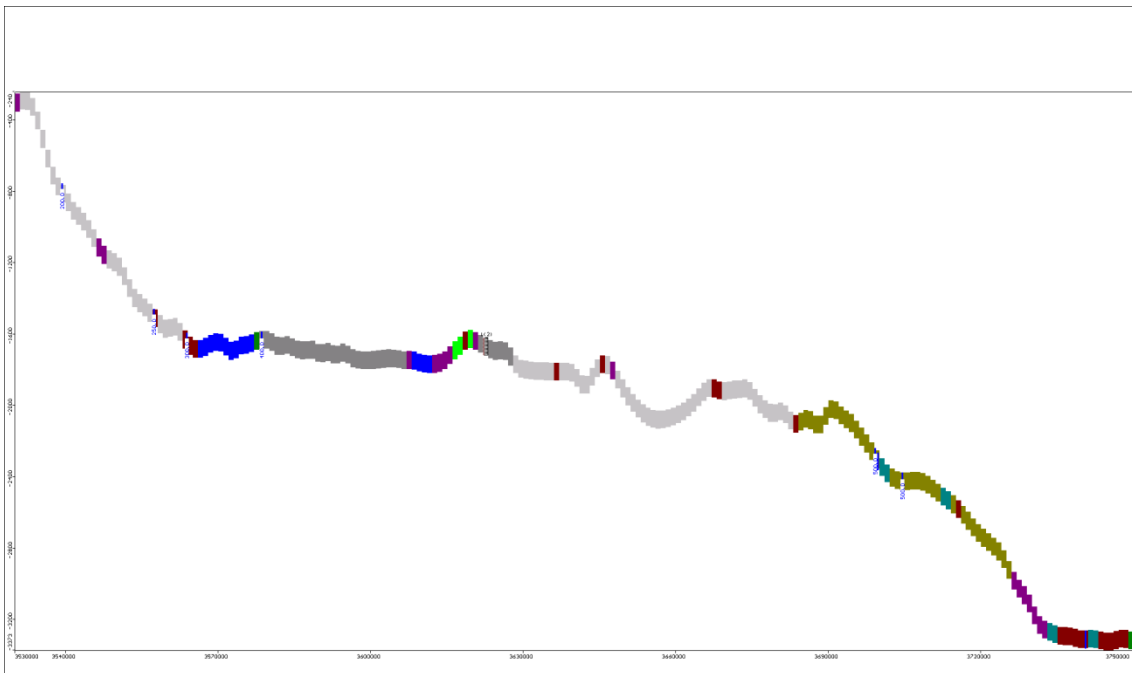


Fig. 1.1.9_23 Przekrój W-E przez modelowany obszar

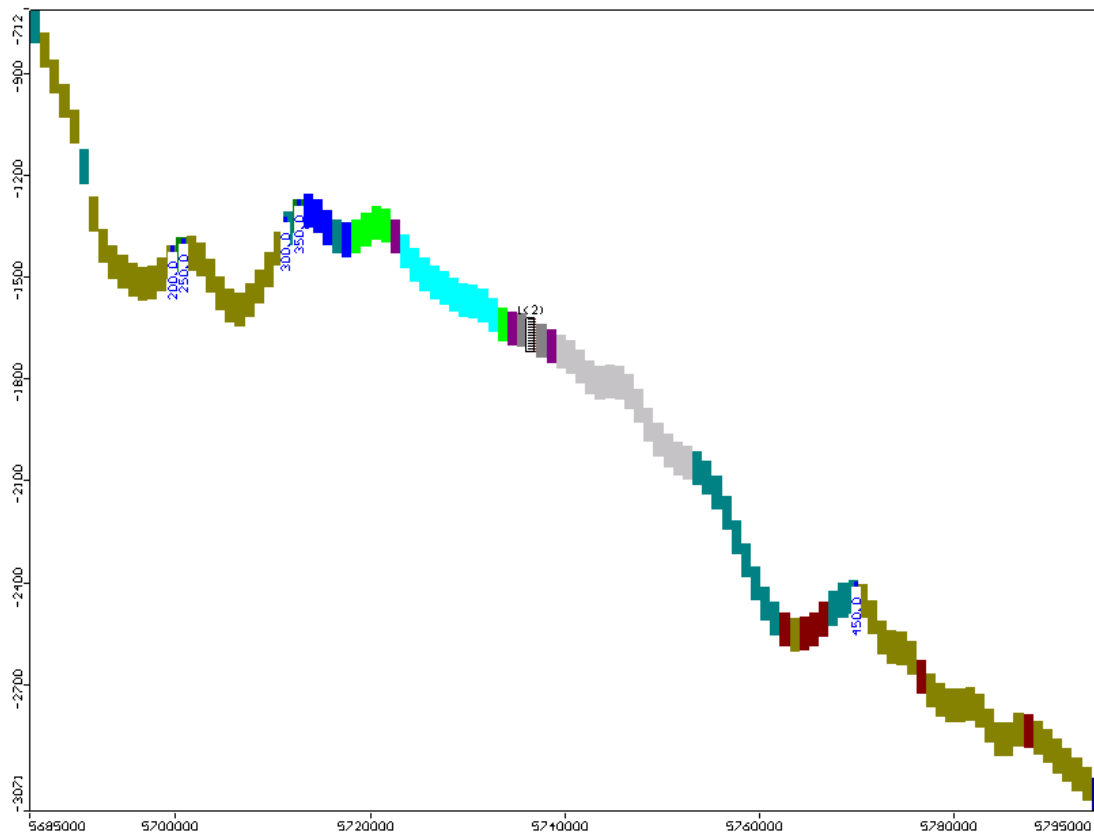


Fig. 1.1.9_24 Przekrój S-N przez modelowany obszar

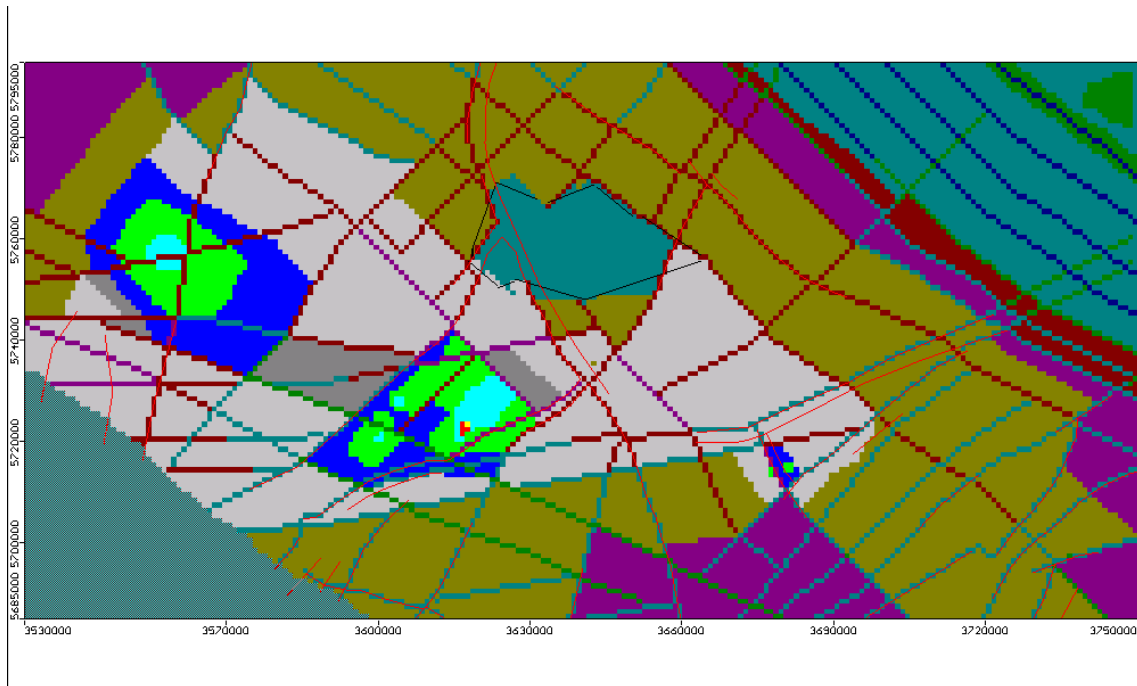


Fig. 1.1.9_25 Mapa rozkładu współczynnika filtracji w modelu (parametry modelu poniżej)

Conductivity						
	Zone	K _x [m/d]	K _y [m/d]	K _z [m/d]	Active	Distribution Array
▶	1	8.64E-6	8.64E-6	8.64E-7	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	2	4.32E-5	4.32E-5	4.32E-6	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	3	8.64E-5	8.64E-5	8.64E-6	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	4	0.000432	0.000432	4.32E-5	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	5	0.000864	0.000864	8.64E-5	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	6	0.00432	0.00432	0.000432	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	7	0.00864	0.00864	0.000864	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	8	0.0432	0.0432	0.00432	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	9	0.05	0.05	0.005	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	10	0.07	0.07	0.007	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	11	0.1	0.1	0.01	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	12	0.2	0.2	0.02	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	13	0.4	0.4	0.04	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	14	0.6	0.6	0.06	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	15	0.8	0.8	0.08	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	16	1	1	0.1	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	17	2	2	0.2	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	18	4	4	0.4	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Hydraulic conductivity in X-direction Value = 8.64E-6

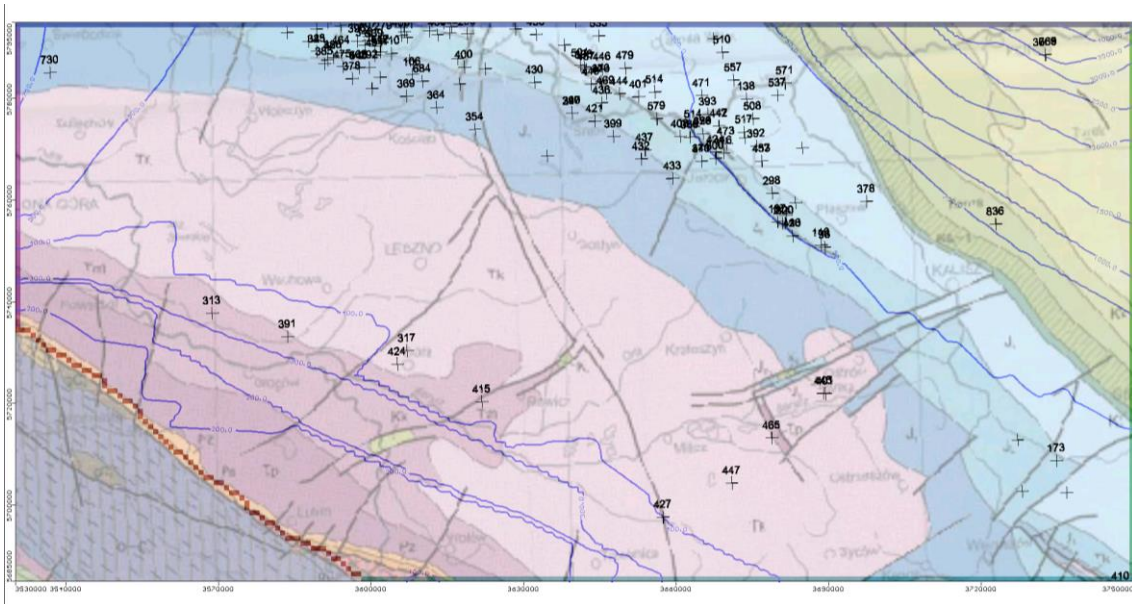


Fig. 1.1.9_26 Rozkład ciśnień piezometrycznych w modelu - warunki pierwotne.

Na **Fig. 1.1.9_26** przedstawiono rozkład ciśnień w utworach czerwonego spągowca wg badań modelowych. Generalny kierunek spadku ciśnień jest z NE na SW, lokalnie, w zachodniej części modelowanego obszaru ciśnienia obniżają się z NW na SE.

Rzędne piezometrycznej powierzchni ciśnień, w obszarze przewidzianym do sekwestracji CO₂ wynoszą od 280 do 460 m n.p.m. (**Tabela 1.1.9_2**).

Obliczenia prognostyczne

W celu symulacji zatłaczania CO₂ do warstwy wodonośnej założono, że do osadów czerwonego spągowca zostanie zatłoczone 30 000 000 Mg CO₂. Przy gęstości CO₂ wynoszącej 0,7 Mg/m³ otrzymamy 42 857 143 m³ cieczy o gęstości 1 g/l. Przy założeniu czasu zatłaczania CO₂ wynoszącym 25 lat i 10 otworach zatłaczających (lokalizacja jak na załączniku Ryc. 1.1.9.1.5.) wydatek każdego otworu zatłaczającego powinien wynosić 469,667 m³/d (19,569 m³/h). Otwory winny być zafiltrowane w całym profilu czerwonego spągowca. Założono, że graniczne warunki brzegowe – ciśnienia na granicy modelowanego obszaru - nie ulegną zmianie w czasie składowania CO₂.

W efekcie zatłaczania CO₂ przez 10 otworów, z wydatkami 469,667 m³/d każdy, przez 25 lat, położenie linii ciśnień piezometrycznych w modelowanym obszarze, podniosło się, w bloku obliczeniowym do 435-1030 m n.p.m. Represje w bloku obliczeniowym modelu wynoszą od 80 m (obszar 4) do 590 m (obszar 9) (**Fig. 1.1.9_27** i **Tabela 1.1.9_2**). W stosunku do pierwotnego ciśnienia w warstwie wodonośnej, w rejonie zatłaczania, stanowi to wzrost ciśnienia o 3-23 %.

Tabela 1.1.9_2 Zestawienie ciśnień piezometrycznych i repesji w obszarach zatłaczania CO2

Ciśnienie piezometryczne											
numer otworu/ czas(lata)	0	25	8	35	60	100	156	243	370	550	875
1	392	570.7	480.7	437	425.7	417.3	411.2	407.2	404.6	402.8	401.2
2	410.6	516.9	447.7	434.3	433.7	433	431.8	430.1	427.9	425.4	422.8
3	429.7	624.5	509.2	474	463.8	456.5	451.7	448.5	446.1	443.8	441.6
4	458.6	540.3	487.6	476.8	474.5	472.8	471.5	470.5	469.6	468.7	467.8
5	282.4	435	373	338.9	328.6	320.2	313	306.6	301.1	296.6	293
6	404.6	546.2	484.5	456.5	448.5	442.1	436.5	431.1	426.1	421.8	418.3
7	419.3	540.4	480.9	462.2	457	452.1	447.4	442.9	438.8	435.2	432.2
8	437.3	631	535.2	487.7	474.5	465	458.5	454.2	451.4	449.5	447.9
9	438.8	1028.6	692.4	533.3	498.5	476.3	462.4	454	449.1	446.5	445.1
10	405.5	517.9	452.3	432.9	431	429.7	428.1	426	423.4	420.6	417.8
Repesje											
numer otworu/ czas (lata)	0	25	8	35	60	100	156	243	370	550	875
1		178.7	88.7	45	33.7	25.3	19.2	15.2	12.6	10.8	9.2
2		106.3	37.1	23.7	23.1	22.4	21.2	19.5	17.3	14.8	12.2
3		194.8	79.5	44.3	34.1	26.8	22	18.8	16.4	14.1	11.9
4		81.7	29	18.2	15.9	14.2	12.9	11.9	11	10.1	9.2
5		152.6	90.6	56.5	46.2	37.8	30.6	24.2	18.7	14.2	10.6
6		141.6	79.9	51.9	43.9	37.5	31.9	26.5	21.5	17.2	13.7
7		121.1	61.6	42.9	37.7	32.8	28.1	23.6	19.5	15.9	12.9
8		193.7	97.9	50.4	37.2	27.7	21.2	16.9	14.1	12.2	10.6
9		589.8	253.6	94.5	59.7	37.5	23.6	15.2	10.3	7.7	6.3
10		112.4	46.8	27.4	25.5	24.2	22.6	20.5	17.9	15.1	12.3

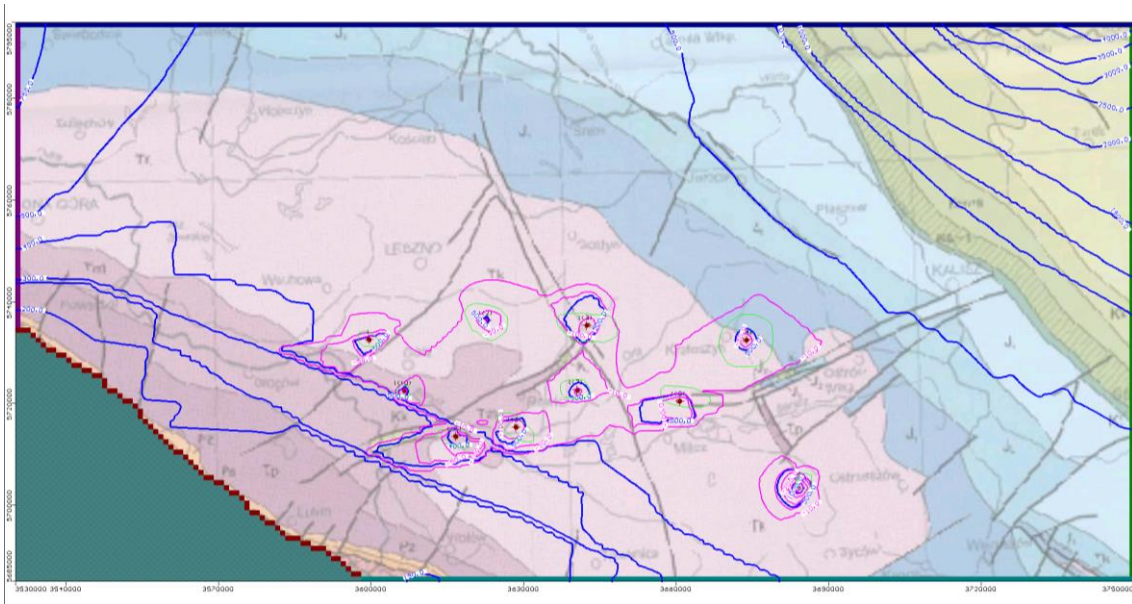


Fig. 1.1.9_27 Rozkład ciśnień piezometrycznych i izolinii represji w modelu po 25 latach zatłaczania CO₂

Przepływ wody w rejonach zatłaczania został zmieniony w znacznym stopniu. Ze względu na słabe wartości współczynnika filtracji obszary represji są skupione w niewielkiej odległości od otworów zatłaczających. Obszar represji, o wartościach wyższych niż 10 m, występuje na przestrzeni o długości 100km i szerokości 15-30 km (wspólny dla 9 obszarów zatłaczania). Wokół obszaru 9 zamyka się on w kole o promieniu około 12 km. Zmianie uległy kierunki przepływu – w promieniu 3-4 km od otworów zatłaczających jest to radialny rozptyw, a w dalszych odległościach zależny od zmienionego pola hydrodynamicznego (**Fig. 1.1.9_27**) – położenia względem innych obszarów zatłaczania.

Po zaprzestaniu zatłaczania, na skutek przepływu w warstwie wodonośnej, następuje sukcesywny spadek ciśnienia w rejonach zatłaczania. Rozkład obniżania się ciśnień, po zaprzestaniu wtłaczania CO₂, w wybranych otworach zatłaczających, w czasie, przedstawia **Tabela 1.1.9_2**. Spadek ciśnienia do warunków naturalnych (brak represji) nastąpi po około kilkunastu tysiącach lat od zaprzestania zatłaczania.

Podsumowanie

Przedstawiony model hydrogeologiczny jest uproszczeniem struktury geologicznej będącej przedmiotem modelowania.

Niniejsze rozważania modelowe przeprowadzono przy założeniu, że CO₂ jest cieczą. Przy zatłaczaniu, ze względu na niewielką prędkość filtracji, niską porowatość efektywną (odsączalność skał) i słabe przewodnictwo wodne, wprowadzany CO₂ będzie tworzył zasoby sprężyste warstwy wodonośnej. Będzie to powodować wzrost ciśnień w rejonie składowania i w obszarze pomiędzy tymi punktami. Po zaprzestaniu zatłaczania nastąpi sukcesywny spadek ciśnień w obszarze objętym wpływem zatłaczania. Ze względu na niskie wartości współczynników filtracji będzie to proces bardzo powolny.

Rejon VII - NW Polska (oraz VIII - Łeża Bałtyk)

Zgeneralizowany model hydrogeologiczny kolektora dolnotriasowego (Zbigniew Kaczorowski)

Do opracowania modelu matematycznego „Pomorza” przyjęto następujący model budowy geologicznej. Kolektor stanowią utwory pstrego piaskowca. Zasięg modelowanego obszaru przedstawiono na **Fig. 1.1.9_27**. Rzędne stropu kolektora występują od -550 do -4200 m n.p.m., a rzędne spągu od -1400 do -4560 m n.p.m. (**Fig. 1.1.9_28**, **Fig. 1.1.9_29**, **Fig. 1.1.9_30**).

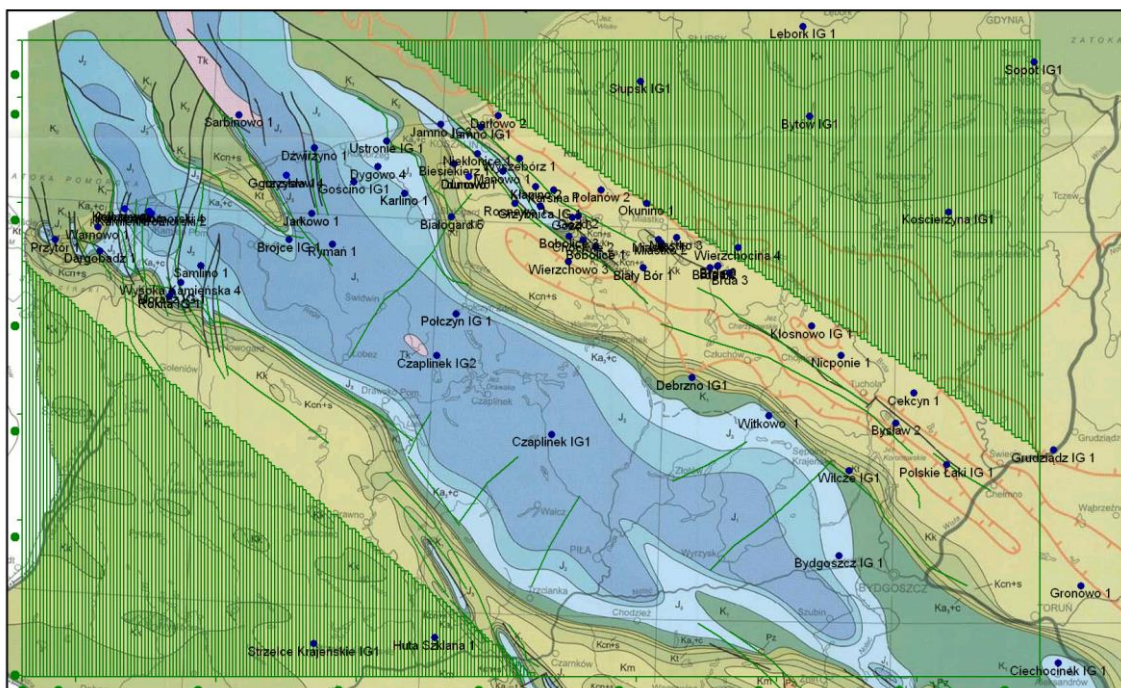


Fig. 1.1.9_27 Lokalizacja modelowanego obszaru

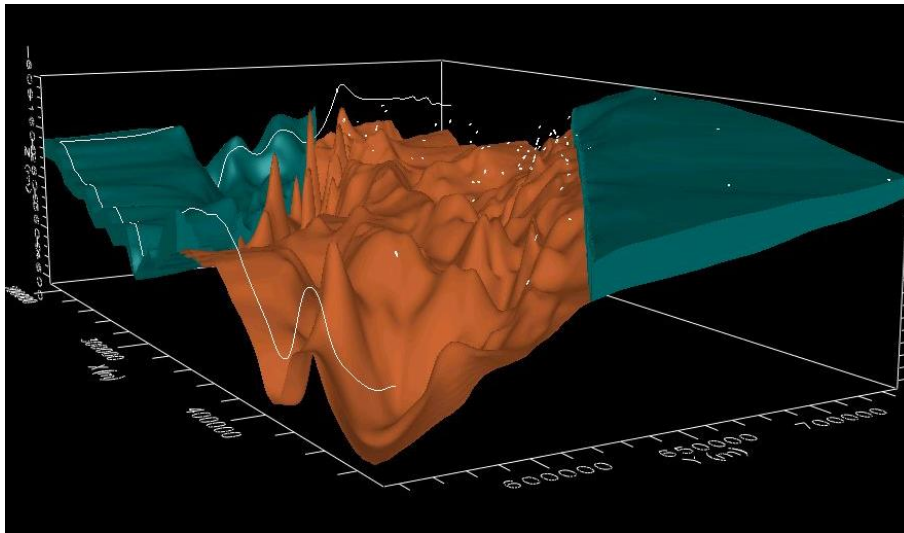


Fig. 1.1.9_28 Morfologia spągu utworów pstrego piaskowca

Modelowanie przeprowadzono przy pomocy pakietu programów Visual Modflow wersja 2011. Model podzielono kwadratową siatką dyskretyzacyjną na 290 kolumn, 181 wierszy i 4 warstwy. Krok siatki wynosi $dx=dy$ 1000 m. Obszar objęty modelowaniem wynosi 32 910 km².

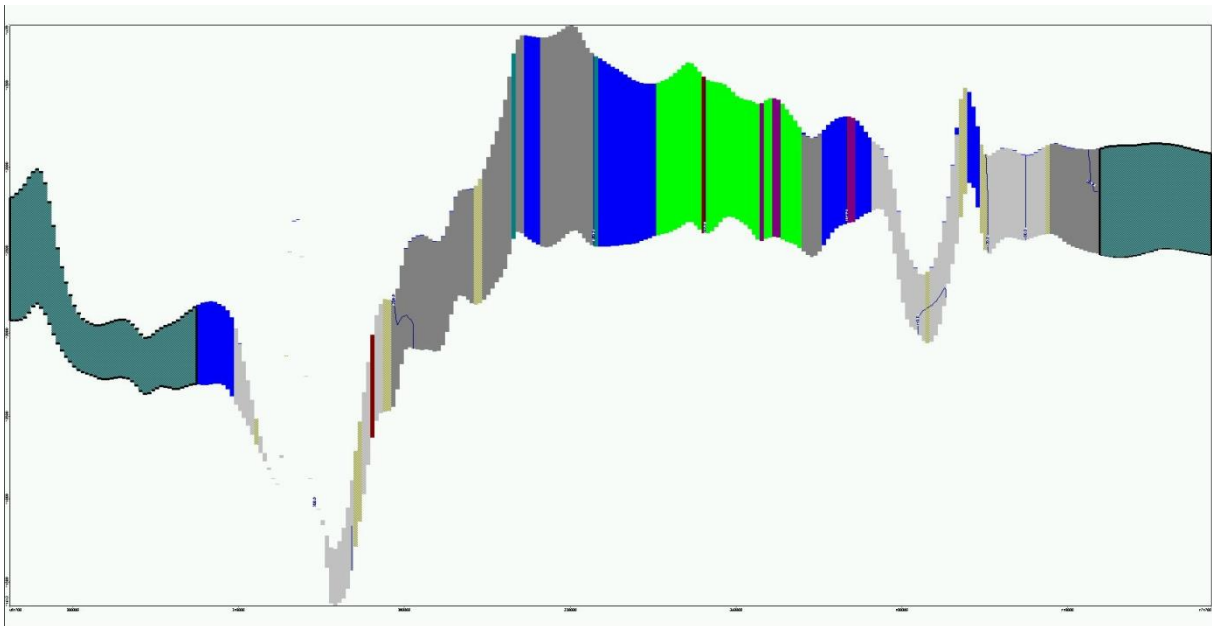


Fig. 1.1.9_29 Przekrój W-E przez modelowany obszar

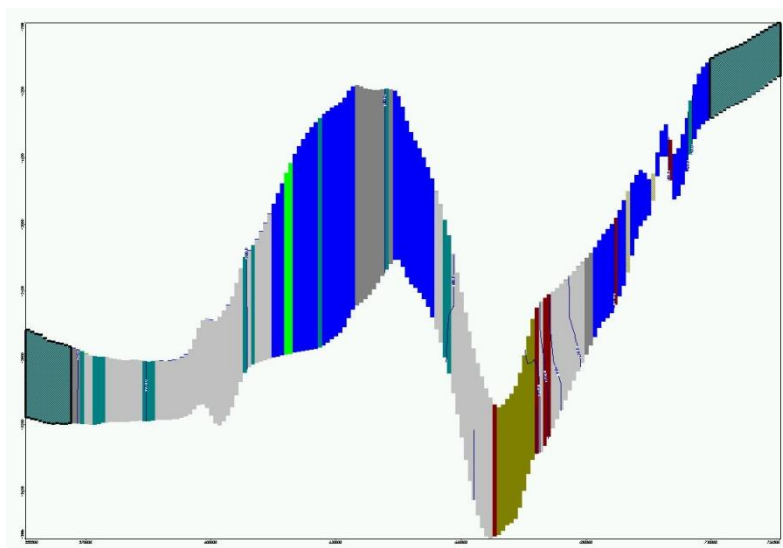


Fig. 1.1.9_30 Przekrój S-N przez modelowany obszar

Warunki początkowe

W celu wykonania symulacji przepływu wód w warstwie wodonośnej dokonano sprowadzenia ciśnień złożowych do poziomu 0 m n.p.m. i gęstości 1 g/l. Położenie zwierciadła piezometrycznej linii ciśnień określono na podstawie danych zawartych w bazie danych otworów głębokich Bohydro. Dane pochodzą z okresu wiercenia otworów - lata 60-80. XX wieku. Rzędne piezometrycznej linii ciśnień dla warstwy pstrego piaskowca, na granicach modelowanego obszaru, zadane warunkami GHB, wynoszą: na granicy S - 260 m n.p.m., na granicy SW od 220 do 250 m n.p.m., na granicy W od 10 do 80 m n.p.m., na granicy N od 10 do 15 m n.p.m, na granicy NE od 10 do 20 m n.p.m, na granicy E- część północna - 2500-750 m n.p.m. i na granicy E - część południowa - od 150 do 250 m n.p.m.

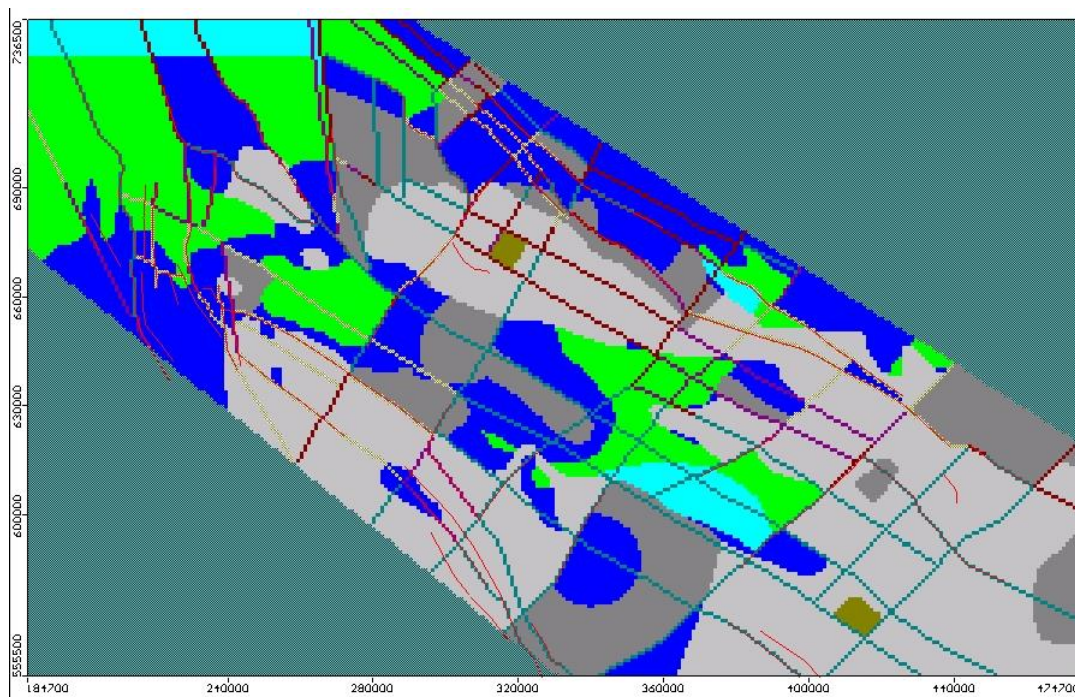


Fig. 1.1.9_31 Mapa rozkładu współczynnika filtracji w modelu (parametry modelu poniżej)

Zone	Kx [m/d]	Ky [m/d]	Kz [m/d]	Active	Distribution Array
1	8.64E-6	8.64E-6	4.32E-8	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
2	8.64E-6	8.64E-6	4.32E-8	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
3	4.32E-5	4.32E-5	2.16E-7	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
4	8E-5	8E-5	4E-7	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
5	0.00035	0.00035	1.75E-6	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
6	0.000864	0.000864	4.32E-6	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
7	0.00432	0.00432	2.16E-5	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
8	0.00864	0.00864	4.32E-5	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
9	0.0432	0.0432	0.000216	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
10	0.0864	0.0864	0.000432	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
11	0.2	0.2	0.001	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
12	0.4	0.4	0.01	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
13	0.6	0.6	0.003	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
14	0.8	0.8	0.004	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
15	1	1	0.005	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
16	1.5	1.5	0.0075	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
17	2	2	0.01	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
18	3	3	0.015	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
19	4	4	0.02	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
20	5	5	0.025	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
21	0.009	0.009	4.5E-5	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Hydraulic conductivity in X-direction Value = 8.64E-6

Struktura modelu i parametry warstw wodonośnych zostały określone podczas kalibracji i weryfikacji modelu. Polegała ona na uzyskaniu zgodności obliczonych ciśnień wody w modelu z wartościami ciśnień pomierzonymi w otworach badawczych. Współczynniki filtracji warstwy wynoszą od $8,6 \times 10^{-6}$ do $0,4$ m/d (od $1 \cdot 10^{-10}$ do $4,6 \cdot 10^{-6}$ m/s), a porowatość efektywna od 3 do 31 %. Współczynnik zasobności sprężystej dla

wszystkich wydzielen przyjęto $b=0,00001$. Współczynnik anizotropii przewodności pionowej do poziomej przyjęto 1:200, (Fig. 1.1.9_31).

Na Fig. 1.1.9_32 przedstawiono rozkład ciśnień w utworach pstrego piaskowca wg badań modelowych. Kierunki przepływu są zmienne. Na południu dominuje kierunek N, który przechodzi w NE. W części północnej dominuje kierunek N i NW.

Rzędne piezometrycznej powierzchni ciśnień, w obszarze modelu wynoszą od 250 do 20 m n.p.m., a w obszarze przewidzianym do sekwestracji CO₂ od 85-140 m n.p.m. (Tabela 1.1.9_3).



Fig. 1.1.9_32 Rozkład ciśnień piezometrycznych w modelu - warunki pierwotne.

Obliczenia prognostyczne

W celu symulacji zatłaczania CO₂ do warstwy wodonośnej założono, że do osadów pstrego piaskowca zostanie zatłoczone 100 000 000 Mg CO₂. Przy gęstości CO₂ wynoszącej 0,7 Mg/m³ otrzymamy 142 857 143 m³ cieczy o gęstości 1 g/l. Przy założeniu czasu zatłaczania CO₂ wynoszącym 25 lat i 4 otworach zatłaczających (lokalizacja jak na załączniku Fig. 1.1.9_33 – rejony otworów: Brojce IG1, Grzybica IG1, Niekłonce 1, Sokole 1) wydatek każdego otworu zatłaczającego powinien wynosić 3913,894 m³/d (163,079 m³/h). Otwory winny być zafiltrowane w całym profilu pstrego piaskowca. Założono, że graniczne warunki brzegowe – ciśnienia na granicy modelowanego obszaru - nie ulegną zmianie w czasie składowania CO₂.

W efekcie zatłaczania CO₂ przez 4 otwory, z wydatkami 3913,894 m³/d każdy, przez 25 lat, położenie linii ciśnień piezometrycznych w obszarze sekwestracji CO₂, podniosło się, w bloku obliczeniowym do 213-400 m n.p.m. Represje w bloku obliczeniowym modelu wynoszą od 126 m (obszar Niekłonicie 1) do 265 m (obszar Brojce IG-1) (Fig. 1.1.9_33 i Tabela 1.1.9_3). W stosunku do pierwotnego ciśnienia w warstwie wodonośnej, w rejonie zatłaczania, stanowi to wzrost ciśnienia o 7-13 %.

Tabela 1.1.9_3 Zestawienie ciśnień piezometrycznych i represji w obszarach zatłaczania CO₂

Czas [lat]	Ciśnienie				Represja			
	Brojce IG-1	Grzybница IG-1	Niekłonicie 1	Sokole 1	Brojce IG-1	Grzybница IG-1	Niekłonicie 1	Sokole 1
0	133.1	99.6	86.6	139.6	0	0	0	0
25	398.5	250.8	213.1	390.6	265.4	151.2	126.5	251
20	199.4	176.6	117.6	194.3	66.3	77	31	54.7
80	141.2	139.1	103.7	166.4	8.1	39.5	17.1	26.8
115	137.6	130.1	102.3	157.1	4.5	30.5	15.7	17.5
155	136.3	124	101.4	154.6	3.2	24.4	14.8	15
200	135.8	119.6	100.6	150.6	2.7	20	14	11
265	135.5	116.3	99.8	147.7	2.4	16.7	13.2	8.1
340	135.3	113.7	98.9	145.5	2.2	14.1	12.3	5.9
425	135.1	111.5	98	143.9	2	11.9	11.4	4.3
530	134.9	109.8	97.1	142.8	1.8	10.2	10.5	3.2
585	134.8	109	96.6	142.4	1.7	9.4	10	2.8
650	134.7	108.2	96.1	142	1.6	8.6	9.5	2.4
730	134.6	107.5	95.5	141.8	1.5	7.9	8.9	2.2
830	134.5	106.7	94.8	141.4	1.4	7.1	8.2	1.8
945	134.4	106	94.1	141.2	1.3	6.4	7.5	1.6
1085	134.2	105.3	93.4	141	1.1	5.7	6.8	1.4
1250	134.1	104.6	92.7	140.8	1	5	6.1	1.2
1450	134	103.8	91.9	140.7	0.9	4.2	5.3	1.1
1700	133.8	103.1	91.2	140.6	0.7	3.5	4.6	1

2000	133.7	102.5	90.4	140.4	0.6	2.9	3.8	0.8
------	-------	-------	------	-------	-----	-----	-----	-----

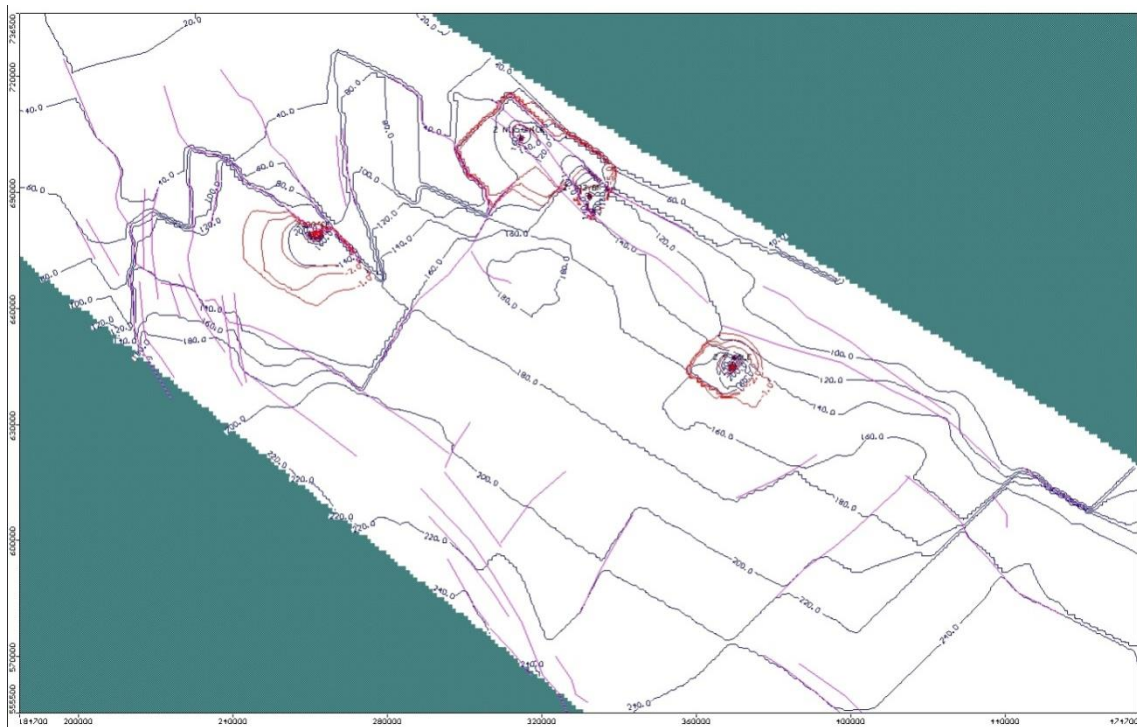


Fig. 1.1.9_33 Rozkład ciśnień piezometrycznych i izolinii represji w modelu po 25 latach zatłaczania CO₂

Przepływ wody w rejonach zatłaczania został zmieniony w znacznym stopniu. Ze względu na słabe wartości współczynnika filtracji obszary represji są skupione w niewielkiej odległości od otworów zatłaczających. Obszary otworów Brojce IG 1 i Sokole 1 są znacznie oddalone od pozostałych obszarów i tworzą niezależne leje represji, natomiast w rejonach otworów Grzybnica IG 1 i Niekłonicie 1 wytworzył się wspólny lej represji. W rejonie Brojce IG 1 i Sokole 1 obszar występowania represji powyżej 10 m wynosi około 13x10 km, a w rejonie otworów Grzybnica IG 1 i Niekłonicie 35x14 km. Zmianie uległy kierunki przepływu – w promieniu od kilku do kilkunastu kilometrów od otworów zatłaczających jest to radialny rozptyw, a w dalszych odległościach zależny od zmienionego pola hydrodynamicznego (**Fig. 1.1.9_33**) – położenia względem innych obszarów zatłaczania.

Po zaprzestaniu zatłaczania, na skutek przepływu w warstwie wodonośnej, następuje sukcesywny spadek ciśnienia w rejonach zatłaczania. Rozkład obniżania się ciśnień, po zaprzestaniu wtłaczania CO₂, w wybranych otworach zatłaczających, w czasie, przedstawia **Tabela 1.1.9_3**. Spadek ciśnienia do warunków naturalnych (brak represji) nastąpi po upływie około tysiąca dwustu do kilku tysięcy lat od zaprzestania zatłaczania.

Podsumowanie

Przedstawiony model hydrogeologiczny jest uproszczeniem struktury geologicznej będącej przedmiotem modelowania.

Niniejsze rozważania modelowe przeprowadzono przy założeniu, że CO₂ jest cieczą. Przy zatłaczaniu, ze względu na niewielką prędkość filtracji, niską porowatość efektywną (odsączalność skał) i słabe przewodnictwo wodne, wprowadzany CO₂ będzie tworzył zasoby sprężyste warstwy wodonośnej. Będzie to powodować wzrost ciśnień w rejonie składowania i w obszarze pomiędzy tymi punktami. Po zaprzestaniu zatłaczania nastąpi sukcesywny spadek ciśnień w obszarze objętym wpływem zatłaczania. Ze względu na niskie wartości współczynników filtracji będzie to proces powolny.

Rejon VIII - Łeba-Bałtyk

W poprzednim podrozdziale rozpatrywano rejon NW Polski oraz przyległego fragmentu Polski północnej – rejonu VIII, przy modelowaniach rozptyłu w obrębie kolektora triasowego.

W niniejszym podrozdziale odniesiono się do praktycznie jedynego obszaru morskiego Polski, gdzie możliwe byłoby geologiczne składowanie dwutlenku węgla pod dnem morza, w kolektorze kambryjskim, tzn. wschodniej części polskiej strefy ekonomicznej Bałtyku.

Z uwagi na fakt, że (zwłaszcza) geometria i rozkład parametrów w obrębie utworów kambru i nadległego kompleksu uszczelniającego (pierwsze, niezbyt mięjsze uszczelnienie w ordowiku i bardzo mięjsze w sylurze) nie są tak dobrze rozpoznane jak kompleksy mezozoiczne, ograniczono się do zestawienia danych istotnych dla rozptyłu mediów w kolektorze i ogólnych własności uszczelnienia.

Zgromadzono do tego celu wyniki nowych (zadanie 1.3.2) i archiwalnych pomiarów laboratoryjnych porowatości efektywnej z 10 otworów (B2-1, B16-1, B3-1, B4-1, B6-1, B6-2, B7-1, B8-1, Dębki 4, Hel IG-1) oraz wyniki nowych (zadanie 1.3.2) i archiwalnych pomiarów laboratoryjnych przepuszczalności poziomej z 9 otworów (B2-1, B16-1, B3-1, B4-1, B6-1, B6-2, B8-1, Dębki 4, Hel IG-1). Wartości pomiarów na próbkach pobranych z kolektora kambryjskiego uśredniono dla poszczególnych otworów.

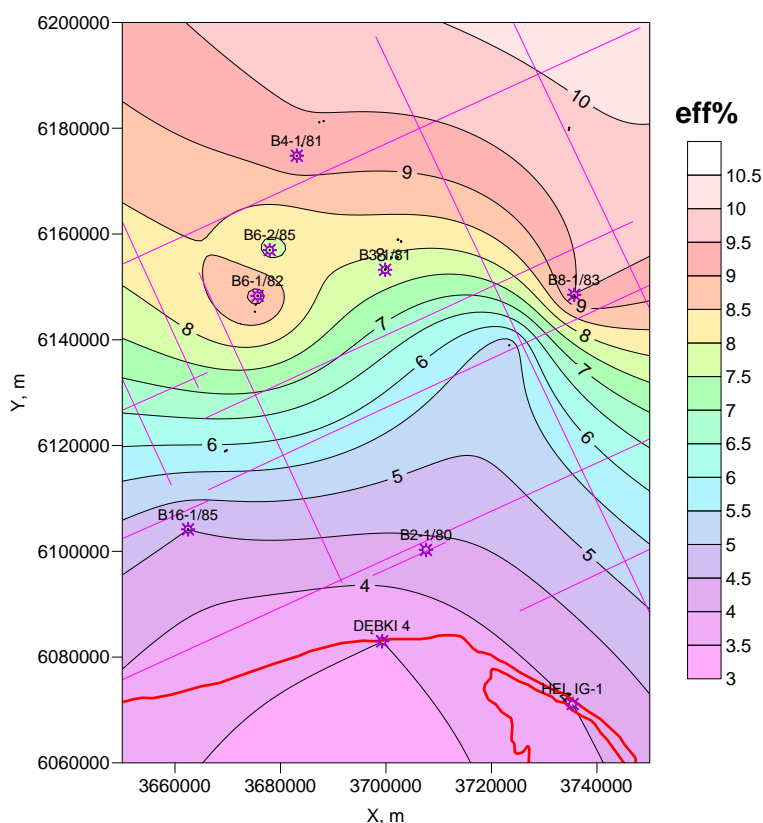


Fig. 1.1.9_34 Rozkład porowatości efektywnej na podstawie wyników nowych i archiwalnych badań laboratoryjnych

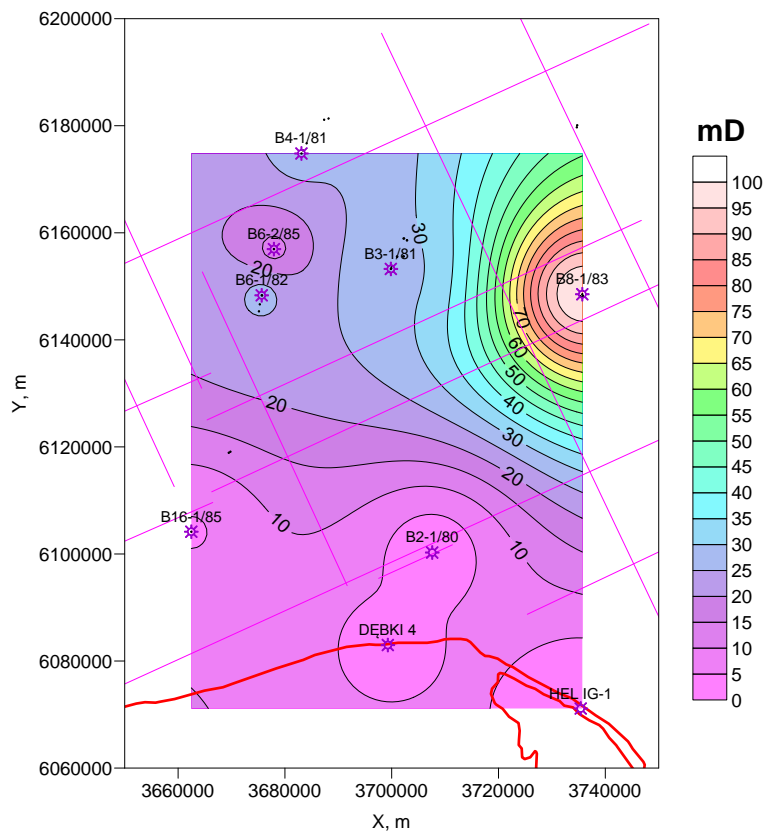


Fig. 1.1.9_35 Rozkład przepuszczalności na podstawie wyników nowych i archiwalnych badań laboratoryjnych

Otrzymane wyniki potwierdzają znany z wcześniejszych opracowań (Semyrka, 1995 - patrz rozdział 1.1.1, rejon VIII i rozdział 1.1.3, rejon VIII) trend wzrostu porowatości efektywnej ku północy (Fig. 1.1.9_34), z czym też współgra trend wypłykania się powierzchni stropu kambru. Porowatości te są raczej niskie, na ogół poniżej wskaźnika ostrzegawczego (10% wg Chadwick et al., 2006). Jednakże nie jest to przeszkodą dla występowania złóż węglowodorów na tym obszarze (np. B3, B8).

Dla porównania Fig. 1.1.9_36 i 37 na zestawiono wyniki archiwalnych analiz laboratoryjnych porowatości efektywnej przestrzeni filtracji z dokumentacji Semyrki (1995).

Natomiast przepuszczalności (Fig. 1.1.9_35) rosną raczej w kierunku na NE, nie na północ jak porowatości. Przepuszczalności poziome kambru wynoszą kilkadziesiąt mD, a więc są dostateczne dla składowania CO₂ (porównywalne dla tych z utworów triasu). Z uwagi na trend wypłykania się kambru (patrz np. rozdział 1.1.8, rejon VIII) rozptyw CO₂ odbywałby się raczej w kierunku północnym.

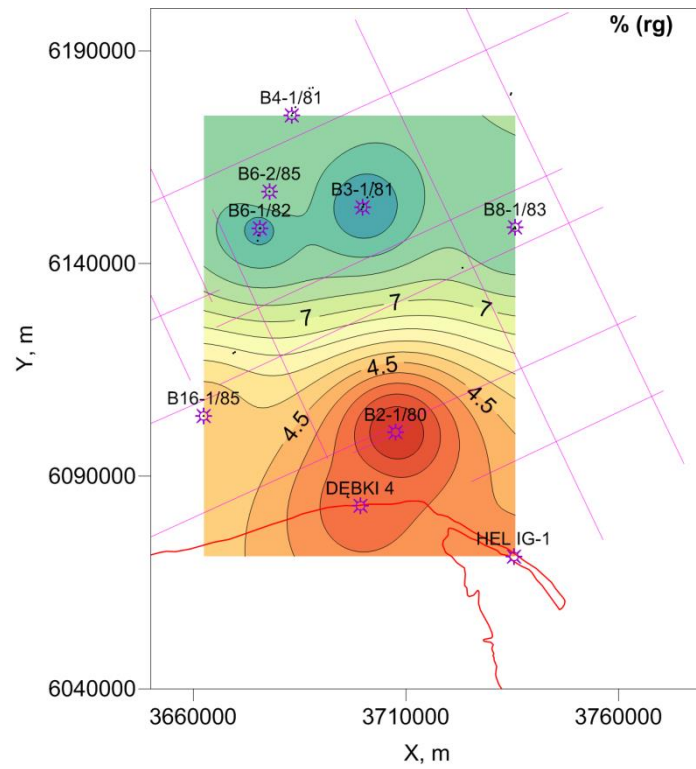


Fig. 1.1.9_36 Rozkład porowatości efektywnej przestrzeni filtracji ropy i gazu (na podstawie Semyrki, 1995)

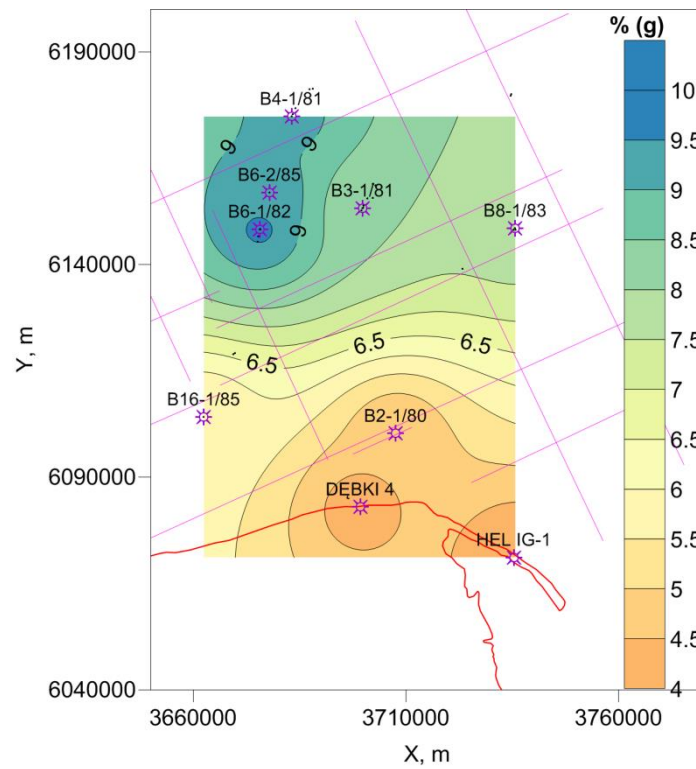


Fig. 1.1.9_37 Rozkład porowatości efektywnej przestrzeni filtracji gazu (na podstawie Semyrki, 1995)

Natomiast nie ma w tym rejonie dostępnych danych odnośnie parametrów uszczelnienia – przy poszukiwaniach naftowych skały nie zbiornikowe zasadniczo nie były tu rdzeniowane. Informacje te są dostępne z otworów położonych na lądzie, w kierunku na SE od rozpatrywanego obszaru i generalnie nawiercających kambr na podobnej głębokości (Bartoszyce IG1, Barciany 1, Lesieniec 1, Pieszkowo 1). Stwierdzono tam uszczelnienie ordowickie o bardzo niskiej przepuszczalności (poniżej 0.001 mD) i porowatości efektywnej rzędu 1-3%. Odpowiada to dobrym uszczelnieniom w obrębie kompleksów mezozoicznych, co w połączeniu z faktem że zaraz ponad ordowikiem mamy znacznie bardziej miąższy (minimum 300-400 m) kompleks uszczelniający utworów syluru wyklucza migrację pionową zatłoczonego CO₂.

Ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO₂ w mediach złożowych dla wytypowanych obszarów (1.1.9 - GIG)

OCENA ROZPRZESTRZENIANIA SIĘ ZATŁOCZONEGO CO₂ W MEDIACH ZŁOŻOWYCH DLA WYTYPOWANYCH OBSZARÓW – REJON GZW (Jarosław Chećko, Tadeusz Bromek)

MODELOWANIE ROZPŁYWU CO₂ W WYBRANYCH REJONACH GÓROTWORU KARBOŃSKIEGO I JEGO NADKŁADU

Do przeprowadzonej wstępnej analizy rozptywu wykorzystano podstawowe prawa związane z migracją gazów w ośrodkach porowatych.

Dyfuzja gazów, (CO₂) w kierunku pionowym do warstw nadległych uszczelniających (ilastych oraz piaskowcowo-łupkowych) jest funkcją współczynnika dyfuzji gazu (CO₂) w tych skałach. Poniżej przedstawione zostanie rozwiązanie jednowymiarowe w celu określenia skali problemu dyfuzji. Dla miąższości nadkładu znacznie przewyższającej obszar penetracji na drodze dyfuzji molekularnej w czasie można przyjąć model matematyczny „dyfuzji do ośrodka w nieskończoności” – Bear, Verruij, 1987, Dominico, Schwarz, 1996) bez uwzględnienia adsorpcji w porach:

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{x-Vt}{\sqrt{4D_{eff}t}}\right) + \exp\left(\frac{xV}{D_{eff}}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x+Vt}{\sqrt{4D_{eff}t}}\right)$$

lub dla dostatecznie długiego czasu z wyłączeniem drugiego członu:

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{x-Vt}{\sqrt{4D_{eff}t}}\right)$$

gdzie:

C, C_0 - koncentracja aktualna i początkowa,

$\operatorname{erfc}(x)$ - funkcja błędu ($1 - \operatorname{erf}(x)$),

x - odległość [m],

t - czas [s],

V - prędkość w ośrodku porowatym, [m/s],

Prędkość przy grawitacyjnym ruchu pęcherzyka gazu w kierunku pionowym wynosi:

$$V = \frac{\Delta\rho g k_v}{\mu}$$

gdzie:

$\Delta\rho$ - różnica gęstości solanki i gazu w warunkach złożowych [kg/m³],

g - przyspieszenie ziemskie [m/s²],

k_v - przepuszczalność pionowa skały, [m²],

μ - współczynnik lepkości dyn. [Pa s].

Czas dotarcia od stropu zbiornika do powierzchni terenu wynosi:

$$t_b = \frac{\phi h}{V}$$

gdzie

h - miąższość nadkładu [m],

ϕ - współczynnik porowatości efektywnej, [-].

Wykorzystując powyższe zależności wykonano szacunkowe obliczenia czasu rozprzestrzenienia się CO₂ w kierunku pionowym zakładając 200 m przedziały miąższości rozpatrywanych serii litostratygraficznych o określonej przepuszczalności poczynając od głębokości 1000 m. Szacunkowe obliczenia czasu przemieszczania się CO₂ uwzględnia jego parametry fizyczne (gęstość i lepkość), które decydują o jego rozprzestrzenianiu. Zakładając różne własności skał w poszczególnych seriach litostratygraficznych karbonu oszacowano czasy migracji metanu przez serie o miąższości 200 m.

Ocena przebiegu rozprzestrzenienia się tego gazu w kierunku pionowym przez utwory nadkładu karbońskiego jest niezbędna do pełnej oceny szczelności zbiornika CO₂.

Ocena migracji gazu przez nadkład w aspekcie szczelności zbiornika CO₂ zlokalizowanego w GZW wydaje się być czynnikiem najważniejszym, gdyż właśnie nadkład w dużym stopniu decyduje o własnościach izolacji i szczelności potencjalnego zbiornika. Analiza została oparta na obliczeniach czasu przejścia cząstki gazu przez warstwę o zróżnicowanej miąższości. Obliczenia te wykonano dla dwóch gazów CH₄ i CO₂ w celu porównania czasów przejścia cząstki gazów oraz z uwagi odmienne właściwości fizyczne. Wyniki tych obliczeń przedstawiono **Fig. 1.1.9_38**.

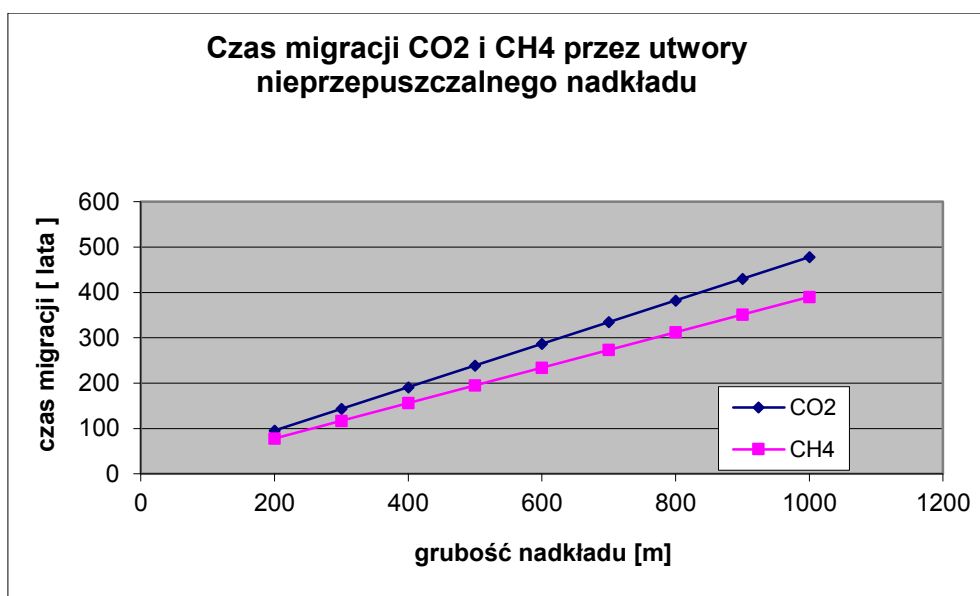


Fig. 1.1.9_38 Czas migracji gazów CO₂ i CH₄ przez nadkład karboński zbudowany tylko z utworów trzeciorzędu¹

MODELOWANIE NUMERYCZNE I SYMULACJE KOMPUTEROWE

W zakresie modelowania numerycznego zostanie wykorzystany zestaw symulatorów TOUGH2 i TOUGHREACT (Orenburg, Pruess, 1995,1996a,1996b; Pruess i in.,1987,1999). Wykorzystanie wymienionych symulatorów determinowane jest możliwością symulacji przepływów wielofazowych i zjawisk fizykochemicznych zachodzących na granicy skała - solanka - CO₂. Wybór tych zestawów był wymuszony na możliwości symulowania zjawisk wielofazowych, których nie posiadają standardowe symulatory typu Modflow.

TOUGH2 jest symulatorem przepływu płynów jedno i wielofazowych izo- i nieizotermicznych znajdującym szerokie zastosowanie w inżynierii złożowej naftowej, geotermalnej i ochronie środowiska – w szczególności określenia i modelowania kontaminacji czy prognozowania depozycji odpadów nuklearnych (Pruess, 1987; Pruess 1991, Pruess et al. 1996b).

Nową dziedziną rozwiniętą w ostatnich kilku latach jest aplikacja Tough2 do zastosowań związanych z geotermią i sekwestracją kwaśnych gazów (dwutlenku węgla) oraz modelowaniem procesów wtórnej eksploatacji gazów ziemnych. Pierwsza wersja symulatora pochodzi z roku 1991 (Pruess, 1991). Jego stosunkowo mała popularność w Polsce spowodowana jest przede wszystkim wysokimi wymaganiami sprzętowymi (do 1995 roku istniała wyłącznie wersja unixowa, wykorzystująca arytmetykę 64 bitową, zaimplementowaną do arytmetyki 32 bitowej PC poprzez specjalne procedury „double precision”)

¹ Przyjęto jednorodny nadkład trzeciorzędu o parametrach uśrednionych w obrębie całego kompleksu (porowatość 5%, przepuszczalność 1 mD), a więc nie jest to ani dobre uszczelnienie, ani dobry kolektor, z tym, że powyższy wzór użyty do obliczeń czasu migracji w pionie, jest prostą funkcją porowatości (czas wprost proporcjonalny do porowatości) i przepuszczalności (czas jest odwrotnie proporcjonalny do przepuszczalności).

Od tego czasu szereg nowości zostało wprowadzonych do symulatora, w szczególności nowe typy „solverów” zmniejszające czas obliczeń bez utraty dokładności. Symulator ma możliwości dowolnej implementacji solvera, umożliwiające bezproblemową symulację zagadnień 2D i 3D o siatce obejmującej 20 000 bloków i więcej, w zależności od sprzętu. Przykłady takich symulacji pokazuje praca (Pruess et al. 1999) opisująca zastosowanie na wielu platformach sprzętowych.

W istocie swojej symulator TOUGH2 używa różne równania stanu dla wody ze znacznikiem, woda z dwutlenkiem węgla, woda powietrze woda z efektami kapilarnymi, woda wodór, solanka CO2.

Równania te umożliwiają wykorzystanie symulatora do wielu obliczeń z zastosowań inżynierii środowiska. W głównym module programu rozwiązywane są równania bilansu energii i masy, opisujące strumień ciepła i płynu w wielofazowych i wieloskładnikowych systemach. Filtracja płynu jest opisana prawem Darcy’ego rozszerzonym do warunków wielofazowych, z uwzględnieniem przepływu dyfuzyjnego. Opis termodynamicznych warunków przepływu wykorzystuje założenie lokalnej równowagi wszystkich faz.

W symulatorze wykorzystuje się metodę całkowych różnic skończonych (the integral finite differences formulation (IFD)), która przedstawiona jest w postaci (Pruess, 1991):

$$d/dt \int_{V_n} M^{(k)} dV = \int_{\Gamma_n} \mathbf{F}^{(k)} \cdot \mathbf{n} d\Gamma + \int_{V_n} Q^{(k)} dV$$

Ogólne równanie dla akumulacji masy dla składników (k=1, NK):

$$M^{(k)} = \sum_{\beta=1}^{NPH} S_{\beta} \rho_{\beta} X_{\beta}^{(k)}$$

gdzie $\beta=1$, NPH jest indeksem fazy. Dodatkowo równanie akumulacji ciepła zapisywane jest w postaci (dla $k=NK+1$) dla układu wielofazowego:

$$M^{(NK+1)} = \sum_{\beta=1} S_{\beta} \rho_{\beta} u_{\beta} + (1-\phi) \rho_R C_R T$$

Modelowanie procesu zatłaczania CO2 w struktury geologiczne jest skomplikowane z uwagi na właściwości fizyko-chemiczne tego gazu przy wykorzystaniu symulatora TOUGHREACT.

Iniekcja CO2 do słonych warstw wodonośnych, może stanowić sposób redukcji gazów cieplarnianych w warstwach struktur geologicznych. Taka iniekcja może wywoływać przepływ wielofazowy, wymiana ciepła oraz chemiczne reakcje.. Reakcje chemiczne prezentowane w module ECO2N obejmują etap równowagi pomiędzy wodą i dwutlenkiem węgla między fazą ciekłą i gazową. Pomiedzy H2O i CO2 między fazą gazową a ciekłą przedstawiona jest w module jako funkcja temperatury, ciśnienia i zasolenia, wykorzystując korelację wg. Spychera i Pruess (2005). Rozpad i rozpuszczalność soli potraktowany w module ECO2N za pomocą lokalnej równowagi rozpuszczalności. Uwzględniając zmiany w porowatości i przepuszczalności ośrodka. Wszystkie fazy, tj. gazowa, ciekła i stała mogą pojawić się, lub zaniknąć w siatce rozpatrywanego bloku podczas rozpoczęcia symulacji numerycznej.

Termodynamiczne warunki obejmą warunki temperaturowe z otoczenia rozpatrywanego bloku(zbiornika) to znaczy do temperatury około 100°C i ciśnienia do 60 MPa oraz zasolenie od 0 do pełnego nasycenia. Te

parametry powinny być wystarczające do większości przypadków dotyczących sekwestracji CO₂ do słonych warstw wodonośnych.

Warunki faz i termodynamicznych zmian w systemie woda – NaCl – CO₂ związane z geologiczną sekwestracją CO₂ przedstawiono na **Fig. 1.1.9_39**.

W dwuskładnikowym systemie woda – CO₂, przy temperaturach powyżej 0 °C, rozpatruje się trzy fazy które mogą być obecne w fazie ciekłej woda może zawierać rozpuszczony CO₂, może również występować woda i ciekły CO₂, w fazie gazowej oprócz CO₂ może występować para wodna. W procesie tym może występować 7 połączeń fazowych przedstawionych na **Fig. 1.1.9_39**. Ciekły i gazowy CO₂ może współistnieć wzdłuż krzywej nasycenia, ciśnienie CO₂ który kończy się w punkcie krytycznym, który określony jest temperatura i ciśnieniem (T_{kryt}, P_{kryt}) = (31.04°C, 7,4 MPa).

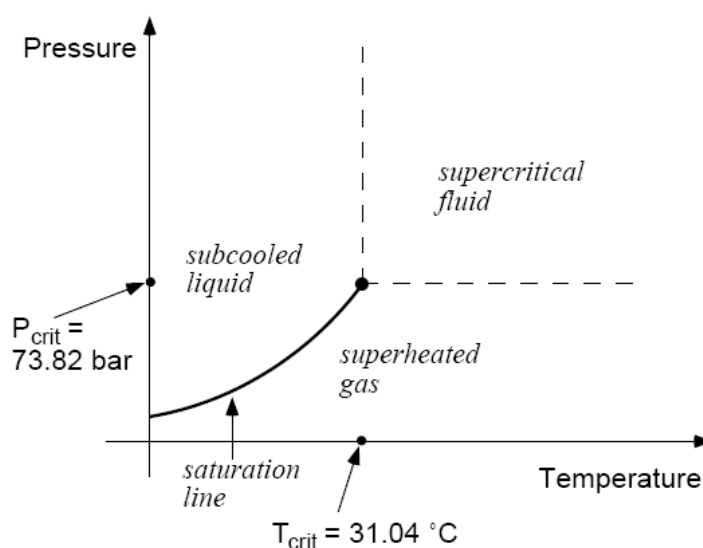


Fig. 1.1.9_39 Przemiany fazowe CO₂.

Numeryczne modelowanie przepływu wody (solanki) i CO₂ wymaga sprzężenia zachowania faz z wodą – NaCl – CO₂ z metodami przepływu wielofazowego. Wśród różnych sprzężeń jest wybór zapisu.

Etap pomiędzy CO₂ i wodą zazwyczaj jest opisany pod względem komponentów w formie ułamków molowych, w podobny sposób można opisać zjawisko w module EWASG, które oznaczmy przez x i y , odpowiednio $x_1=x_{H_2O}$ i $x_2=x_{CO_2}$ następnie należy określić ułamki molowe dla ciekłej fazy $y_1=y_{H_2O}$ i $y_2=y_{CO_2}$ przyjmując ułamek molowy za fazę gazową (Prausnitz i in 1986; Spycher i in.,2003). Prześledzimy teraz te założenia, chyba że w indeksie dolnym dodamy „eq”, co mówi nam że ułamek molowy należy do równowagi pomiędzy wodą i CO₂ w środku bloku rozpatrywanego. Stosowane oznaczenia ułamków molowych należące do fazy równowagi pomiędzy poszczególnymi elementami $x_{1,eq}; x_{2,eq}; y_{1,eq}; y_{2,eq}$, odpowiednia masa którą wskazuje ułamek są oznaczone dużą z literą X i Y . Ułamki masowe korespondują z warunkami pojedynczej fazy gdzie woda i CO₂ którego stężenie nie wymusiły określenia stanu równowagi dla danej fazy oznaczając X_1 (woda) i X_2 (CO₂) za ciekłą fazę i Y_1 i Y_2 za fazę gazową.

W numerycznej symulacji solanki i CO₂ przepływ będzie niefundamentalny termodynamiczne zmienne, które charakteryzują system solanka – CO₂ i ich zmiany w czasie w innych komórkach systemu. Określenie tych ciekłych komponentów, w ECO₂N i wybór zmiennych termodynamicznych przedstawiono w tab.1. Inne zmienne użyte w innych warunkach, cztery pierwsze parametry, które są niezależne od natury faz są niezmiennie. Pierwsza zmienna X₁, oznaczając ciśnienie i czwartą pierwotną zmienną X₄, którą oznaczono temperaturę.

Druga pierwotna zmienna dotyczy soli i jest oznaczona X_{sm} a nie X₂ aby uniknąć pomyłki z ułamkiem masowym CO₂ w fazie ciekłej. Gdy niema soli w fazie stałej X_{sm} oznaczono X_s wówczas nie jest już zmienną niezależną, ponieważ jest to związane z rozpuszczalnością NaCl, która jest funkcją temperatury. Natomiast w obecności fazy stałej, z powodów, które zostaną wyjaśnione niżej, korzystamy z drugiej pierwotnej zmiennej ilości – nieprzerwane nasycenie, X_{sm}=S_s+10, gdzie S_s jest zdefiniowane jako nasycenie ciekłej soli i oznacza, że ułamek przestrzeni, który był w obecności fazy stałej (soli).

Fizyczny zakres zarówno X_s jak i S_s jest (0,1), X_{sm} jest zdefiniowany poprzez dodanie liczby 10 do S_s ma umożliwić obecność albo nieobecność stałej soli został rozpoznany bardzo prosto używając wartości liczbowej drugiej pierwotnej zmiennej. Jak wspomniano wyżej stężenie soli w wodzie jest zmienny X_s określając dwuskładnikowy system H₂O i NaCl. W trójkomponentowym systemie H₂O – NaCl – CO₂, całkowity ułamek masy solanki dla X_s polega na stężeniu CO₂. Ułamek masowy solanki w dwuskładnikowym systemem H₂O – NaCl może być wyrażony jako mol soli na kilogram wody.

Kiedy omawiamy ciekłe warunki fazy, odnosimy się do potencjalnie mobilnych (woda i CO₂ w stanie nadkrytycznym) rozkładu fazy, tylko we wszystkich przypadkach stała sól może wytrącać się albo rozpuszczać zwiększając inną fazę systemu wg formuły:

$$X_s = \frac{m M_{NaCl}}{1000 + m M_{NaCl}}$$

gdzie M_{NaCl}= 58.448 jest wagą molekularną NaCl i liczba 1000 pojawia się w mianowniku, ponieważ molowo jest zdefiniowany jako mol na 1000 g wody.

$$m = \frac{1000 X_s / M_{NaCl}}{1 - X_s}$$

Dla odwzorowania właściwości fizycznych modelu należy wydzielić w nim, co najmniej trzy warstwy różniących się wzajemnie ośrodków charakteryzujących zbiornik oraz jego izolację w przypadku modeli, które będą charakteryzowały zbiorniki w GZW warstw wodonośnych będą wykonane prace związane z budową modeli obejmującą zbiornik i w nim określenie rozptywu w kierunku pionowym i poziomym jak również zjawiska reakcyjności skała- solanka-, CO₂ przy wykorzystaniu symulatora TOUGHREACT. W przypadku reakcyjności niezbędne są dane termofizyczne i mineralogiczne skał budujących zbiornik w przypadku solanki niezbędny jest jej chemizm. W wyniku tak przygotowanego modelu wykonane zostaną symulacje rozptywu w kierunku poziomym i pionowym. Symulacje te pozwolą również określić szczelność zbiornika.

LOKALIZACJA SKŁADOWISK W REJONIE GZW W WARSTWACH SOLANKOWYCH

Na podstawie analizy lito stratygraficznej i hydrogeologicznej do składowania dwutlenku węgla w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym nadają się tylko dwa kompleksy lito stratygraficzne a mianowicie Górnośląska Seria Piaskowcowa i Krakowska Seria Piaskowcowa oraz kompleks warstw dębowieckich zalegających bezpośrednio na stropie karbonu górnego

Górno karbońskie kompleksy wodonośne w GZW

W Górnośląskim Zagłębiu Węglowym w profilu karbonu górnego można wydzielić dwa kompleksy o charakterze piaskowcowym i zlepieńcowatym przedzielone seriami warstw o charakterze ilastym.

Górny kompleks obejmuje warstwy libiąskie i łaziskie (Krakowska Seria Piaskowcowa - KSP), a dolny kompleks związany jest z warstwami rudzkimi i siodłowymi (Górnośląska Seria Piaskowcowa – GSP). Skały ilaste dzielące te kompleksy występujące w warstwach orzeskich i załęskich – tworzą Serię Mułowcowi (SM).

Wymienione kompleksy litostratygraficzne stanowią jednocześnie dwa niezależne (choć częściowo powiązane) kompleksy wodonośne.

Kompleks wodonośny KSP występuje w centralnej i wschodniej części GZW. Jego powierzchnia wynosi około 1500 km². Miąższości tego kompleksu mieszczą się w przedziale od kilkudziesięciu do około 1140 m. W północnej części obszaru w nadkładzie KSP występują utwory czwartorzędu, jury, triasu i permu. W południowej części obszaru KSP przykrywają utwory trzeciorzędowe.

Uwzględniając występowanie izolujących utworów trzeciorzędowych można wydzielić w zasięgu występowania KSP dwa rejony: południowy - hydrogeologicznie zakryty i północny - hydrogeologicznie odkryty.

Zasilanie poziomów wodonośnych KSP odbywa się bądź bezpośrednio na wychodniach bądź pośrednio przez infiltrację wód opadowych poprzez przepuszczalny nadkład. Natomiast drenaż tych poziomów odbywa się głównie przez wyrobiska górnicze kopalń węgla kamiennego.

Utwory wodonośne występujące w północnej (odkrytej) części kompleksu KSP, cechują się wyższą przepuszczalnością w stosunku do utworów położonych w części południowej (zakrytej).

W części północnej średnia wartość współczynnika filtracji wynosi $8,9 \cdot 10^{-5}$ m/s, a w części południowej $2,3 \cdot 10^{-6}$ m/s.

Współczynnik filtracji określony dla pełnego profilu KSP do głębokości 1200 m zawiera się w przedziale od $5 \cdot 10^{-9}$ do $3,3 \cdot 10^{-4}$ m/s.

Porowatość efektywna kompleksu KSP mieści się w przedziale od 12,3 do 18,6%, a odsączalność od 1,8 do 5,1%.

Analiza budowy geologicznej warunków hydrogeologicznych, lokalizacji kopalń węgla i rejonów przewidzianych do zagospodarowania górniczego w obszarze występowania KSP wskazuje, że najkorzystniejszym miejscem do ewentualnego składowania CO₂ jest rejon Oświęcim-Spytkowice ze wskazaniem rejonu Zator-Spytkowice. Powierzchnia tego obszaru wynosi około 90 km², miąższość utworów

KSP jest zmienna i mieści się w przedziale od 100 m do 800 m. Strop tych utworów zalega na głębokości od 200 do 400 m ppt. Kompleks KSP przykryty jest nieprzepuszczalnymi utworami trzeciorzędowymi o grubości od 119 m do 377 m.

Piaskowce i zlepieńce rejonu Zator-Spytkowice charakteryzują się współczynnikiem filtracji od $1,25 \cdot 10^{-7}$ do $4,9 \cdot 10^{-6}$ m/s, a ich porowatość efektywna zawarta jest między 14,5 do 20%.

Mineralizacja wód z tego kompleksu wynosi od 70g do 111g. Są to wody typu Cl-Na i Cl-Na-Ca.

Górnośląska seria piaskowcowa (GSP) obejmuje powierzchnię około 2800 km². Osady GSP poza wychodniami przykryte są utworami serii mułowcowej. Strop serii zalega na głębokości około 1 m ppt w rejonie wychodni do 2600 m ppt pod przykryciem ilastej serii trzeciorzędu, a jej miąższości mieszczą się w przedziale od kilkunastu do 1200 m. Największe miąższości występują w centralnej części GZW. Miąższości osadów gruboklastycznych są rzędu od około 50 m do 600 m.

Wodonośne piaskowce i zlepieńce stanowią około 65% profilu tej serii. Miąższości poszczególnych poziomów wodonośnych zmieniają się w przedziale od 0,2 m do 45 m.

Poszczególne grube ławice piaskowców i zlepieńców stanowią oddzielne poziomy wodonośne odizolowane między sobą cienkimi wkładkami iłowców. Poziomy wodonośne o znaczącej miąższości występują w stropie i spągu pokładu 510, w stropie pokładów 501 i 504 oraz między pokładami 501, 419 i 418.

Dobre rozpoznanie hydrogeologiczne kompleksu wodonośnego GSP jest ograniczone do obszarów niecki bytomskiej, siodła głównego, północnej części niecki głównej oraz obszarów niecki chwałowickiej i jejkowickiej.

Kompleks GSP cechuje się dość dobrą przepuszczalnością szczególnie w rejonie swoich wychodni. Współczynniki filtracji piaskowców są rzędu 10^{-6} do 10^{-5} m/s. Natomiast wydajność studni zawiera się w dość szerokich granicach od 2,0 m³/h do 42,0 m³/h przy kilkunastometrowych depresjach.

W pozostałej części obszaru występowania GSP współczynniki filtracji są znacznie zróżnicowane i wynoszą od $4,0 \cdot 10^{-11}$ do $2,5 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Ze względu na zagospodarowanie górnicze dużej części pokładów węgla, możliwości wykorzystania kompleksu GSP do składowania CO₂ są dość ograniczone. Można jedynie wydzielić parę małych jednostek, głównie w rejonie Dębieńsko-Suszec, Wiry-Piasek i Drogomyśl-Chybie oraz Kobiór – Pszczyna położonych poza prowadzoną i projektowaną aktualnie eksploatacją.

Strop GSP zalega tu na głębokościach od 1400 do 2600 m ppt, a miąższości utworów gruboklastycznych są rzędu od 50 m do 600 m. Współczynniki filtracji zawierają się w granicach 10^{-7} - 10^{-9} m/s. Wydajności uzyskiwane w otworach badawczych wynosiły około 1 m³/h przy kilkuset metrowej depresji. Wody zawarte w tych zbiornikach są typu Cl-Na-Ca o suchej pozostałości wynoszącej około 180 g/dm³.

Zbiornik warstw dębowieckich (osady miocenu)

Warstwy dębowieckie występują w południowej części GZW, stanowiąc pas o szerokości do 25 km. Zlokalizowane są w spągowej części miocenu w postaci utworów piaszczysto-zlepieńcowatych. Zalegają przeważnie bezpośrednio na utworach karbonu lub starszego miocenu a także lokalnie na utworach serii

węglanowej dolnego karbonu i dewonu bądź na serii terygenicznej dolnego dewonu i kambru. Ocenia się, że obszar ich występowania wynosi 1750 km².

Warstwy dębowieckie zbudowane są ze zlepieńców, brekcji i piaskowców. W profilu pionowym tych warstw obserwuje się zmianę wielkości ziaren od największych w części spągowej (do około 40 cm) do drobnych w stropie (piaskowce różnoziarniste). Obserwuje się również zmiany uziarnienia w płaszczyźnie poziomej. Grubsze frakcje przeważają w części południowej, zaś w kierunku północnym wielkość ziaren wyraźnie się zmniejsza.

Petrograficznie ziarna są mocno zróżnicowane. Głównie są to okruchy skał karbońskich (ilasto-mułowcowe i piaskowcowe) oraz okruchy skał węglanowych, magmowych i metamorficznych.

Miąższości opisywanych warstw są zmienne w przedziale od 25 m do 300 m, średnio około 70 m. Zróżnicowanie miąższości wynika z położenia i form morfologicznych podłoża paleozoicznego. Głębokość zalegania warstw dębowieckich waha się przeważnie w przedziale od 500 m do 1300 m ppt. Najpłycej występują w części zachodniej i na północ od Bielska i Kęt (od 500 m do 900 m), natomiast w obszarze na wschód od Jaworza i na południe od Bielska po Andrychów głębokość ta osiąga od 900 m do 1300 m ppt. Na wschód od Andrychowa warstwy te występują na głębokości od 1000 m do prawie 2400 m.

Zbiornik wodonośny warstw dębowieckich przykryty jest mioceńskimi osadami formacji skawińskiej, tylko w części południowej występuje bezpośrednio pod utworami fliszu karpackiego. Zbiornik ten jest nieodnawialny i zawiera wody paleoinfiltracyjne. Rozpoznanie hydrogeologiczne nie jest równomierne. Najlepiej rozpoznane są części: północno-zachodnia, południowo-zachodnia i zachodnia omawianego obszaru.

Porowatość efektywna skał jest zmienna i zawiera się w przedziale od 0,12% do 28,4% a wartość średnia wynosi 10,5%. Współczynnik filtracji kształtuje się w zakresie od $4,2 \cdot 10^{-9}$ do $1,9 \cdot 10^{-4}$ m/s, przyjmując wartość średnią $7 \cdot 10^{-6}$ m/s. Ciśnienia piezometryczne wynoszą od 2,9 MPa do 10,4 MPa. Wodonośność zlepieńców i piaskowców wyrażona wartością wydatków jednostkowych wynosi od 0,00038 m³/h·1mS do 0,3521 m³/h·1mS. Średnio wydatek wynosi 0,0407 m³/h·1mS.

Ogólna mineralizacja wyrażona wartościami suchej pozostałości kształtuje się w przedziale od 10,6 do 98,0 g/dm³. Są to wody słone i solanki głównie typu Cl-Na oraz rzadziej Cl-Na-Ca. Odczyn (pH) waha się w granicach od 5,2 do 9,9.

Zbiornik warstw dębowieckich jest bardzo rozległy, ma dość dobre parametry hydrogeologiczne oraz izolowany jest od góry szczelną i grubą serią utworów nieprzepuszczalnych.

Ze względu na zróżnicowaną miąższość utworów, głębokość ich zalegania, stan dotychczasowego rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego oraz położenie w stosunku do terenów chronionych i wyrobisk górniczych kopalń węgla w zbiorniku tym można wydzielić kilka obszarów, które mogą być rozpatrywane jako miejsca ewentualnego składowania CO₂. Ich lokalizacje będzie można wyznaczyć po zebraniu i analizie wszystkich informacji geologicznych, górniczych, hydrogeologicznych, geofizycznych i środowiskowych.

Charakterystykę wymienionych kompleksów wodonośnych opracowano korzystając m.in. z następujących prac: Buła Z. i in. 1994, Gajowiec B. i in. 1994, Wilk Z. 2003.

Graficzne przedstawienie proponowanych miejsc przedstawiono na Fig. 1.1.9_40.

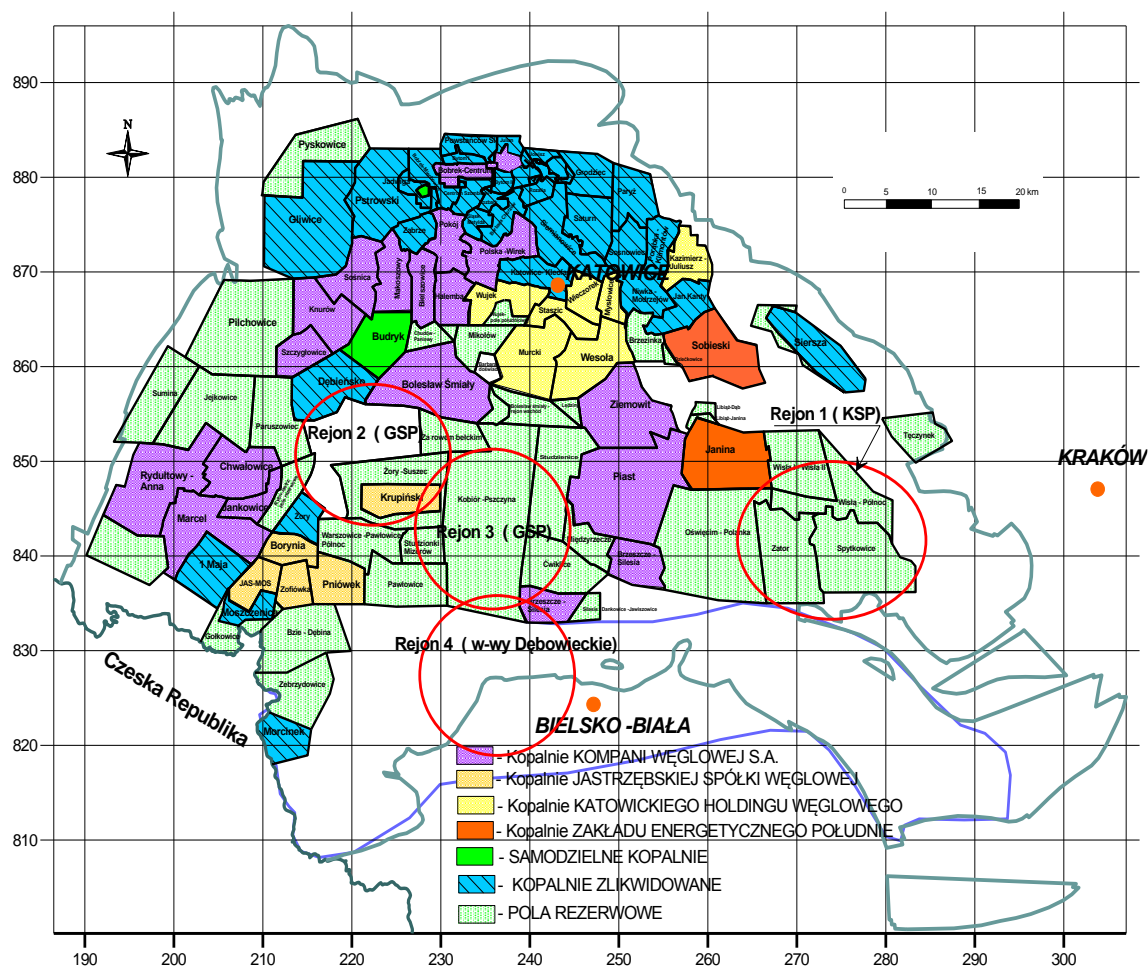


Fig. 1.1.9_40 Lokalizacja składowisk CO₂ w rejonie GZW

PODSUMOWANIE

Przedstawiono w niniejszym sprawozdaniu krótką charakterystykę odnośnie właściwości fizyko – chemicznych dwutlenku węgla jak również założenia do modeli dynamicznych w celu określenia rozptywu CO₂ po zatłoczeniu go do zbiornika. Omówiono symulatory, które będą użyte podczas modelowania dynamicznego jak również do określania reakcyjności chemicznej w relacji skała – solanka – CO₂. W tym celu w drugim półroczu tego roku należy zebrać i uwzględnić dane dotyczące petrografii zbiornika oraz chemizmu wód złożowych w celu użycia symulatora TOUGHREACT.

Ponadto zgodnie z kartą zadania I1.9 dokonano wyboru dalszych prac związanych z określeniem zbiorników w warstwach wodonośnych w rejonie GZW. Do dalszych prac wytypowano cztery rejonu związane z paleozoikiem GZW tj. rejon obejmujący warstwy wodonośne Krakowskiej Serii Piaskowcowej rejon warstw wodonośnych Górnośląskiej Serii Piaskowcowej oraz rejon warstw dębowieckich. W przyszłorocznym zadaniu wytypowany zostanie rejon związany ze składowaniem CO₂ w pokładach węgla.

W związku z kontynuacją tego zadania w przyszłym półroczu określony zostanie rozkład zatłoczonego, CO₂ w kierunku pionowym i poziomym opierając się na wynikach symulacji komputerowych.

OCENA ROZPRZESTRZENIANIA SIĘ ZATŁOCZONEGO, CO₂ W MEDIACH ZŁOŻOWYCH DLA WYTYPOWANYCH OBSZARÓW – REJON GZW, c.d.

(Jarosław Chećko, Tomasz Urych)

ZBIORNIK WARSTW DĘBOWIECKICH (MIOCEN)

Warstwy dębowieckie występują w południowej części GZW, stanowiąc pas o szerokości do 25 km. Zlokalizowane są w spągowej części miocenu w postaci utworów piaszczysto-zlepieńcowatych. Zalegają przeważnie bezpośrednio na utworach karbonu lub starszego miocenu, a także lokalnie na utworach serii węglanowej dolnego karbonu i dewonu bądź na serii terygeniczej dolnego dewonu i kambriu. W profilu pionowym tych warstw obserwuje się zmianę wielkości ziaren od największych w części spągowej do drobnych w stropie. Głównie są to okruchy skał karbońskich (ilasto-mułowcowe i piaskowcowe) oraz okruchy skał węglanowych, magmowych i metamorficznych.

Miąższości opisywanych warstw są zmienne w przedziale od 25 m do 300 m, średnio około 70 m. Zróżnicowanie miąższości wynika z położenia i form morfologicznych podłoża paleozoicznego. Głębokość zalegania warstw dębowieckich waha się przeważnie w przedziale od 500 m do 1300 m ppt. Najpłycej występują w części zachodniej i na północ od Bielska i Kęt (od 500 m do 900 m), natomiast w obszarze na wschód od Jaworza i na południe od Bielska po Andrychów głębokość ta osiąga od 900 m do 1300 m ppt. Na wschód od Andrychowa warstwy te występują na głębokości od 1000 m do prawie 2400 m. Do badań został wyznaczony obszar w zachodniej części występowania warstw dębowieckich w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice.

Zbiornik wodonośny warstw dębowieckich przykryty jest miocenijskimi osadami formacji skawińskiej, tylko w części południowej występuje bezpośrednio pod utworami fliszu karpackiego. Zbiornik ten jest nieodnawialny i zawiera wody paleoinfiltracyjne. Rozpoznanie hydrogeologiczne nie jest równomierne. Najlepiej rozpoznane są części: północno-zachodnia, południowo-zachodnia i zachodnia omawianego obszaru, które wchodzą w obręb wyznaczonego obszaru badań.

Porowatość efektywna skał jest zmienna i zawiera się w przedziale od 0,12% do 28,4% a wartość średnia wynosi 10,5%. Współczynnik filtracji kształtuje się w zakresie od $4,2 \cdot 10^{-9}$ do $1,9 \cdot 10^{-4}$ m/s, przyjmując wartość średnią $7 \cdot 10^{-6}$ m/s. Ciśnienia piezometryczne wynoszą od 2,9 MPa do 10,4 MPa. Wodonośność zlepieńców i piaskowców wyrażona wartością wydatków jednostkowych wynosi od 0,00038 m³/h·1mS do 0,3521 m³/h·1mS. Średnio wydatek wynosi 0,0407 m³/h·1mS.

Ogólna mineralizacja wyrażona wartościami suchej pozostałości kształtuje się w przedziale od 10,6 do 98,0 g/dm³. Są to wody słone i solanki głównie typu Cl-Na oraz rzadziej Cl-Na-Ca. Odczyn (pH) waha się w granicach od 5,2 do 9,9.

Zbiornik warstw dębowieckich jest bardzo rozległy, ma dość dobre parametry hydrogeologiczne oraz izolowany jest od góry szczelną i grubą serią utworów nieprzepuszczalnych. Ze względu na zróżnicowaną miąższość utworów, głębokość ich zalegania, stan dotychczasowego rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego oraz położenie w stosunku do terenów chronionych i wyrobisk górniczych kopalń węgla w zbiorniku tym można wydzielić kilka obszarów, które mogą być rozpatrywane jako miejsca ewentualnego składowania CO₂. Ich lokalizacje będzie można wyznaczyć po zebraniu i analizie wszystkich informacji geologicznych, górniczych, hydrogeologicznych, geofizycznych i środowiskowych. Nie mniej

jednak już na tym etapie badań można określić, że największe potencjalne możliwości ma obszar położony w zachodniej części warstw dębowieckich w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice.

BUDOWA I LOKALIZACJA MODELI NUMERYCZNYCH

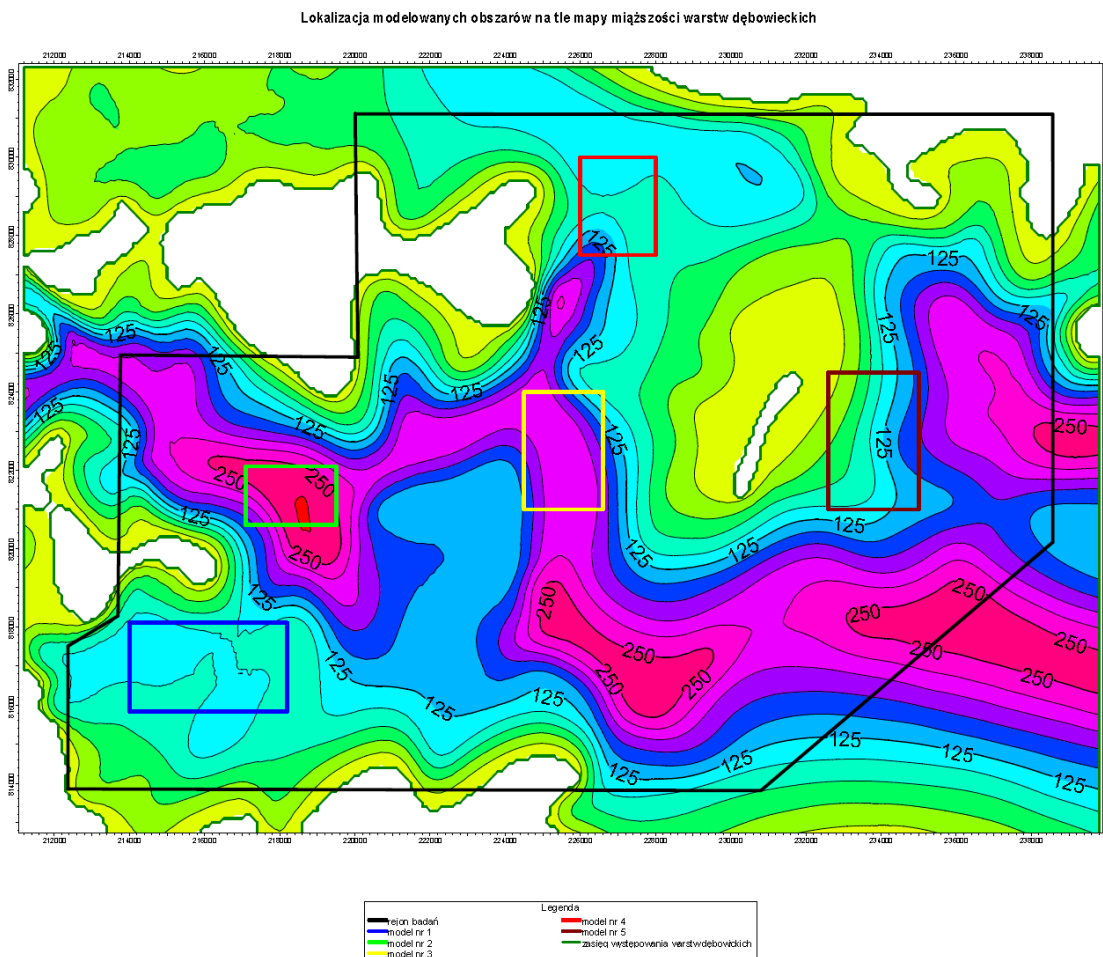


Fig. 1.1.9_41 Lokalizacja modelowych obszarów w rejonie warstw dębowieckich; Cieszyn-Skoczów-Czechowice

W celu przeprowadzenia charakterystyki rozptyłu CO₂ skonstruowano pięć modeli numerycznych przy pomocy oprogramowania PetraSim, który to program posiada koprocesor TOUGH2 umożliwiający symulacje rozptyłu m. in. CO₂. Modele te zlokalizowano w różnych częściach rejonu występowania warstw dębowieckich w wytypowanym obszarze badań położonym w południowej części GZW (rejon Cieszyn-Skoczów-Czechowice) Wyznaczenie kilku modeli miało na celu zobrazowanie zmian parametrów zbiornikowych jak i zalegania warstw potencjalnego składowiska. Lokalizacje wstępnych modeli numerycznych przedstawiono na mapie miąższości warstw dębowieckich w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice (**Fig. 1.1.9_41**).

Model nr 1

Model nr 1 został zbudowany w rozdzielczości 8x6x10 komórek, a następnie został zagęszczony w okolicach otworu iniekcyjnego do rozdzielczości 12x7x10, co w sumie dało 840 komórek. Model został opracowany w przedziale głębokościowym od -50 do -1050 m (**Fig. 1.1.9_42**). Zbiornik o miąższości 100 m zlokalizowano w przedziale od -750 do -850 m. Porowatość skał budujących zbiornik określono w przedziale od 8,5 do 11,5 % (**Fig. 1.1.9_43**). Przepuszczalność tej warstwy zawiera się w przedziale od 10 do 60 mD (**Fig. 1.1.9_44**). Współrzędne otworu iniekcyjnego to X: 215515, Y: 817160.

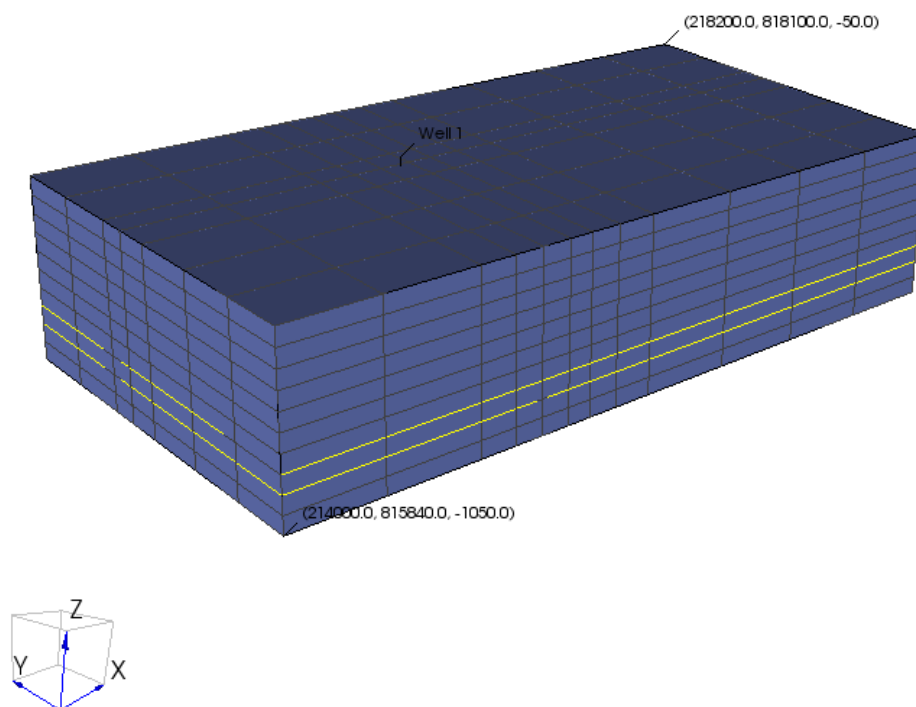


Fig. 1.1.9_42 Model nr 1 – widok ogólny

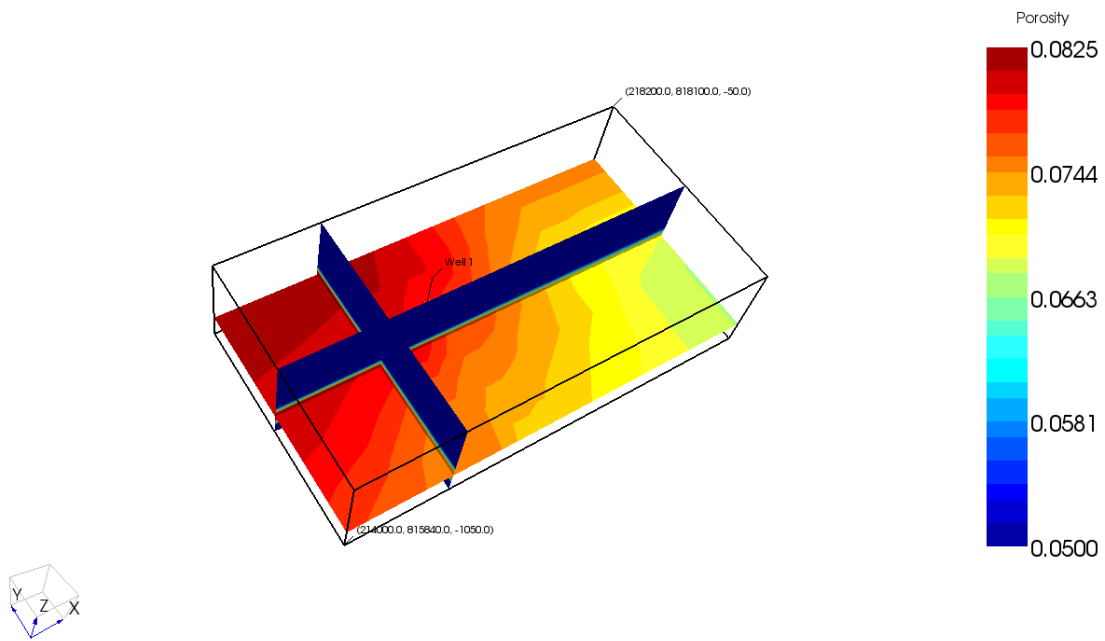


Fig. 1.1.9_43 Model nr 1 – porowatość

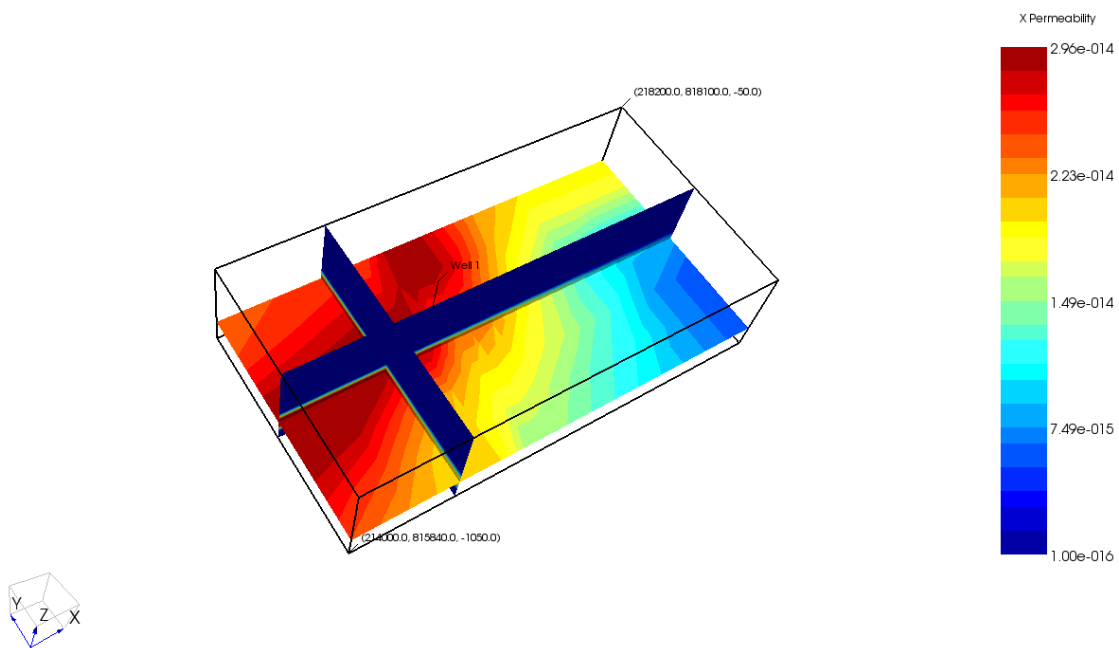


Fig. 1.1.9_44 Model nr 1 – przepuszczalność

Model nr 2

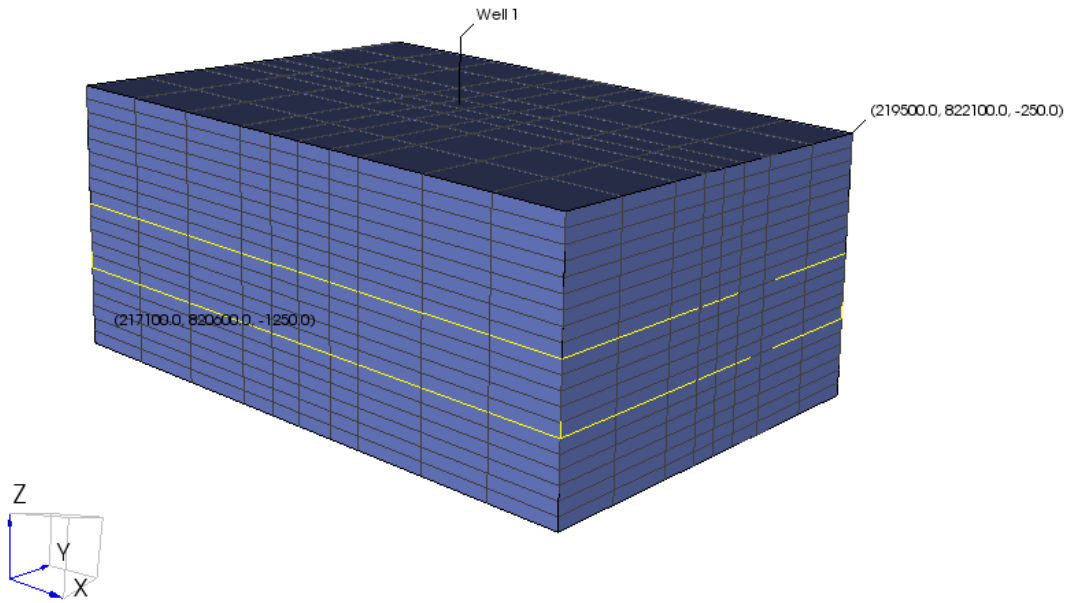


Fig. 1.1.9_45 Model nr 2 – widok ogólny

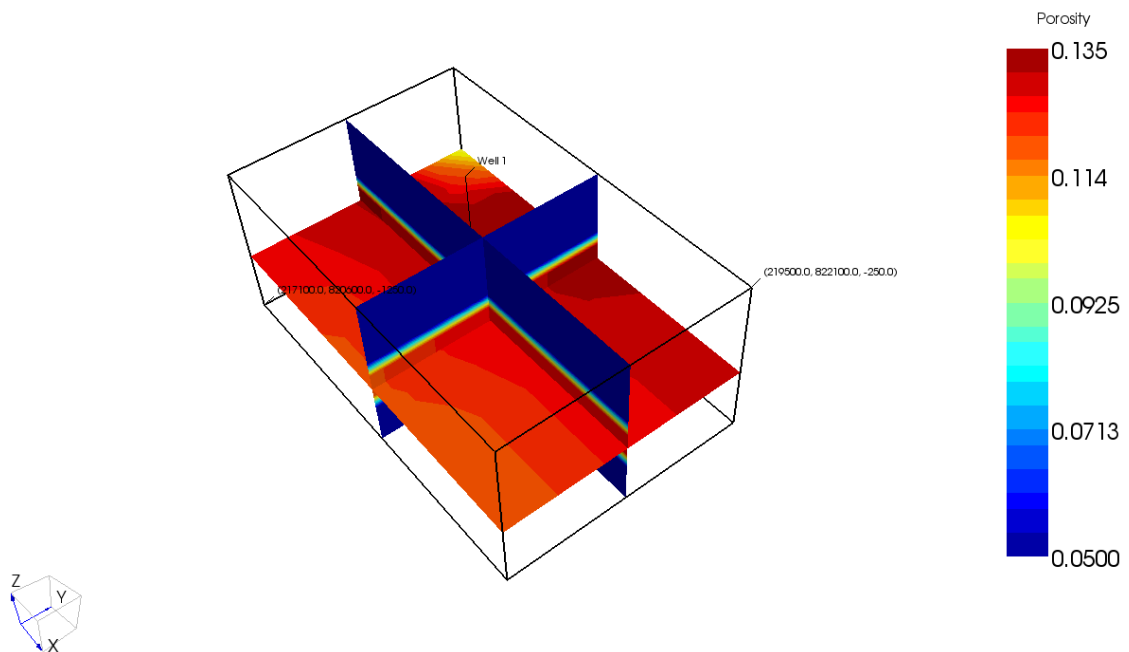


Fig. 1.1.9_46 Model nr 2 – porowatość

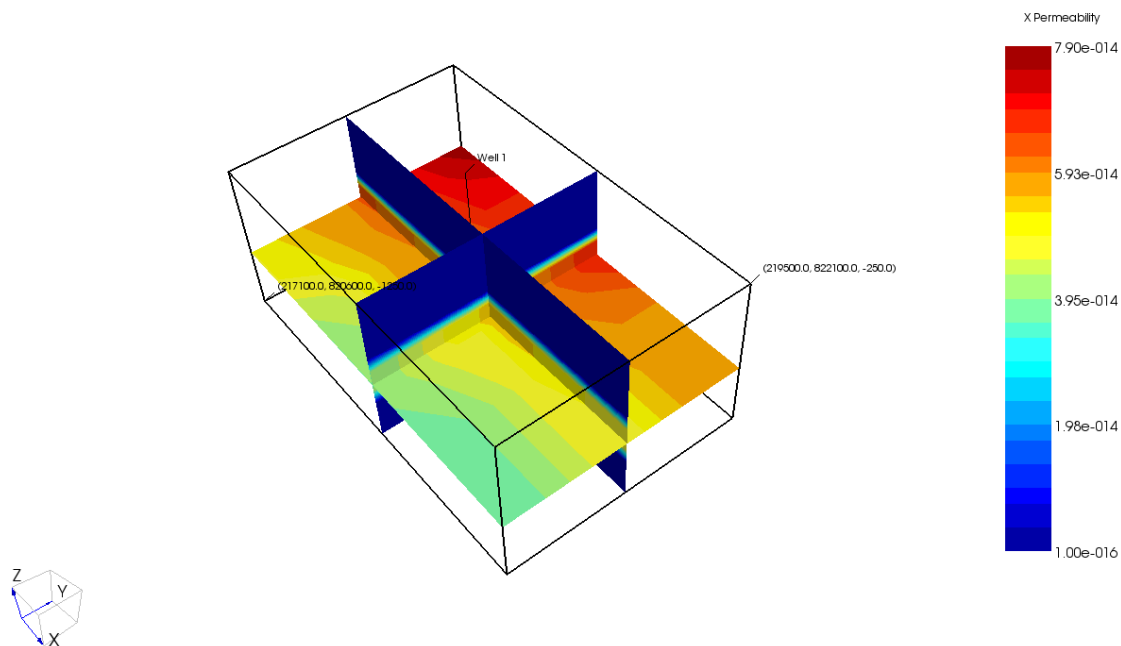


Fig. 1.1.9_47 Model nr 2 – przepuszczalność

Model nr 2 został zbudowany w rozdzielczości 8x6x20 komórek, a następnie został zagęszczony w okolicach otworu iniekcyjnego do rozdzielczości 10x8x20, co w sumie dało 1600 komórek. Model został opracowany w przedziale głębokościowym od -250 do -1250 m (**Fig. 1.1.9_45**). Zbiornik o miąższości 250 m zlokalizowano w przedziale od -700 do -950 m. Porowatość skał budujących zbiornik określono w przedziale od 12 do 14 % (**Fig. 1.1.9_46**). Przepuszczalność tej warstwy zawiera się w przedziale od 40 do 80 mD (**Fig. 1.1.9_47**). Współrzędne otworu iniekcyjnego to X: 218220, Y: 821400.

Model nr 3

Model nr 3 został zbudowany w rozdzielczości 8x6x20 komórek, a następnie został zagęszczony w okolicach otworu iniekcyjnego do rozdzielczości 10x8x20, co w sumie dało 1600 komórek. Model został opracowany w przedziale głębokościowym od 0 do -1000 m (**Fig. 1.1.9_48**). Zbiornik o miąższości 200 m zlokalizowano w przedziale od -650 do -850 m. Porowatość skał budujących zbiornik określono w przedziale od 11 do 13,5 % (**Fig. 1.1.9_49**). Przepuszczalność tej warstwy zawiera się w przedziale od 40 do 60 mD (**Fig. 1.1.9_50**). Współrzędne otworu iniekcyjnego to X: 225335, Y: 822350.

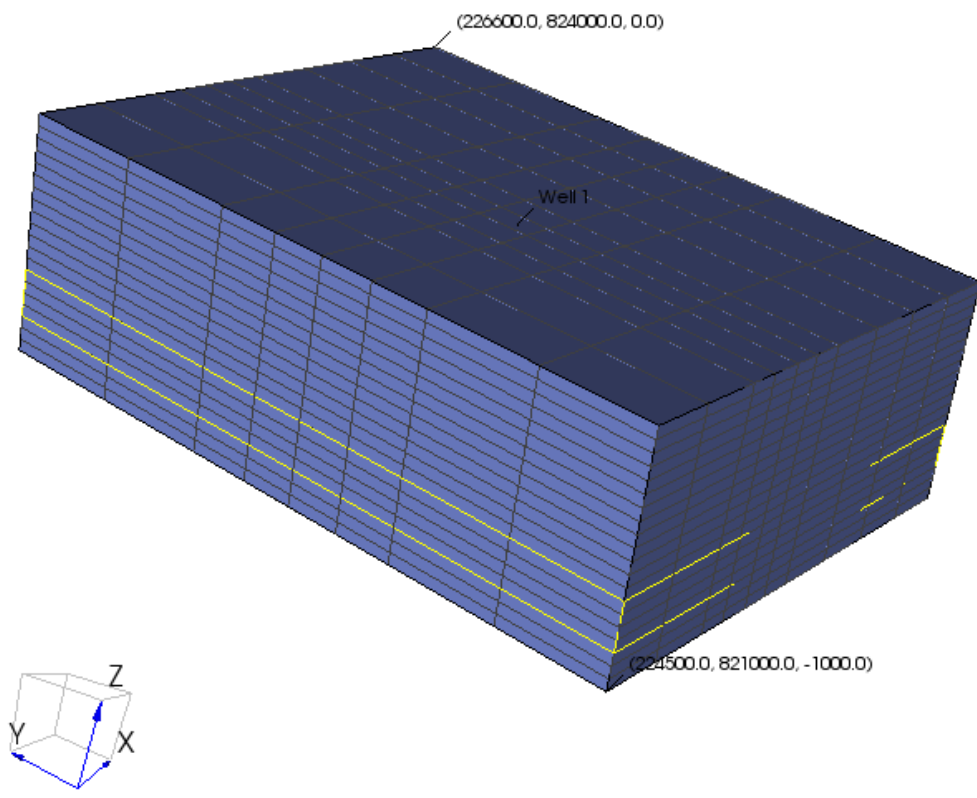


Fig. 1.1.9_48 Model nr 3 – widok ogólny

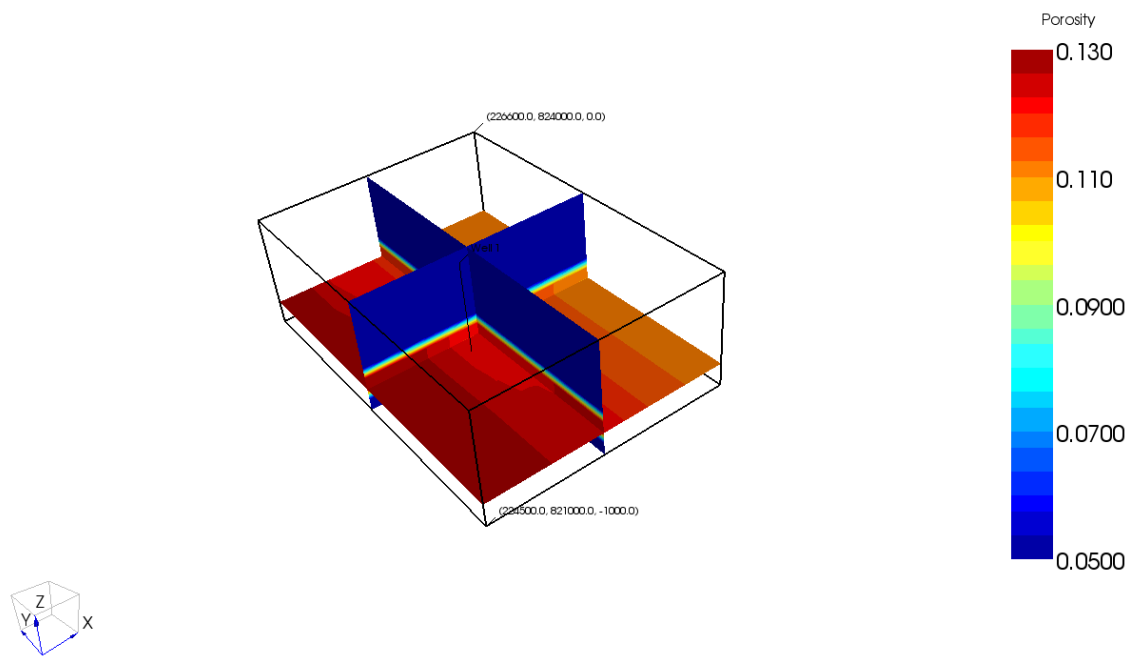


Fig. 1.1.9_49 Model nr 3 – porowatość

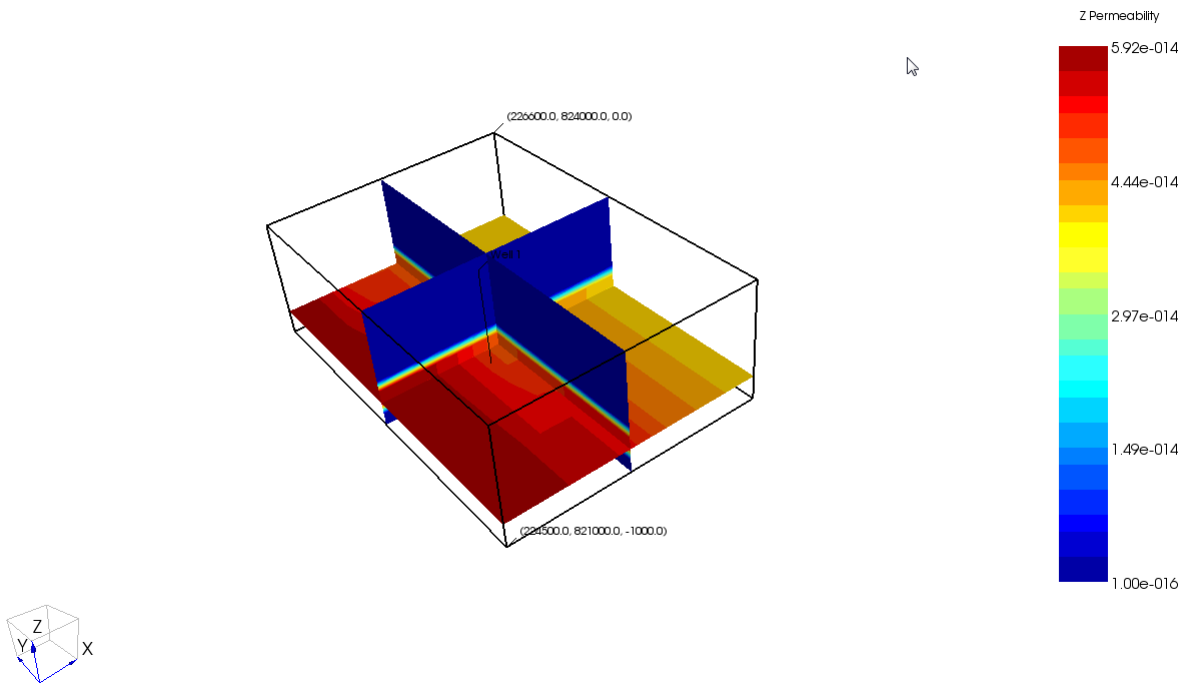


Fig. 1.1.9_50 Model nr 3 – przepuszczalność

Model nr 4

Model nr 4 został zbudowany w rozdzielczości 8x6x16 komórek, a następnie został zagęszczony w okolicach otworu iniekcyjnego do rozdzielczości 10x8x16, co w sumie dało 1280 komórek. Model został opracowany w przedziale głębokościowym od -200 do - 1000 m (**Fig. 1.1.9_51**). Zbiornik o miąższości 100 m zlokalizowano w przedziale od -650 do -750 m. Porowatość skał budujących zbiornik określono w przedziale od 10,5 do 13 % (**Fig. 1.1.9_52**). Przepuszczalność tej warstwy zawiera się w przedziale od 35 do 60 mD (**Fig. 1.1.9_53**). Współrzędne otworu iniekcyjnego to X: 227050, Y: 828680.

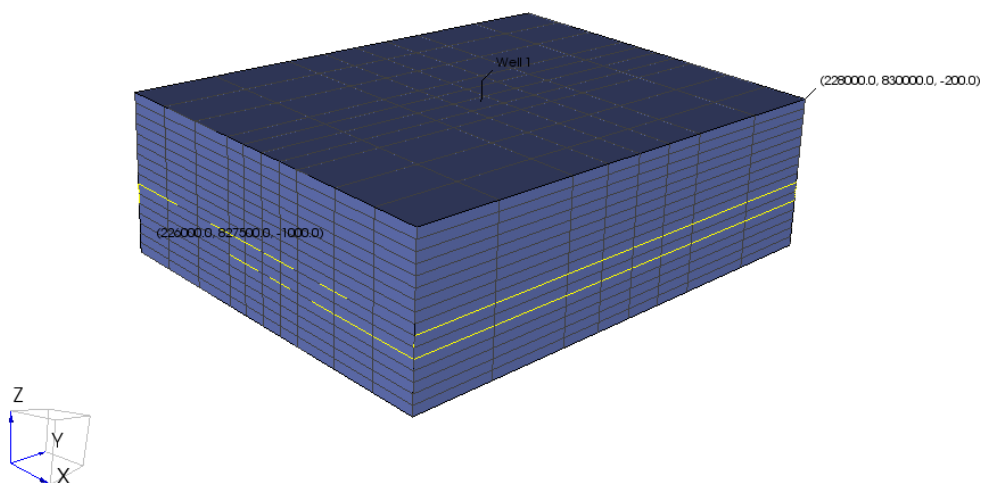


Fig. 1.1.9_51 Model nr 4 – widok ogólny
9-73

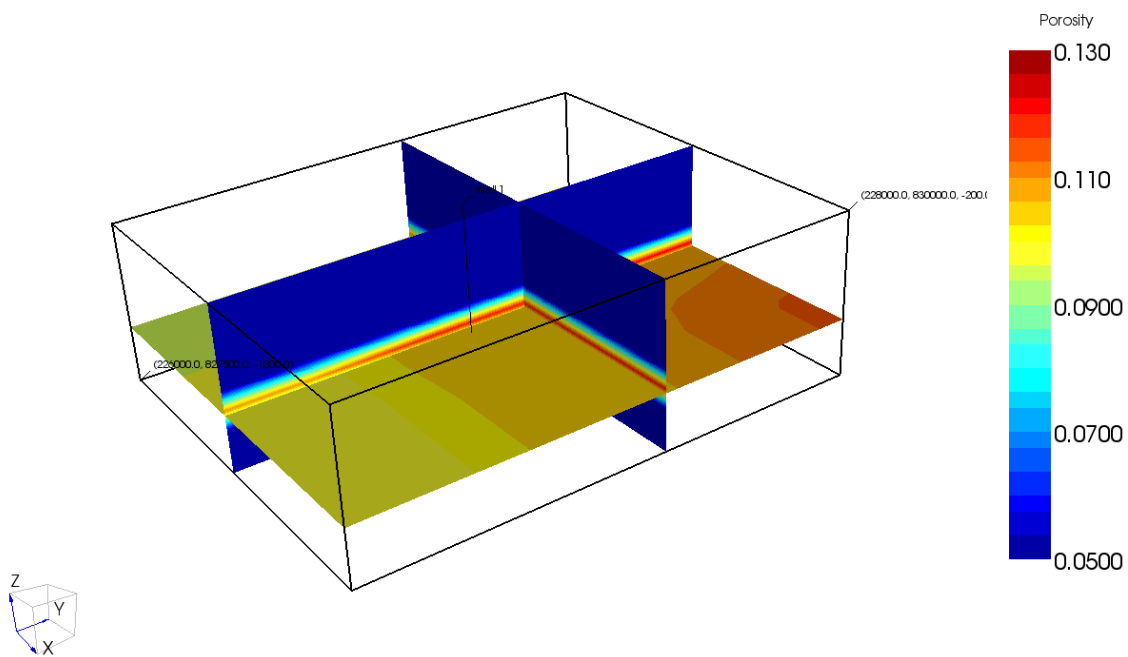


Fig. 1.1.9_52 Model nr 4 – porowatość

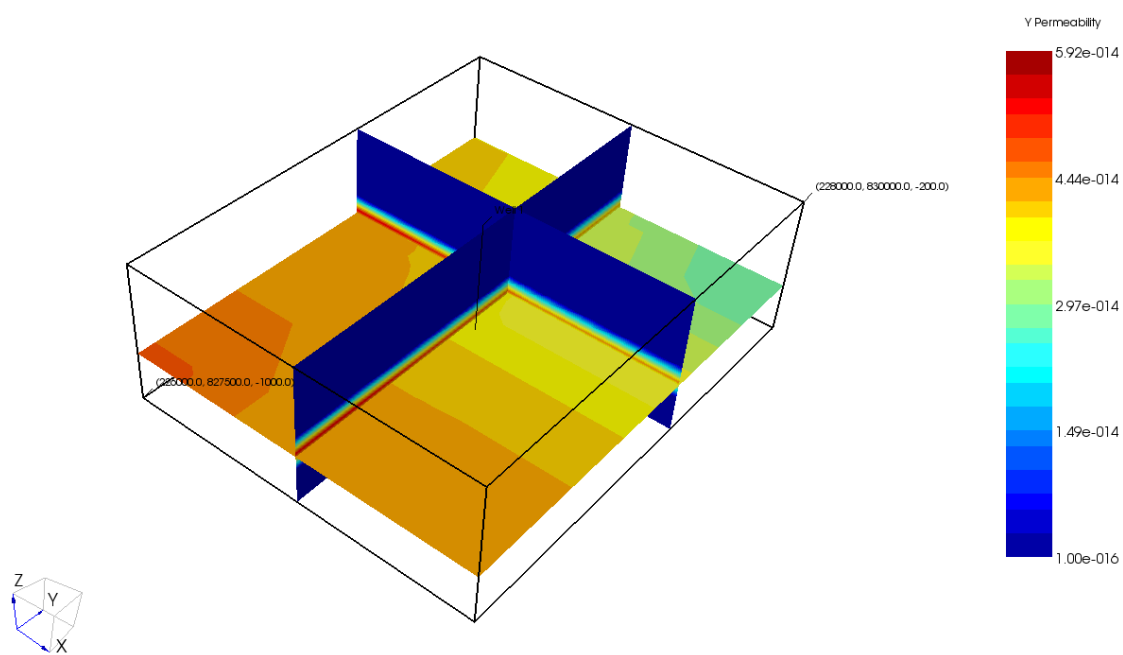


Fig. 1.1.9_53 Model nr 4 – przepuszczalność

Model nr 5

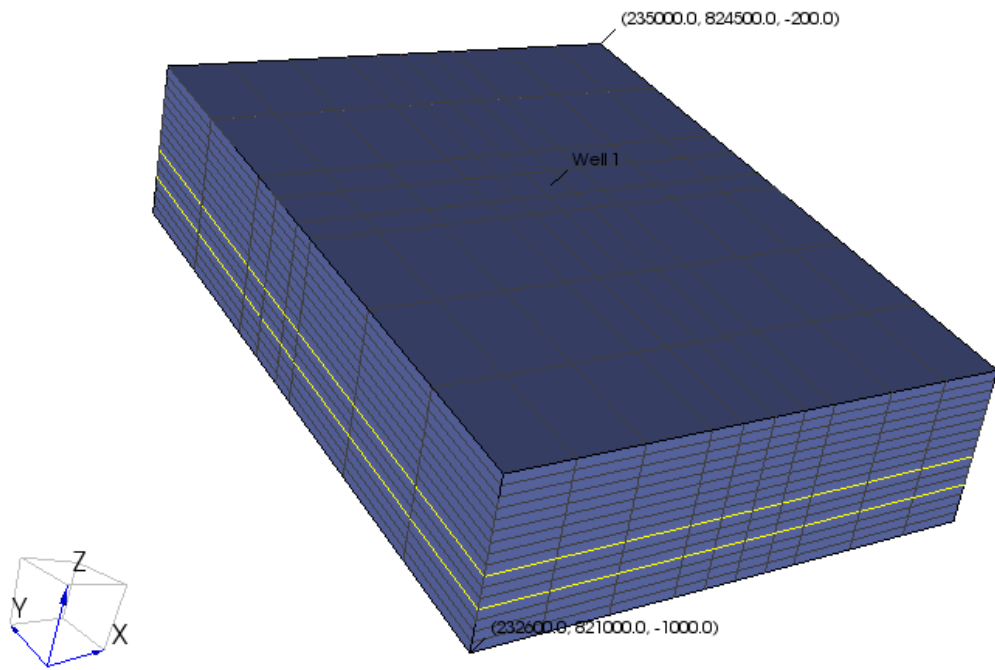


Fig. 1.1.9_54 Model nr 5 – widok ogólny

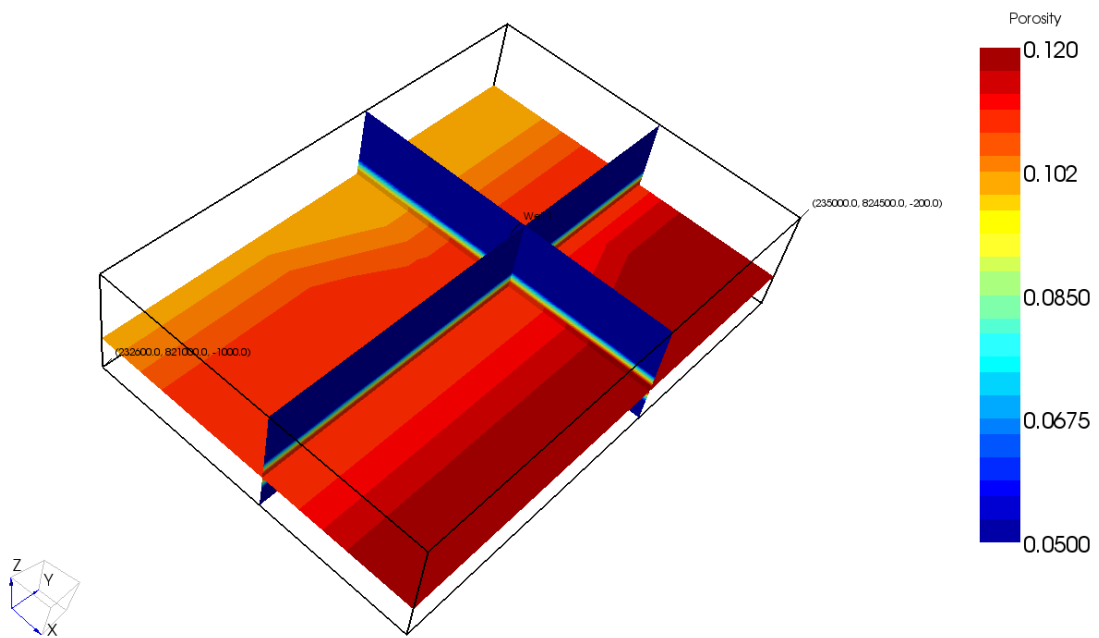


Fig. 1.1.9_55 Model nr 5 – porowatość

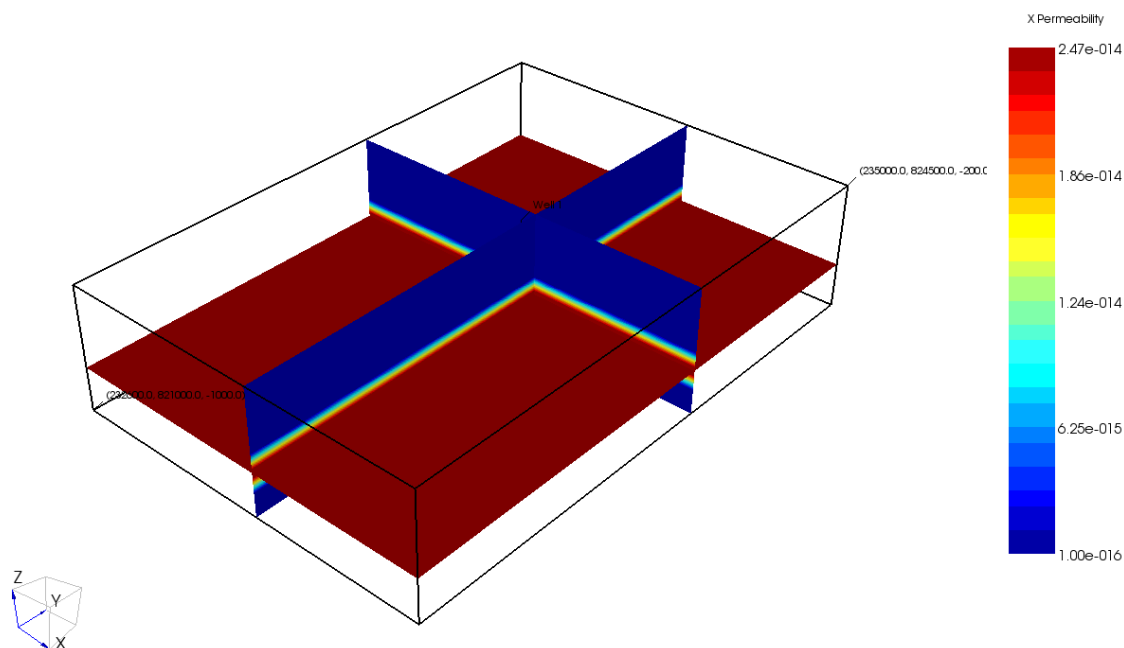


Fig. 1.1.9_56 Model nr 5 – przepuszczalność

Model nr 5 został zbudowany w rozdzielczości 8x6x16 komórek, a następnie został zagęszczony w okolicach otworu iniekcyjnego do rozdzielczości 10x8x16, co w sumie dało 1280 komórek. Model został opracowany w przedziale głębokościowym od -200 do -1000 m. (**Fig. 1.1.9_54**) Zbiornik o miąższości 150 m zlokalizowano w przedziale od -650 do -800 m. Porowatość skał budujących zbiornik określono w przedziale od 11 do 13 % (**Fig. 1.1.9_55**) Przepuszczalność całej warstwy w modelu określono na 60 mD (**Fig. 1.1.9_56**). Współrzędne otworu iniekcyjnego to X: 233880, Y: 823000.

Wyniki symulacji rozptywu CO₂

Dla tak skonstruowanych modeli numerycznych przeprowadzono symulację w dwóch wytypowanych modelach tj. nr 2 i nr 4. Symulację rozptywu CO₂ dokonano tylko dla dwóch modeli charakteryzujących się skrajnymi parametrami tj. maksymalną miąższością 250 m warstwy zbiornikowej (model nr 2) i zmienną miąższością 125 m (model nr 4). Kolejne symulacje oparte o bardziej szczegółowe dane przewidziano do wykonania w ramach II Segmentu.

Założono zatłaczanie CO₂ na niewielką ilość tj. 0,9 kg/s przez okres 3 miesięcy i okres symulacji na 2,5 roku. Zaobserwowano w modelu nr 4 migrację horyzontalną w kierunku południowym (zasięg 400 m) przy nasyceniu gazowym 17% natomiast w kierunku lateralnym migracja odbywała się znacznie wolniej (**Fig. 1.1.9_57, 58**). W modelu nr 2 migracja pionowa występowała znacznie szybciej, a rozptyw zatłoczonego CO₂ odbywał się sferycznie od otworu iniekcyjnego, o nasyceniu większym od 18% po upływie 2,5 roku. Z krzywych rozkładu ciśnień wynika wzrost ciśnienia w rejonie iniekcji z 8,8 MPa do 9,4 MPa, po czym

następuje stabilizacja i kolejny wzrost ciśnienia o 0,3 MPa przez okres jednego roku. Po tym okresie ciśnienie stabilizuje się (Fig. 1.1.9_59, 60). Na podstawie wstępnych symulacji w modelu nr 4 zaobserwowano ruch zatłoczonego CO₂ w kierunku pionowym. Z uwagi na budowę modelu właściwego w wytypowanym obszarze (II Segment dla rejonu GZW), dokonane zostaną szczegółowe symulacje zatłoczonego CO₂ w roku 2010.

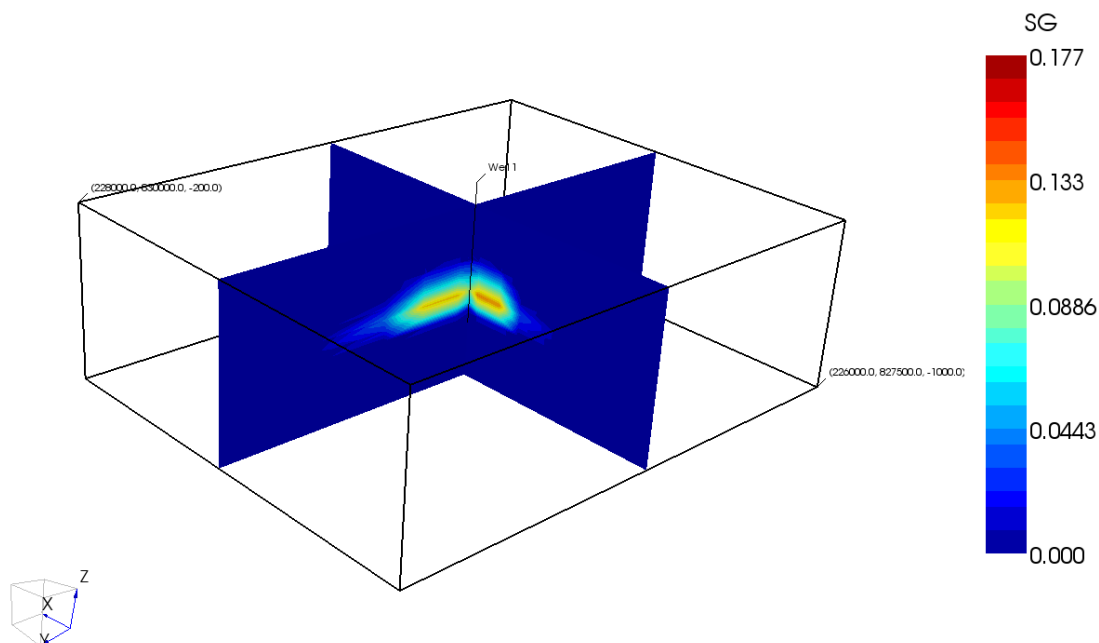


Fig. 1.1.9_57 Rozptyw CO₂ w modelu nr 4 po czasie 2,5 roku

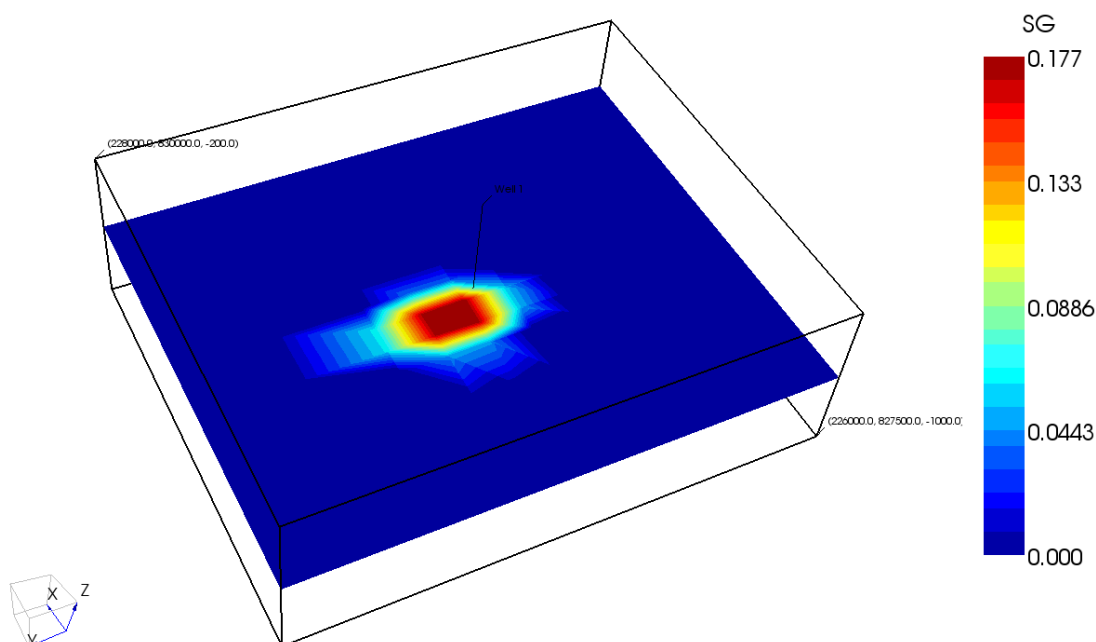


Fig. 1.1.9_58 Rozptyw horizontalny CO₂ w modelu nr 4 po czasie 2,5 roku.

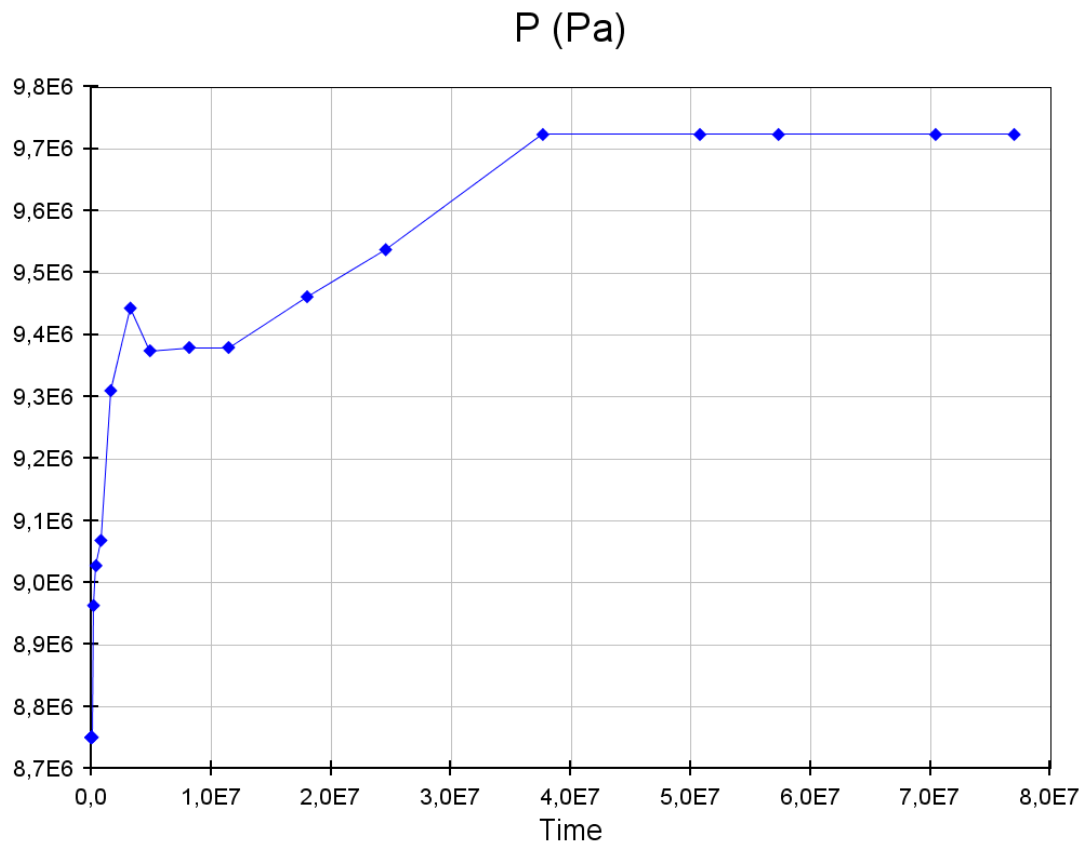


Fig. 1.1.9_59 Przebieg zmian ciśnienia dennego w otworze iniekcyjnym modelu nr 2

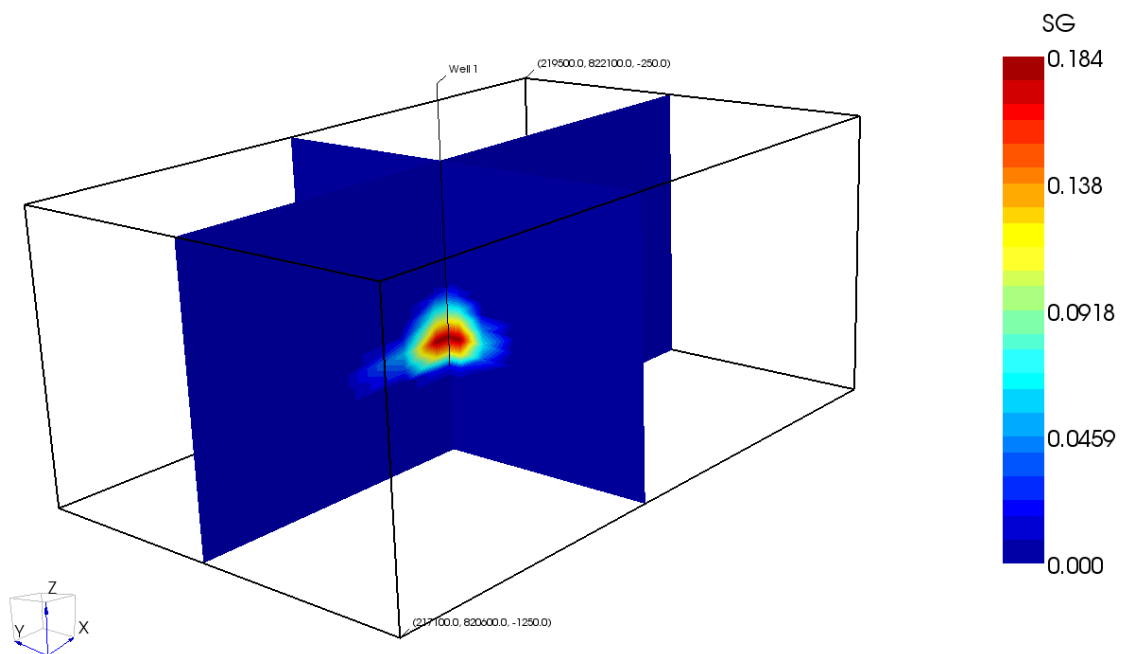


Fig. 1.1.9_60 Rozptyw CO2 w modelu nr 2 po czasie 2,5 roku

OCENA ROZPRZESTRZENIANIA SIĘ ZATŁOCZONEGO CO₂ W MEDIACH ZŁOŻOWYCH DLA WYTYPOWANYCH OBSZARÓW (W KIERUNKU POZIOMYM I PIONOWYM) (POKŁADY WĘGLA)
(Jarosław Chećko, Eleonora Solik-Heliasz, Magdalena Głogowska, Tomasz Urych, Robert Warzecha, Michał Gut)

Jednym ze sposobów podziemnego magazynowania CO₂ jest zatłaczanie do pozabilansowych pokładów węgla kamiennego z jednoczesnym odzyskiem metanu. Węgiel kamienny jest bardzo dobrym adsorbentem dwutlenku węgla. Decyduje o tym porowata struktura węgla oraz duża powierzchnia właściwa. Dwutlenek węgla jest preferencyjnie sorbowany przez węgiel w stosunku do metanu, a stosunek ten waha się od 2:1, aż do 10:1 dla węgla dobrej jakości (Lutyński, 2008). Właściwość ta wykorzystywana jest w technologii intensyfikacji wydobycia metanu z pokładów węgla (*Enhanced Coal Bed Methane*) oraz stanowi przedmiot wielu badań prowadzonych w USA i Europie – m. in. projekty *RECOPOL* (Europa) oraz *Coal-Seq* (USA) (Pagnier i in., 2003; Reeves, 2003). Wiele rozważań teoretycznych w laboratoriach oraz na polach doświadczalnych na całym świecie ma na celu pomoc w zrozumieniu procesu przepływu i zatrzymania CO₂ w zbiorniku węglowym.

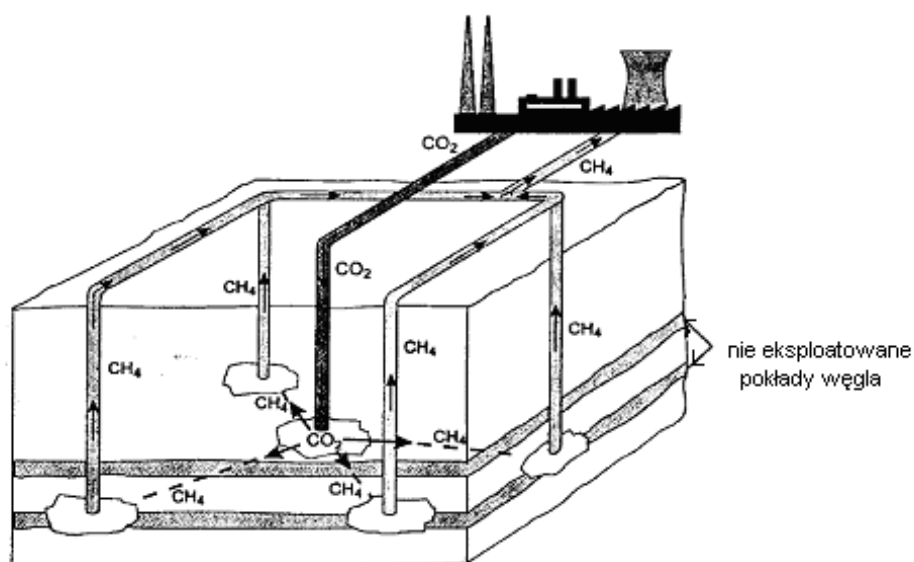


Fig. 1.1.9_61 Ogólny mechanizm technologii ECBM

Enhanced Coal Bed Methane jest rozwinięciem technologii CBM. Dwutlenek węgla jest w tym procesie nie tylko zatłaczany do pokładów węgla, ale poprzez inne odwierty jest prowadzone wydobywanie metanu (**Fig. 1.1.9_61**). Dwutlenek węgla jest zatłaczany do pokładu węgla pod wysokim ciśnieniem. Proces adsorpcji jest głównym mechanizmem magazynowania dwutlenku węgla w pokładach węgla. Poprzez zatłaczanie dwutlenku węgla do pokładu metan jest wydobywany na powierzchnię.

CHARAKTERYSTYKA MATRYCY WĘGLOWEJ

Do celów zastosowania technologii ECBM pokład węgla rozpatrywany jest jako system składający się z matrycy węglowej (*matrix*) oraz szczelin węglowych (*cleats*). Koncepcja ta jest zbliżona do modelu proponowanego przez Warrena i Roota (Warren, Root, 1963) przedstawionego schematycznie na **Fig. 1.1.9_62**.

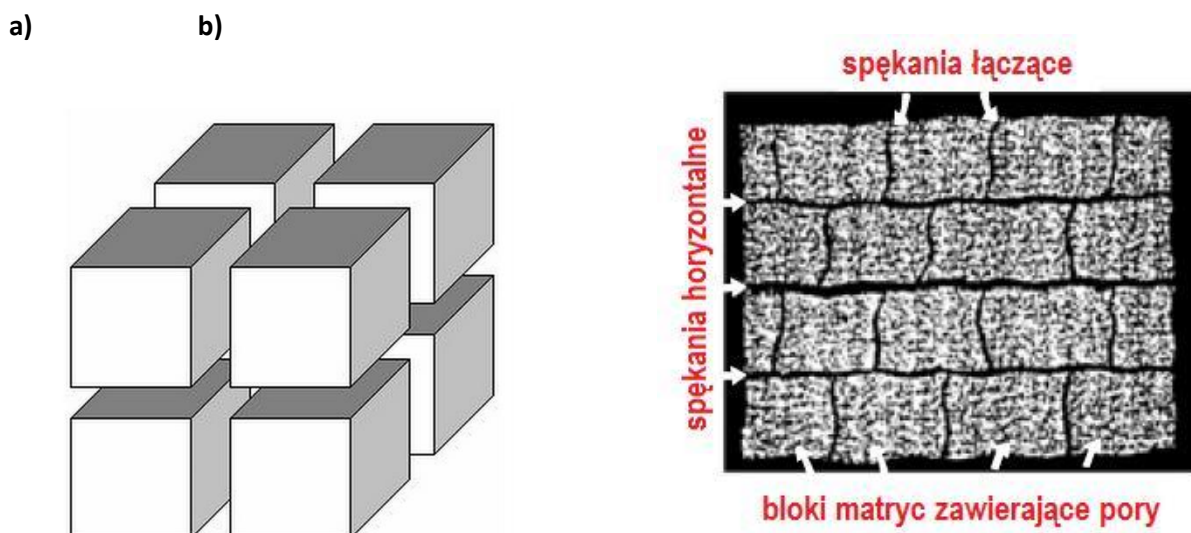


Fig. 1.1.9_62 System matrycy węglowej zbudowanej z bloków oraz szczelin węglowych

Fig. 1.1.9_62a) przedstawia bloki reprezentujące matrycę węglową, pomiędzy którymi znajdują się systemy szczelin węglowych. Pokłady węgla są naturalnie spękane. Te naturalne spękania zwane też płaszczyznami łupliwości można podzielić na:

- spękania horyzontalne obejmujące cały zbiornik,
- spękania łączące, które są nieciągłe i kończą się na spękaniach horyzontalnych (**b**).

Matryca węgla składa się z sieci porów o zróżnicowanej wielkości od 0,1 nm do mikrometrów. Najmniejsze pory znajdują się wewnątrz matrycy, a ich rozmiar wzrasta w kierunku powierzchni węgla. Wielkość najmniejszych porów nie przekracza 2 nm. Dla porównania wielkość cząsteczek metanu i cząsteczek wody to tylko ok. 0,5-1 nm.

Pory można podzielić według ich wielkości na:

- makropory > 50 nm
- mezopory 2 – 50 nm

- mikropory < 2 nm.

Makropory i mezopory są istotne dla dyfuzji desorbowanych gazów, a mikropory stanowią podstawowe miejsca adsorpcji gazu.

ANALIZA ROZPŁYWU GAZÓW W POKŁADACH WĘGLA

Podstawy procesów adsorpcji gazów na ciałach stałych

Adsorpcją nazywamy proces polegający na wiązaniu substancji (**adsorbatu**) na powierzchni ciała (**adsorbentu**). Pochłanianie adsorbentu w objętości określone jest mianem absorpcji. Natomiast jednoczesne występowanie tych dwóch procesów nazywane jest sorpcją.

Najczęściej terminem adsorpcja określa się proces wiązania substancji gazowej na powierzchni substancji stałej lub ciekłej, albo też proces wiązania substancji ciekłej na powierzchni substancji stałej.

Zjawisko adsorpcji może mieć charakter chemiczny (**chemisorpcja**) lub fizyczny (**adsorpcja fizyczna**). Sorpcja fizyczna jest procesem słabym i powodowana jest oddziaływaniami międzycząsteczkowymi oraz siłami van der Waalsa. Natomiast sorpcja chemiczna jest silniejsza ze względu na wiązania chemiczne powstające pomiędzy adsorbentem i adsorbentem (Ruthven, 1984). W celu usunięcia chemisorbowanej cząsteczki, nie wystarczy silnie obniżyć ciśnienie lub stężenie adsorbentu, co jest wystarczające w przypadku adsorpcji fizycznej, lecz należy dodatkowo obniżyć także temperaturę. Procesy sorpcji chemicznej są najczęściej powolne i nieodwracalne, w przeciwieństwie do sorpcji fizycznej, która jest szybka i odwracalna (Brunauer, 1945; Miller, 1949).

Zjawisko sorpcji może mieć charakter monowarstwowy lub poliwarstwowy. Jednak najczęściej chemisorpcja jest monowarstwowa, natomiast sorpcja fizyczna mono- lub wielowarstwowa.

Liczba cząsteczek gazu pochłanianego na powierzchni adsorbentu rośnie wraz ze wzrostem ciśnienia, natomiast spadek ciśnienia powoduje ucieczkę molekuł gazu z tej powierzchni i proces ten określany jest mianem **desorpcji**. Zazwyczaj wielkość adsorpcji podawana jest jako objętość adsorbentu do masy adsorbentu. Zależność wielkości sorpcji od ciśnienia (lub stężenia) przy stałej temperaturze opisywana jest **izotermą sorpcji**. W zależności od rodzaju adsorbentu i adsorbentu izotermy przyjmują różne kształty, które zostały sklasyfikowane przez IUPAC (IUPAC Recommendations, 1985, 1994) i podzielone na sześć podstawowych typów. Węgiel kamienny jest adsorbentem o strukturze mikroporowej i charakteryzują go izotermy typu I. Najczęściej stosowanym równaniem wykorzystywanym do opisu izoterm typu I i jednocześnie najszerzej stosowanym do opisu procesów adsorpcji gazów w węglu jest równanie **izotermi Langmuira** (Langmuir, 1918).

Teoria Langmuira opiera się na założeniu dynamicznej równowagi pomiędzy adsorpcją cząstek gazu na powierzchni adsorbentu a jego desorpcją. Teoria zakłada ponadto, że adsorbat może tworzyć na powierzchni adsorbentu tzw. monowarstwę cząsteczek oddziałujących z miejscami adsorpcyjnymi, ale nieoddziałującymi (albo słabo oddziałującymi) pomiędzy sobą. Stan równowagi sorpcyjnej osiągnięty jest

w momencie, gdy stopień desorpcji cząsteczek gazu jest równy sumie cząsteczek gazu zaadsorbowanych na powierzchni i cząsteczek gazu odbitych od niej.

W teorii Langmuira zakłada się, że:

- na powierzchni adsorbentu powstaje monowarstwa i nie ma możliwości tworzenia się wielowarstwy,
- powierzchnia adsorbentu jest energetycznie jednorodna (energia adsorpcji jest stała),
- oddziaływania boczne są zaniedbane.

Podstawowe równanie tej teorii ma postać:

$$\frac{a}{a_m} = \frac{K \cdot p}{1 + K \cdot p}$$

gdzie:

a – adsorpcja rzeczywista, m^3/Mg ,

a_m – wielkość adsorpcji odpowiadająca zapełnieniu monowarstwy (zwana często objętością Langmuira), m^3/Mg ,

p – ciśnienie adsorbentu, Pa.

W przypadku, gdy zapełnienie warstwy jest równe połowie maksymalnego zapełnienia monowarstwy, tj. wielkości a_m wartość ciśnienia w tym punkcie przyjmuje się jako p_L i nazywa **ciśnieniem Langmuira**. Wzór izotermy Langmuira przyjmuje wtedy następującą postać:

$$\frac{a}{a_m} = \frac{p}{p + p_L}$$

Izoterma Langmuira dokładnie opisuje proces adsorpcji w szerokim zakresie ciśnień. Przy wysokim ciśnieniu, gdy powierzchnia jest już zapełniona i nie może przyjąć już więcej cząsteczek adsorbentu, wzór redukuje się do postaci $a = a_m$. Natomiast przy niskim ciśnieniu wzór ten sprowadza się do liniowej zależności **prawa Henry'ego**:

$$\frac{a}{a_m} = \frac{p}{p_L}$$

Czynniki wpływające na przebieg procesów sorpcji gazów na węglu kamiennym

Do najistotniejszych czynników wpływających na sorpcyjność gazów na węglu kamiennym należą:

- typ węgla;
- skład petrograficzny węgla,
- zawartość wilgoci,
- zawartość popiołu,
- temperatura procesu sorpcji.

Badania wykazują, że pojemność sorpcyjna powiązana jest wprost z typem węgla. Jedna z teorii mówi, że węgle niskiej jakości mają znacznie większą higroskopijność, co powoduje zmniejszenie ich sorpcyjności (Levy, 1997). Jednak w niektórych publikacjach nie stwierdzono bezpośredniej liniowej lub nieliniowej zależności między typem węgla a jego sorpcyjnością (Krooss i in., 2002; Bustin, Clarkson, 1998).

Skład petrograficzny węgla ma znaczny wpływ na sorpcyjność węgla. Powszechnie uważa się, że adsorpcja zarówno metanu, jak i dwutlenku węgla jest znacznie większa dla węgla posiadających przewagę macerałów z grupy wityrynytu (Lamberson, Bustin, 1993; Mastalerz i in., 2004). Oprócz tego istnieje pogląd, według którego preferencyjna sorpcja metanu występuje w węglach o znacznej zawartości macerałów z grupy wityrynytu, natomiast węgle o wysokiej zawartości intertynitu lepiej sorbują dwutlenek węgla (Ryan, Lane, 2002; Unsworth i in., 1989). Podobny trend stwierdzono w badaniach przeprowadzonych dla węgla pochodzących z kopalni Silesia, gdzie zawartość macerałów z grupy intertynitu była wysoka powodując znaczną adsorpcję dwutlenku węgla (Busch i in., 2006).

Istotnym czynnikiem wpływającym na przebieg procesu adsorpcji gazów na węglu jest zawartość wilgoci. Mianowicie wilgotność węgla jest odwrotnie proporcjonalna do adsorpcji gazu. Związane jest to z ograniczeniem przestrzeni mikroporowej przez wodę lub też ze zjawiskiem pęcznienia węgla spowodowanego wilgocią. Według Mavora (Mavor i in., 1990) oraz Krossa (Kross i in., 2002) zawartość wilgoci w węglu ma tak znaczny wpływ na proces adsorpcji, że nawet 1% wilgoci może zmniejszyć adsorpcję węgla aż do 65%. Wyniki badań przeprowadzonych na węglach holenderskich oraz polskich (kopalnie Silesia i Brzeszcze) stwierdzają, że obecność wilgoci znacznie zmniejsza adsorpcję CO₂, mając przy tym jednak mniejszy wpływ na adsorpcję metanu (Busch i in., 2006).

Zawartość popiołu, określająca ilość substancji mineralnej w węglu, odpowiada w znacznym stopniu za właściwości sorpcyjne węgla. Im wyższa zawartość substancji mineralnej, tym mniejsza sorpcyjność węgla. W związku z tym izotermy sorpcji dla węgla podawane są zazwyczaj dla stanu suchego i bezpopiołowego, a więc dla czystej substancji węglowej (Lutyński, 2008).

Kolejnym ważnym czynnikiem kształtującym przebieg procesu sorpcji jest temperatura. Adsorpcja gazów na węglu jest odwrotnie proporcjonalna do temperatury. Jest to bezpośrednio związane z faktem, iż cząsteczki gazu w wyższej temperaturze są w stanie podkrytycznym i niechętnie przechodzą do stanu zaadsorbowanego. Według badań na węglach australijskich z Zagłębia Bowen (Levy i in., 1997) objętość

zaadsorbowanego metanu na próbce węgla zmniejszyła się o 0,12 cm³/g na 1°C wzrostu temperatury w przedziale od 10 do 70°C przy stałym ciśnieniu 5 MPa.

Proces dyfuzji w ośrodku porowatym

W mikro- i mezoporach niektórych skałach występują dwa oddziałujące na siebie procesy dyfuzyjne. Pierwszy z nich to desorpcja stanowiąca źródło zasilające drugi proces - dyfuzję, która jest opisywana w sposób uproszczony następującym równaniem (Crank, 1975):

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \operatorname{div}(-D_{eff} \Delta C) = 0$$

gdzie:

D_{eff} – współczynnik efektywny dyfuzji, m²/s;

C – koncentracja objętościowa metanu, kg/m³.

Izotermiczny proces dyfuzji w ośrodku porowatym jest opisywany zwykle równaniem Ficka (dla przepływu w kierunku osi x) (Crank, 1975; Domenico, Schwartz, 1996):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}$$

Dla warunków początkowo-brzegowych:

- Dla czasu początkowego ($t=0$) koncentracja początkowa C_0 :

$$C(x,0) = C_0$$

- Na brzegu obszaru (dla $x=0$) występuje stała koncentracja metanu C_1 :

$$C(0,t) = C_1$$

Rozkład koncentracji w pokładzie węgla w sposób uproszczony może być określany równaniem:

$$C(x,t) = C_1 - (C_1 - C_0) \operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{D_{eff}t}}$$

Dla dyfuzji i adsorbowania gazu w makroporach matrycy węglowej zostały zidentyfikowane następujące mechanizmy:

- dyfuzja molekularna – zdominowana przez zderzenia się dwóch cząsteczek;

- dyfuzja Knudsena – zdominowana przez zderzenie się cząsteczki i ścianek;
- dyfuzja powierzchniowej.

Ze względu na skrajnie małe wielkości porów, dyfuzja gazu w mikroporach (<2nm) odbywa się dzięki różnorodnym mechanizmom. W drobnych mikroporach (<1nm) molekuly podlegające dyfuzji nigdy nie opuszczają potencjalnego pola powierzchni adsorbującej, a ich transport odbywa się przez uruchomienie procesu „przeskakiwania” molekuł na adsorbowanych powierzchniach. Tak więc, proces ten jest bardziej podobny do dyfuzji powierzchniowej niż do dyfuzji zachodzącej w porach, jednak należy zaznaczyć, że nie jest to proces zachodzący na dwuwymiarowej powierzchni, ale w trójwymiarowej przestrzeni (Ruthven, 1984). Badania naukowe nad zjawiskiem przejściowej dyfuzji gazów w węglach USA (Nandi, Walker, 1964; 1970) wykazują, iż w bardzo drobnych porach zostaje zapoczątkowana przejściowa dyfuzja CO₂, N₂ oraz CH₄.

Dyfuzja metanu do nasyconej wodą warstwy nadległej

Dyfuzja metanu z pokładów węgla w kierunku pionowym do warstw nadległych uszczelniających (ilastych oraz piaskowcowo-łupkowych) jest funkcją współczynnika dyfuzji metanu w tych skałach.

Poniżej przedstawiono rozwiązanie jednowymiarowe w celu określenia skali problemu dyfuzji. Dla miąższości nadkładu, znacznie przewyższającej zakres penetracji na drodze dyfuzji molekularnej w czasie można przyjąć model matematyczny „dyfuzji do ośrodka w nieskończoności” (Bear, Verruijt, 1987; Domenico, Schwartz, 1996) bez uwzględnienia adsorpcji metanu w porach:

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{x - Vt}{\sqrt{4D_{\text{eff}}t}}\right) + \exp\left(\frac{xV}{D_{\text{eff}}}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x + Vt}{\sqrt{4D_{\text{eff}}t}}\right)$$

lub dla dostatecznie długiego czasu z wyłączeniem drugiego członu:

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{x - Vt}{\sqrt{4D_{\text{eff}}t}}\right)$$

gdzie:

C, C_0 – koncentracja aktualna i początkowa;

$\operatorname{erfc}(x)$ – funkcja błędu ($1 - \operatorname{erf}(x)$);

x – odległość, m;

t – czas, s;

V_t – prędkość w ośrodku porowatym, m/s;

Prędkość przy grawitacyjnym ruchu pęcherzyka gazu w kierunku pionowym wynosi:

$$V = \frac{\Delta\rho g k_v}{\mu}$$

gdzie:

$\Delta\rho$ – różnica gęstości solanki gazu w warunkach złożowych, kg/m³;

g – przyspieszenie ziemskie, m/s²;

k_v – przepuszczalność pionowa skały, m²;

μ – współczynnik lepkości dynamicznej, Pa·s;

Czas dotarcia od stropu magazynu do stropu nadkładu wynosi:

$$t_b = \frac{\phi h}{V}$$

gdzie:

h – miąższość nadkładu, m;

ϕ – współczynnik porowatości efektywnej.

Migracja gazów w pokładach węgla oraz w ich otoczeniu

Transport gazu w kierunku pionowym polega w głównej mierze na jego rozprzestrzenianiu się w warstwach porowych, w tym również w pokładach węgla. Przemieszczanie się gazu może odbywać się dzięki następującym procesom (Brown, 2000):

- dyfuzji,
- efuzji (proces dwufazowego przepływu gaz – woda),
- adwekcji (procesem unoszenia gazów w warstwach wodonośnych),
- transportu filtracyjnego (przy jednofazowym przepływie),
- pionowego transportu gazowych cząstek koloidalnych.

Natomiast procesy przepływu gazu w złożach węgla są uwarunkowane dwoma charakterystycznymi zjawiskami:

- klasyczną filtracją w mezo- i makroporach oraz szczelinach węgla (*cleats*),
- dyfuzją kontrolowaną przez desorpcję w mikro- i mezoporach węglowych.

Cząsteczki gazu w węglu (w mikroporach) występują w postaci zaadsorbowanej, zaś w systemie szczelin (*cleats*) w fazie gazowej – wolnej.

Klasyczne modele przepływu gazu i wody w ośrodku porowatym charakteryzują najczęściej złoża o pojedynczej przepuszczalności i w przypadku złóż metanowych w pokładach węgla nie pozwalają na właściwy opis fizyczny zjawiska. Zwykle do opisu transportu gazu w węglu jest wykorzystywany model podwójnej porowatości Warrena-Roota (Fig. 1.1.9_62). Model ten jednak nie podaje pełnej charakterystyki procesu na skutek trudności w opisie członu desorpcji metanu z matrycy do szczelin. Uznaje się, że mechanizmy związane z rozptywem gazów oraz wymianą chemiczną w węglu najlepiej opisuje model potrójnej porowatości. Ten rozszerzony model uwzględnia wpływ desorpcji, magazynowania gazu w matrycy, dyfuzji z matrycy do szczelin i przepływu filtracyjnego w szczelinach węglowych (Fig. 1.1.9_63) (Reeves, Pekot, 2001).

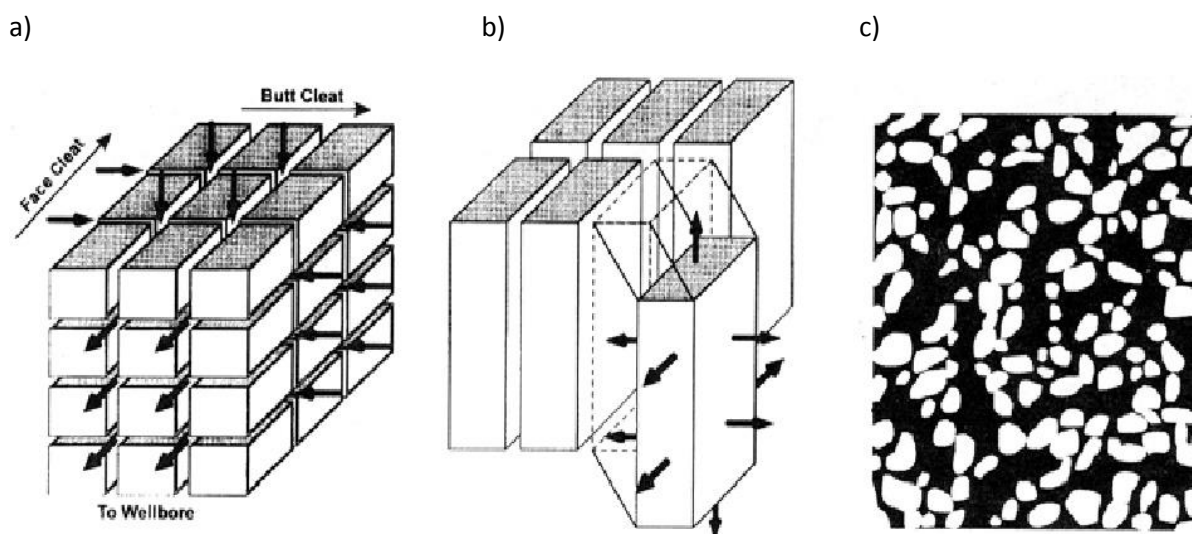


Fig. 1.1.9_63 Procesy desorpcji, dyfuzji i filtracji: proces filtracji w szczelinach węgla (a), proces desorpcji w mikro- i makroporach (b) oraz proces dyfuzji w mikro- i mezoporach (c) (Reeves, Pekot, 2001)

Bardzo ważną rolę w procesie przepływu gazu w pokładach węgla odgrywa nasycenie matrycy gazem (lub wodą). Podczas pierwszego ciśnieniowego zatłaczania, produkcja metanu wspomagana jest przez odwadnianie pokładu węgla, umożliwiające desorpcję metanu, który migruje z matrycy węglowej do płaszczyzn tępkości. We wczesnym stadium zatłaczania na powierzchnię wydobywana jest głównie woda. W zbiorniku mamy wtedy do czynienia z przepływem dwufazowym. W kolejnym stadium procesu produkcja wody zanika lub też staje się mało znacząca, a pokład węgla zaczyna się zachowywać jak suchy rezerwuuar. Generalnie zakłada się, że przepływy gazu oraz wody przez płaszczyzny spękania są laminarne i podlegają prawu Darcy'ego, a gaz transportowany przez porowatą matrycę węglową jest kontrolowany przez proces dyfuzji (Shi, Durucan, 2005).

W przypadku, gdy nasycenie wodą matrycy węglowej i szczelin osiąga wartość 90-95% następuje całkowite zablokowanie przepływu filtracyjnego, a przepływ odbywa się wyłącznie dzięki dyfuzji gazu.

Poza procesem dyfuzji także niezwykle ważną rolę odgrywa tu desorpcja gazu, która jest zależna od wielkości depresji ciśnienia w ośrodku. Najczęściej przyjmuje się, że 50% całkowitej ilości gazu desorbowanego jest związane z 90 % depresją ciśnienia w odniesieniu do maksymalnego ciśnienia izotermy adsorpcji gazu w węglu. Na **Fig. 1.1.9_64** i **65** przedstawiono wpływ ciśnienia sorpcji na ilość gazu magazynowanego w mikrosporach w fazie skondensowanej (zaadsorbowanej) w węglu pochodzącym z kopalni „Silesia”.

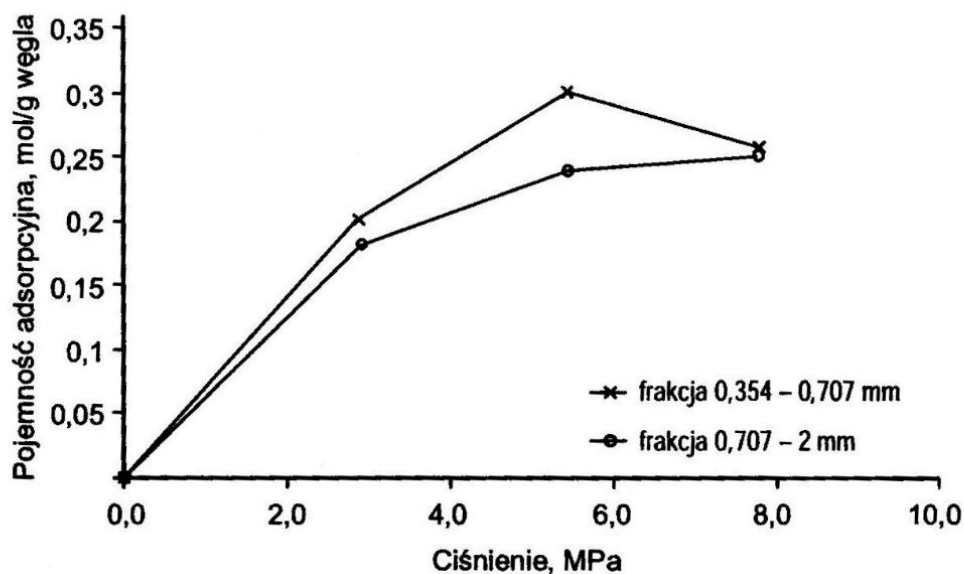


Fig. 1.1.9_64 Izoterma adsorpcji mokrej próbki węgla z KWK Silesia w temp. 45 °C (Siemens i in., 2003).

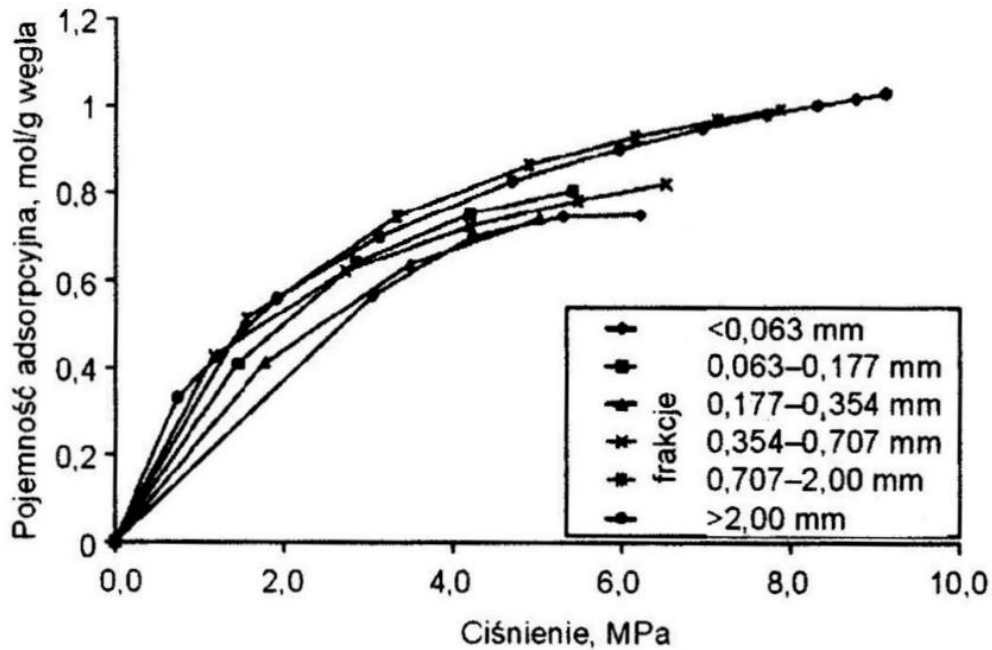


Fig. 1.1.9_65 Izoterma adsorpcji suchej próbki węgla z KWK Silesia w temp. 45 °C (Siemens i in., 2003)

Przepływ dwufazowy gazu i wody w pokładach węgla z uwzględnieniem procesów filtracji, dyfuzji i desorpcji, w połączeniu z równaniem ciągłości może być opisany następującymi równaniami (Guo, Du, Li, 2003):

Dla metanu

$$\nabla \cdot \left[\frac{\rho_g k k_{rg}}{\mu_g} (\nabla p_{gf} - p_g g h) \right] - q_{gf} - q_{gmf} = \frac{\partial}{\partial t} (\phi_f \rho_g s_{gf})$$

Dla wody

$$\nabla \cdot \left[\frac{\rho_w k k_{rw}}{\mu_w} (\nabla p_{wf} - p_w g h) \right] - q_{wf} - q_{wmf} = \frac{\partial}{\partial t} (\phi_f \rho_w s_{wf})$$

gdzie:

k - przepuszczalność absolutna, m^2 ;

k_{rg} - przepuszczalność względna dla gazu;

k_{rw} - przepuszczalność względna dla wody;

ρ_g - gęstość gazu, kg/m^3 ;

ρ_w - gęstość wody, kg/m³;

μ_g - współczynnik lepkości dynamicznej gazu, Pa·s;

μ_w - współczynnik lepkości dynamicznej wody, Pa·s;

ϕ_f - współczynnik porowatości szczelin;

h - miąższość pokładu węglowego, m;

q_{wf}, q_{gf} - wydajność wody i gazu w drenujących otworach, m³/s;

q_{wmf}, q_{gmf} - wydajność źródła sorpcyjno-dyfuzyjnego gazu i wody, zasilającego przepływ w szczelinach (*cleats*), m³/s;

Dodatkowymi równaniami uzupełniającymi dla układu powyższych równań są równania opisujące ciśnienie kapilarne w funkcji nasycenia wodą:

$$P_{cgwf}(S_w) = p_{gf} - p_w$$

Równanie bilansowe nasycenia przez wodę i gaz:

$$S_{gf} + S_{wf} = 1$$

Z dodatkowymi warunkami ograniczającymi:

$$S_{cf} \leq S_{gf} \leq 1 - S_{wcf}$$

$$S_{wcf} \leq S_{wf} \leq 1 - S_{of}$$

gdzie:

S_{gf}, S_{wf} – nasycenie gazem i wodą w szczelinie;

P_{gf}, P_{wf} – ciśnienie gazu w szczelinie, Pa;

P_{cgwf} – ciśnienie kapilarne w szczelinie pomiędzy gazem i wodą, Pa;

S_{gcf}, S_{wcf} – krytyczne nasycenie gazem i wodą w szczelinie.

Wydajność źródła dyfuzyjnego, które opisuje procesy desorpcji i transportu gazu z mikroporów i mezoporów do makroporów i szczelin w węglu jest opisywana równaniem:

$$q_{gmf} = \rho_g(\bar{p}_m) \frac{C(\bar{p}_{m0}) - C(\bar{p}_m)}{\Delta t_0} + \frac{P_m V_b \phi_m S_{gm}(\bar{p}_m) M}{Z(\bar{p}_m) RT \Delta t_0} - \frac{P_{m0} V_b \phi_m S_{gm}(\bar{p}_{m0}) M}{Z(\bar{p}_{m0}) RT \Delta t_0}$$

gdzie:

\bar{p}_{m0}, \bar{p}_m – średnie ciśnienie złożowe w matrycy skalnej (początkowe i po czasie t);

M – masa molowa gazu, kg/mol;

R – stała indywidualna gazu, J/kg/K;

$Z \bar{p}_{m0}$ – współczynnik ściśliwości gazu ($Z = pv/RT$);

Δt_0 – czas desorpcji metanu, s;

$C(\bar{p}_{m0}), C(\bar{p}_m)$ – koncentracja metanu w funkcji ciśnienia w matrycy, m³/kg;

V_b – objętość warstwy węgla, m³;

ϕ_m – współczynnik porowatości;

s_{gm} – nasycenie gazem w szczelinie.

Przepuszczalność pokładów węgla i jej wpływ na efektywność technologii ECBM

Przepuszczalność pokładów węgla ma znaczny wpływ na wydajność zatłaczania dwutlenku węgla. Występują istotne różnice w porównaniu przepuszczalności pokładów węgla w stosunku do typowego zbiornika. Oto niektóre z nich:

- porowatość silnie powiązana z przepuszczalnością;
- „kurczenie się” matrycy węglowej;
- względna przepuszczalność.

Porowatość

Relację pomiędzy przepuszczalnością a porowatością w pokładach węgla opisuje poniższe równanie:

$$\left(\frac{k}{k_0} \right) = \left(\frac{\Phi}{\Phi_0} \right)^n$$

gdzie:

k_0 – przepuszczalność początkowa;

k – przepuszczalność końcowa;

Φ_0 – porowatość początkowa;

Φ – porowatość końcowa;

n – wykładnik potęgowy.

Wykładnik n ma zwykle wartość 3, może jednak być większy (12 lub więcej), co potwierdzają badania doświadczalne.

Przepuszczalność względna

W celu umożliwienia efektywnego zatłaczania CO₂ do pokładów węgla muszą one być wcześniej odwodnione. W trakcie tego procesu nasycenie wodą w szczelinach węglowych zmienia się. W strukturze szczelin węgla ma miejsce proces filtracji zgodnie z prawem Darcy'ego. W odniesieniu do względnej przepuszczalności dla przepływu wody i gazów w zbiornikach najczęściej wykorzystywane jest równanie proponowane przez Corey'a, które przedstawia się następująco (Corey, 1956):

$$\frac{k_{rg}}{k_{rg0}} = \left(\frac{S_g - S_{gc}}{1 - S_{wc} - S_{gc}} \right)^{n_g} \bar{S}_g \geq S_{gc}$$

$$\frac{k_{rw}}{k_{rw0}} = \left(\frac{S_w - S_{wc}}{1 - S_{wc}} \right)^{n_w} \bar{S}_g \geq (1 - S_{wc})$$

gdzie:

k_{rg} - względna przepuszczalność dla gazu;

k_{rw} - względna przepuszczalność dla wody;

k_{rg0} - punkt końcowy przepuszczalności dla gazu;

k_{rw0} - punkt końcowy przepuszczalności dla wody ;

n_w - wykładnik krzywej przepuszczalności względnej dla gazu;

n_g - wykładnik krzywej przepuszczalności względnej dla gazu;

S_g -średnie nasycenie gazu;

S_{gc} - nieredukowalnej nasycenie gazu;

S_w - średnie nasycenie wody;

S_{wc} - nieredukowalne nasycenie wody.

Ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO₂ w oparciu o komputerowe symulacje zatłaczania (1.1.34 - AGH)

Rejon I - Bełchatów

(Stanisław Nagy, Jakub Siemek, Łukasz Klimkowski, Rafał Sedlaczek)

Przedmiotem zagadnienia jest analiza wyników modelowania rozptywu CO₂ w utworach dolnej jury do celów magazynowania CO₂.

Wykorzystano do tego celu przestrzenny 3D model komputerowy obrazujący zmienność litologiczno-zbiornikową klastycznych utworów jury (KSE WGGiOŚ AGH) oraz jako wstęp do II Segmentu dla rejonu Bełchatowa - przestrzenny model numeryczny zatłaczania CO₂ do struktury Zaosie I i Zaosie III wykonany KIG WWNiG AGH (zadanie 1.1.32).

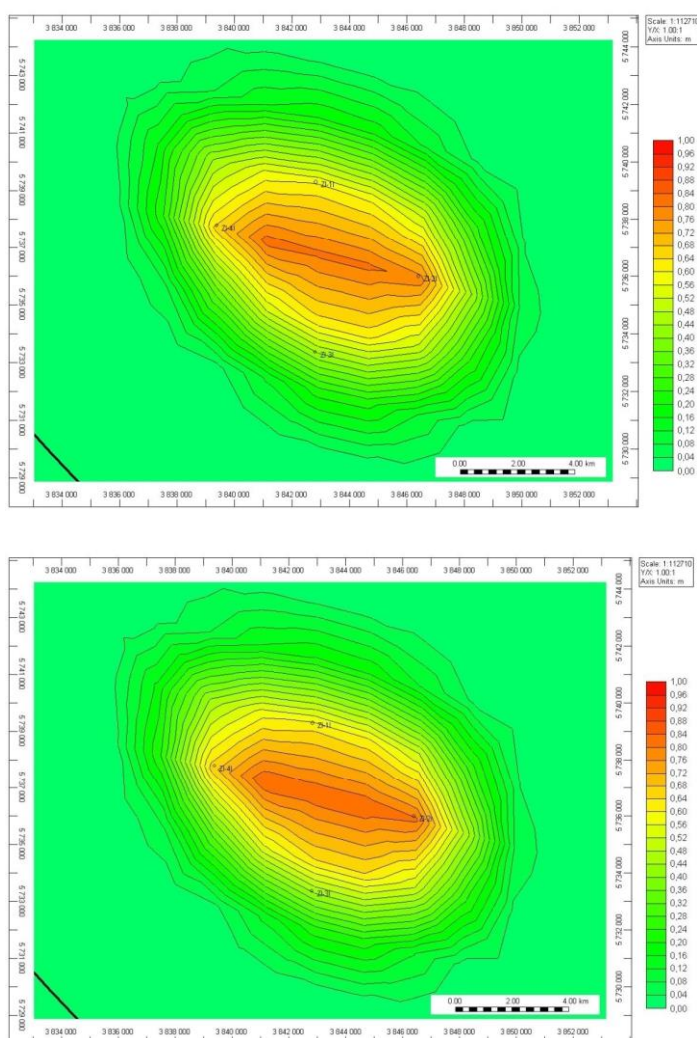


Fig. 1.1.34_1 Zmiana zasięgu rozptywu CO₂ w regionalnym modelu dla struktury Zaosie I. Rozkład nasycenia CO₂ po 100 latach (u góry) oraz po 200 latach (na dole)

Zaosię I

Wykonano szereg symulacji średniookresowych (100-300 lat) dla dwóch podstawowych modeli numerycznych zbudowanych w rejonie Budziszewic dla warstw dolnojurajskich (Pliensbach/Synemur/Hettang).

Obserwuje się stabilizację zasięgu rozptywu CO₂ na rysunku powyżej (**Fig. 1.1.34_1**), potwierdzająca wcześniejsze sugestie o ograniczeniu możliwej migracji CO₂ w tej strukturze – pod warunkiem występowania temperatury złożowej wyższej niż 32°C.

Model prezentowany na **Fig. 1.1.34_1** – zbudowany został na założeniu temperatury przewyższającej temperaturę krytyczną CO₂ (31°C). W takim przypadku CO₂ może zachowywać się w złożu w sposób niestabilny – w sekcji magazynowej mogą powstać prądy konwekcyjne wywołane znaczną różnicą gęstości fazy ciekłej i fazy gazowej.

Jest faktem, że ciśnienie w stropowej części antykliny będzie utrzymywać się na poziomie 6,8 MPa (**Fig. 1.1.34_2**) – jeszcze po okresie 150 lat od zatłoczenia CO₂. W tym okresie ciśnienie będzie zmierzać do wyrównania – 6,2 MPa (w stropie). W przypadku potwierdzenia szczelności tej struktury w aspekcie braku nieciągłości w rejonie (uskoków przewodzących) oraz zmian geochemicznych nadkładu – można założyć, że zatłoczony gaz będzie ulegał powolnej mineralizacji oraz stopniowemu rozpuszczaniu w okalającej i podścielającej wodzie.

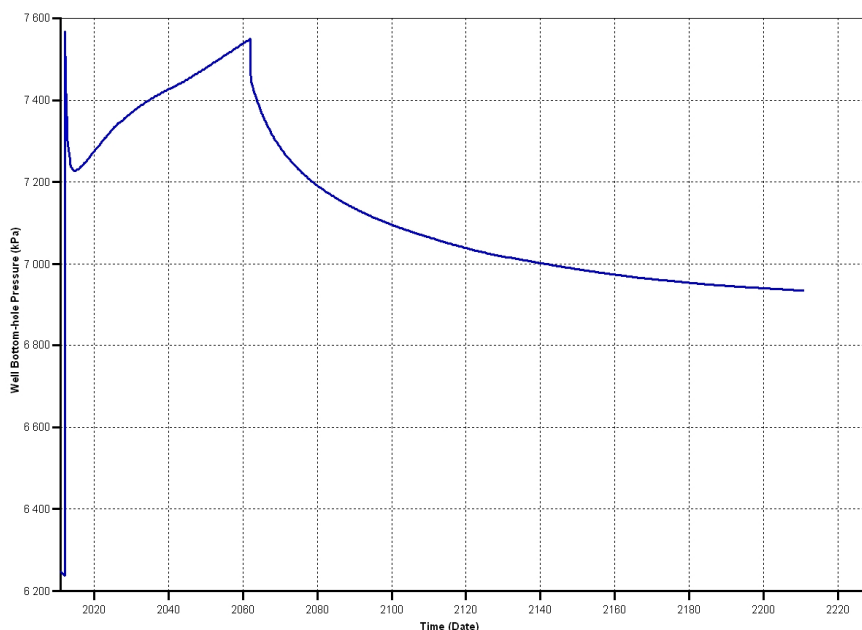


Fig. 1.1.34_2 Zmiana ciśnienia w otworze zatłaczającym – podczas i po zakończeniu tłoczenia CO₂

W takim przypadku konieczne jest zbudowanie dodatkowego modelu nieizotermicznego z reakcją geochemiczną (TOUGHREACT) w tym rejonie.

Z pewnością – w przypadku zatłaczania CO₂ do tej struktury należy rozważyć zatłaczanie znacznie podgrzanego CO₂ – o temperaturze rzędu 40-45°C z uwagi na występujący efekt Joule'a-Thomsona powodujący dodatkowe schłodzenie podczas rozprężania gazu w strefie przyodwiertowej.

Analiza przekroju pionowego nasycenia CO₂ w strukturze Zaosie I (**Fig. 1.1.34_3**) - pokazuje na znacznie większe pojemności magazynowania w tej strukturze (po wyjaśnieniu problemów termodynamicznych). W prezentowanym modelu przedstawiony jest magazyn o pojemności 100 Mt CO₂.

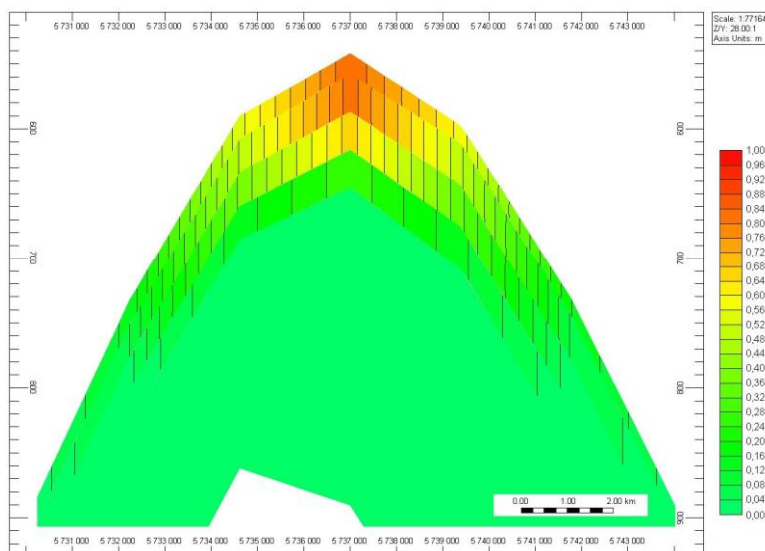


Fig. 1.1.34_3 Przekrój pionowy rozptyłu CO₂ w strukturze Zaosie I

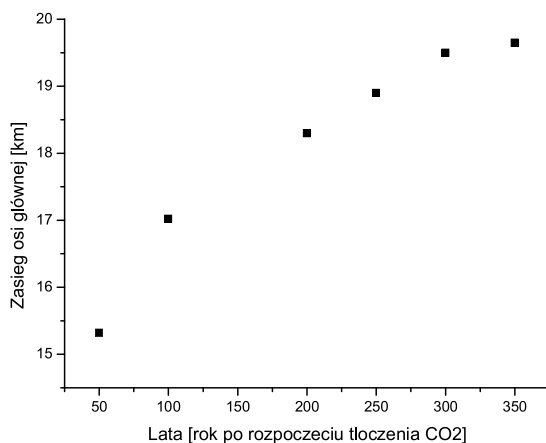


Fig. 1.1.34_4 Zmiana zasięgu głównej osi elipsoidy w strukturze ZIII. Widoczna powolna stabilizacja zasięgu. Model bez oddziaływania regionalnego ruchu wód dolnojurajskich ($v=0.0$ m/rok).

Zaosie III

Na **Fig. 1.1.34_5** pokazano zasięg zmian nasycenia CO₂ w strukturze Zaosie III po 100 i 150 latach od zakończenia tłoczenia CO₂. Obserwuje się przesunięcie obszaru rozptywu CO₂ – pokazane na Fig. 1.1.9_9. Zasięg rozprzestrzeniania się obszaru zajętego przez CO₂ maleje w czasie. Prognozuje się jego zwiększony nieznacznie rozwój w kierunku północno-zachodnym zgodnie z gradientem przepływu regionalnego wód dolnojurajskich.

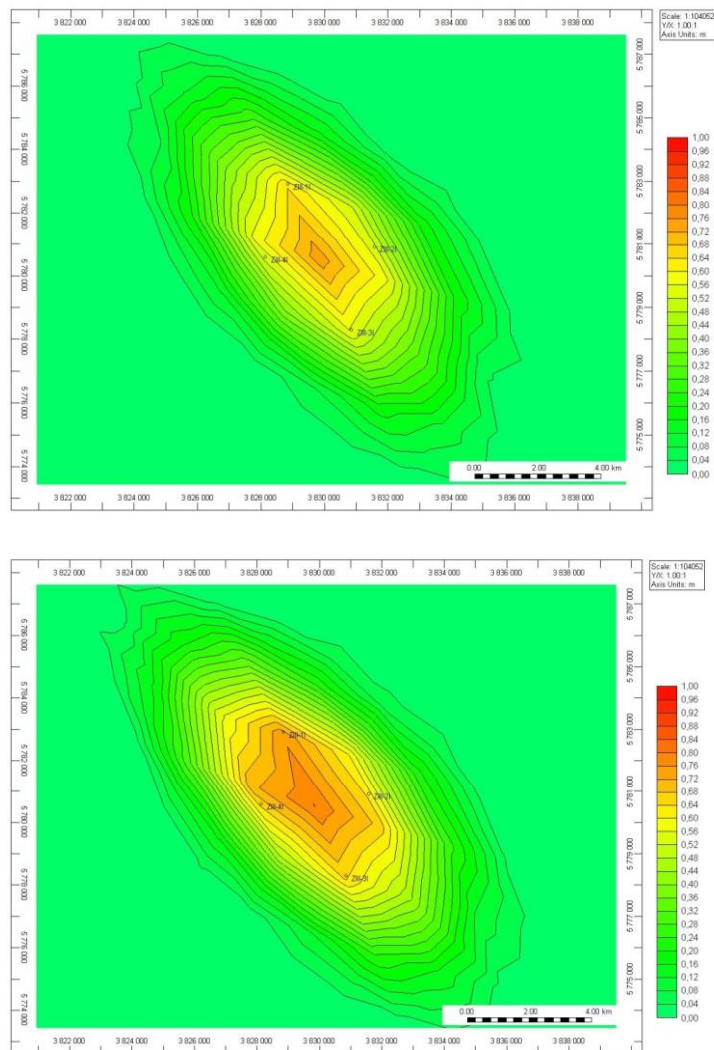


Fig. 1.1.34_5 Zmiana zasięgu rozptywu CO₂ w regionalnym modelu dla struktury Zaosie III

Rozkład nasycenia CO₂ po 100 latach (u góry) oraz po 200 latach (na dole)

Wnioski

1. Wykonane modele rozptywu powinny zostać zweryfikowane po otrzymaniu nowych danych z wierceń oraz nowych badań geofizycznych. Konieczne jest włączenie modelowania geochemicznego – dla modelu regionalnego (TOUGHREACT) celem potwierdzenia stabilizacji zasięgu rozprzestrzeniania się dwutlenku węgla w tym rejonie.
2. W przypadku struktury Zaosie I – konieczne jest dalsze badanie struktury z uwagi na jej stosunkowo bliskie położenie w stosunku do wychodni.
3. Lokalizacja magazynu na strukturze Zaosie III – nie budzi obaw, jeżeli potwierdzona zostanie szczelność nadkładu w tym rejonie poprzez uszczelnienia występujące w toarku, batonie i bajosie.

Rejon III - Mazowsze, V - (północno-zachodnia) Lubelszczyzna, VII - NW Polska (Stanisław Nagy, Jakub Siemek, Łukasz Klimkowski, Rafał Sedlaczek)

Przedmiotem opracowania pt. Ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO₂ w oparciu o komputerowe symulacje zatłaczania jest analiza wyników modelowania rozptyłu CO₂ w utworach dolnej jury w północno-zachodniej (i środkowo-wschodniej) Polsce do celów magazynowania CO₂.

Wykorzystano uproszczony przestrzenny 3D model komputerowy obrazujący zmienność litologiczno – zbiornikową klastycznych utworów jury, tzw. statyczny model parametryczny, Do budowy modelu wykorzystano także dane zebrane podczas wykonywania zad. **1.1.25**.

Obszar projektu obejmował rejony położone na pograniczu kilku głównych jednostek geologicznych Niżu Polskiego, a mianowicie: synklinorium szczecińsko-łódzkiego, antyklinorium kujawsko-pomorskiego, synklinorium pomorskiego, wyniesienia Łęby, monokliny przedsudeckiej oraz synklinorium warszawskiego, zlokalizowanych w centralnej oraz północno-zachodniej części Polski. Jak wskazują wcześniejsze analizy (Tarkowski 2006, Tarkowski et al. 2005a,b,c 2006, 2007, 2009, Uliasz-Misiak 2008a, b) w rejonach tych wyróżniono szereg struktur geologicznych, które mogą stanowić potencjalne miejsca składowania CO₂.

Analiza danych geologicznych (w tym dla rejonu Mazowsza i półn-zach. Lubelszczyzny)

Analiza podstawowych parametrów geologicznych, w tym głębokość zalegania stropów potencjalnych pułapek, uzupełniona wynikami analizy rozkładu parametrów zbiornikowych w skali regionalnej, wskazują, że najlepsze warunki dla składowania CO₂ wykazują utwory dolnej jury. Korzystne własności hydrogeologiczne oraz zbiornikowe skał związanych z ww. utworami zostały potwierdzone w szeregu opracowań, w tym: (Górecki [red.], 2006), a także licznymi otworami udostępniającymi horyzonty wodonośne jury dolnej. Warstwy wodonośne w utworach jury dolnej stanowią kompleksy piaskowcowe hetangu, synemuru, domeru i toarsu górnego. Kompleksem izolującym o zasięgu regionalnym są iłowcowo-mułowcowe utwory toarsu dolnego (Górecki [red.], 2006).

Przewodność warstw wodonośnych w dolnojurajskim zbiorniku wód termalnych, na większości obszaru przekracza wartości rzędu $200 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Najwyższymi przewodnościami cechują się skały budujące poziomy wodonośny wału kujawskiego – do $1650 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ oraz w zachodniej i centralnej części niecki warszawskiej, niecki pomorskiej i szczecińskiej – do $1300 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Przewodność warstw wodonośnych obniża się ku peryferiom zbiornika dolnojurajskiego.

System krążenia wód podziemnych obejmuje kilka warstw wodonośnych piaskowców, od bardzo drobnoziarnistych do średnioziarnistych, czasami gruboziarnistych. Są to naporowe warstwy wodonośne, przedzielone półprzepuszczalnymi i/lub praktycznie nieprzepuszczalnymi iłotupkami, mułowcami i mułowcami piaszczystymi. Przepuszczalne piaskowce stanowią od 40 - 80% całkowitej miąższości dolnej jury.

Większość dostępnych informacji o parametrach hydrogeologicznych skał dolnej jury zawarta jest w bazie danych przygotowanej w związku z wydaniem atlasów geotermalnych (Górecki et al, 1990, 1995; Szklarczyk

T., Adamczyk A.F., 1990; Borczak S., Motyka J., 1991; Sokołowski et al, 1995). Oznaczony laboratoryjnie współczynnik filtracji (k_{10}) dla drugiej podstawowej subpopulacji charakteryzuje się rozkładem logarytmiczno-normalnym. Zmienia się od $1,3 \cdot 10^{-7}$ do $4 \cdot 10^{-5}$ m/s (od 0,017 do 5,22 D) przy wartości $k_{10} = 1,8 \cdot 10^{-6}$ m/s (0,187 D).

Współczynniki filtracji uzyskane podczas testowania głębokich otworów w tym regionie (30 otworów) zmieniają się od $2 \cdot 10^{-7}$ do $8 \cdot 10^{-5}$ m/s (od 0,021 do 8,3 D). Średnia wartość kształtuje się około $5 \cdot 10^{-6}$ m/s (0,52 D). W skali makroregionalnej, dla całego basenu dolnojurańskiego, poszczególne warstwy wodonośne mogą być traktowane jako jeden połączony system hydrauliczny. W skali lokalnej dla rozpatrywanego obszaru da się wydzielić 4 niezależne piaskowcowe warstwy wodonośne (A, B, C, D), przedzielone mułowcami i iłowcami.

Wyniki analizy numerycznej dla modeli otwartych z rejonu północno-zachodniej Polski

Przeprowadzono modelowanie zatłaczania dwutlenku węgla do modelu otwartego (Tabela 1.1.32_1) północno zachodniej (i środkowo-wschodniej) Polski na przykładzie poziomej warstwy wodonośnej położonej na głębokości 2500 m, w której na dystansie 50 km występuje różnica ciśnień równa około 0,2 MPa. Wynikająca stąd prędkość przepływu wody wynosi ok. $0.225 \cdot 10^{-3}$ m/d (0.082 m/rok).

Efekt ruchu wody w „akiferze” uzyskano poprzez zastosowanie odwiertów produkujących wodę z jednej strony modelu oraz bloków z mnożnikiem objętości równym 10^7 (źródło wody) z drugiej strony. W takich warunkach rozpoczęto symulację zatłaczania CO₂ do warstwy spągowej czterema odwiertami, z łączną wydajnością 6 Mt/rok przez okres 50 lat. Odwierty umiejscowiono w centrum modelu.

Tabela 1.1.32_1 Podstawowe parametry modelu

Mięższość całkowita	150 m
Głębokość	2500 m
Porowatość	23%
Przepuszczalność pozioma	300 mD
Przepuszczalność pionowa	30 mD
Temperatura	73,4 °C
Wymiary siatki IxJxK	250x25x5
Wymiary bloków siatki w kierunku:	
I	200
J	200
K	30

W wyniku lokalnego przewyższenia ciśnienia względem ciśnienia początkowego, spowodowanego zatłaczaniem CO₂, ruch wody po stronie, z której napływa, został odwrócony. Chmura zatłoczonego gazu również przemieściła się w tym kierunku. Następnie, już po dziesięciu latach od zakończeniu zatłaczania, ruch wody zaczyna się stabilizować. Od tego momentu obserwujemy również powolną zmianę kierunku przemieszczania się CO₂ na zgodny z pierwotnym kierunkiem przepływu wody.

Na poniższych rysunkach przedstawiono zasięg chmury CO₂ w stropie i przekroju równoległym do kierunku ruchu wody.

Dla lepszego zobrazowania zmian zachodzących w modelu na etapie stabilizacji przepływu wody i migracji horyzontalnej CO₂ po zakończeniu zatłaczania, zmieniono zakresy skali dla prędkości przepływu gazu i wody.

Wnioski

1. Rozpływ dwutlenku węgla w strukturze otwartej zależy od parametrów hydrodynamicznych warstwy, naturalnego pola krążenia wód dolnej jury oraz od natężenia zatłaczania dwutlenku węgla. Przedstawione wykresy zmian nasycenia oraz pola prędkości dwutlenku węgla na tle naturalnego pola warstw wodonośnych dla wykonanych modeli zatłaczania pokazują jego zaburzenia w stosunku do braku naturalnego pola przepływu wód podziemnych. Anomalia skierowana jest w kierunku prostopadłym do naturalnego pola przepływu i pokazuje strefę rozmycia dyfuzyjnego w odległości nawet 8-10 krotnie przewyższającej zasięg strefy w kierunku naturalnego kierunku wód.

2. W dłuższej perspektywie, model wykazuje stabilizację konturu CO₂-rodzima solanka. Zachowana jest tendencja do konwekcyjnej wymiany masy w modelu powodująca zmianę nasycenia CO₂ w stropowych partiach utworów jury dolnej.

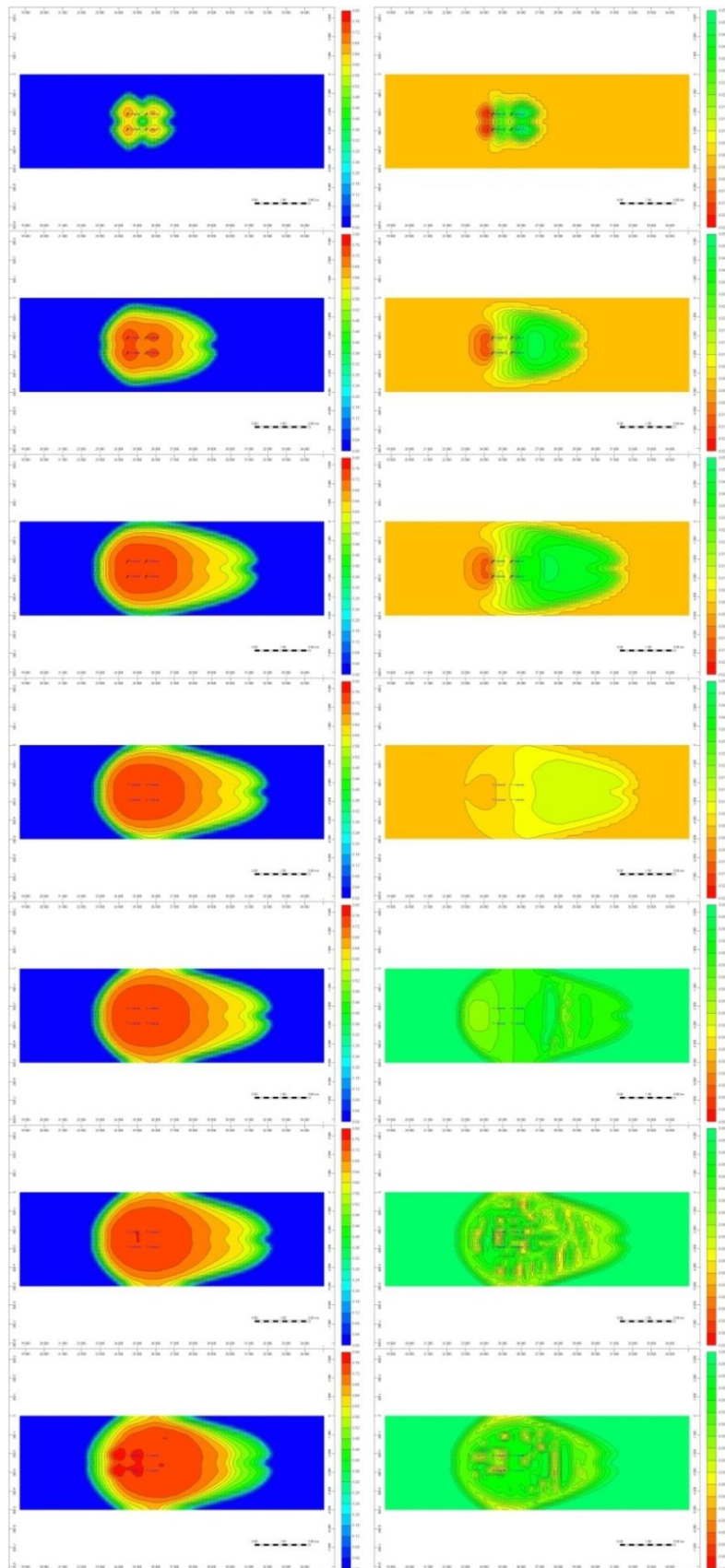


Fig. 1.1.34_6 Zmiana nasycenia gazem oraz prędkości gazu w stropie warstwy (po 10, 30 i 50 latach zatłaczania oraz po 10, 50, 100 i 250 latach po zakończeniu zatłaczania)
9-101

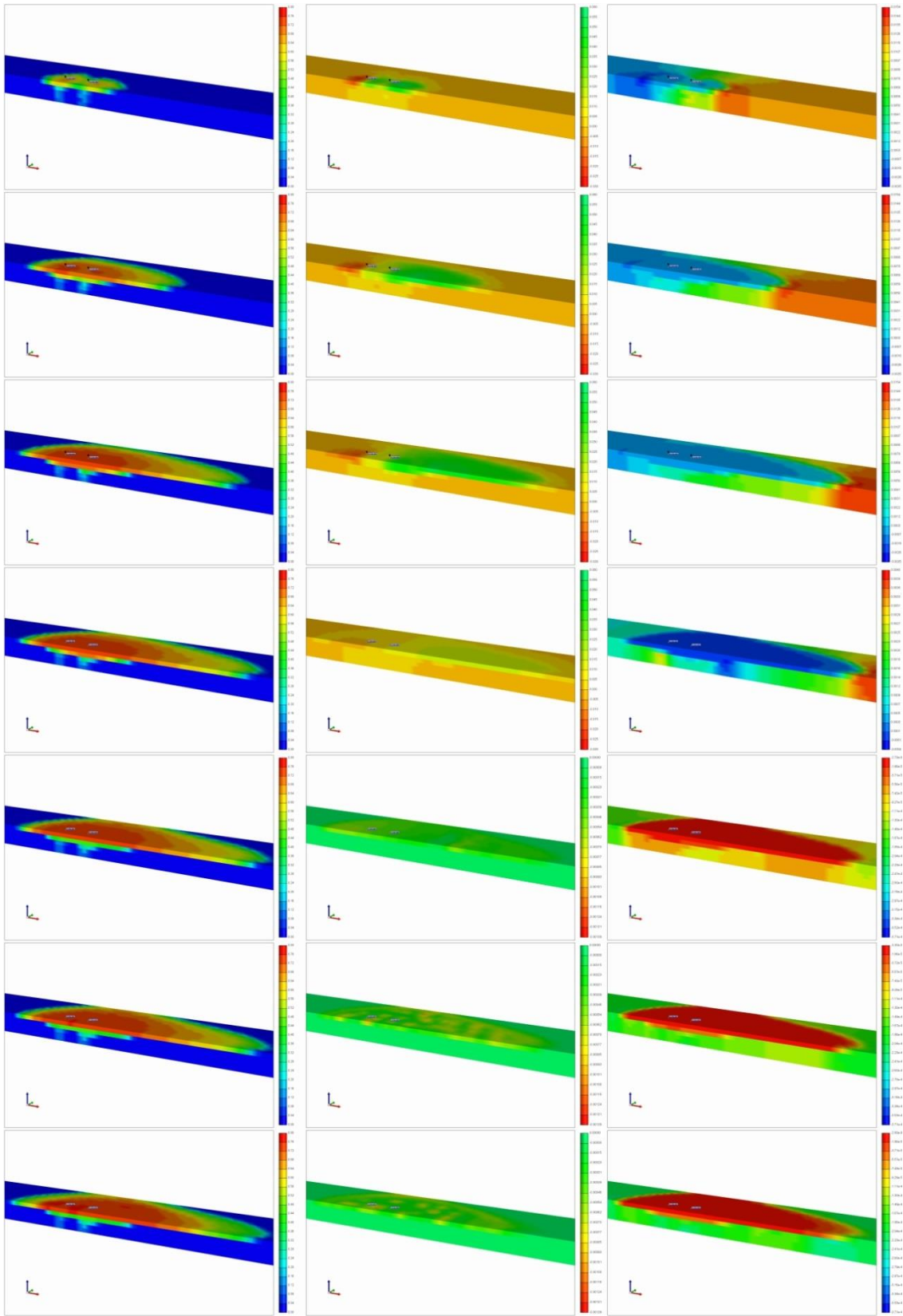


Fig. 1.1.34_7 Zmiana nasycenia gazem, prędkości gazu i wody w stropie warstwy i przekroju równoległym do kierunku przepływu wody (po 10, 30 i 50 latach zatłaczania oraz po 10, 50, 100 i 250 latach po zakończeniu zatłaczania)

Rejon VII - NW Polska, VI - Wielkopolska, VIII - Wyniesienie Łeby (Stanisław Nagy, Jakub Siemek, Łukasz Klimkowski, Czesław Rybicki, Jacek Blicharski)

Przedmiotem opracowania pt. Ocena rozprzestrzeniania się zatłoczonego CO₂ w oparciu o komputerowe symulacje zatłaczania jest analiza wyników modelowania rozptywu CO₂ w utworach dolnej jury w północno zachodniej Polsce do celów magazynowania CO₂.

Wykorzystano uproszczony przestrzenny 3D model komputerowy obrazujący zmienność litologiczno – zbiornikową klastycznych utworów jury, tzw. statyczny model parametryczny, Do budowy modelu wykorzystano także dane zebrane podczas wykonywania zad. **1.1.21** i **1.1.25**.

Obszar projektu obejmował rejony położone na pograniczu kilku głównych jednostek geologicznych Niżu Polskiego, a mianowicie: synklinorium szczecińsko- łódzkiego, antyklinorium kujawsko-pomorskiego, synklinorium pomorskiego, wyniesienia Łeby, monokliny przedsudeckiej oraz synklinorium warszawskiego, zlokalizowanych w centralnej oraz północno-zachodniej części Polski. Jak wskazują wcześniejsze analizy (Tarkowski 2006, Tarkowski et al. 2005a,b,c 2006, 2007, 2009, Uliasz-Misiak 2008a, b) w rejonach tych wyróżniono szereg struktur geologicznych, które mogą stanowić potencjalne miejsca składowania CO₂.

Analiza danych geologicznych

Analiza podstawowych parametrów geologicznych, w tym głębokość zalegania stropów potencjalnych pułapek, uzupełniona wynikami analizy rozkładu parametrów zbiornikowych w skali regionalnej, wskazują, że najlepsze warunki dla składowania CO₂ wykazują utwory dolnej jury. Korzystne własności hydrogeologiczne oraz zbiornikowe skał związanych z ww. utworami zostały potwierdzone w szeregu opracowań, w tym: (Górecki [red.], 2006), a także licznymi otworami udostępniającymi horyzonty wodonośne jury dolnej. Warstwy wodonośne w utworach jury dolnej stanowią kompleksy piaskowcowe hetangu, synemuru, domeru i toarsu górnego. Kompleksem izolującym o zasięgu regionalnym są iłowcowo-mułowcowe utwory toarsu dolnego (Górecki [red.], 2006).

Przewodność warstw wodonośnych w dolnojurajskim zbiorniku wód termalnych, na większości obszaru przekracza wartości rzędu $200 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Najwyższymi przewodnościami cechują się skały budujące poziomy wodonośny wału kujawskiego – do $1650 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ oraz w niecce pomorskiej i szczecińskiej – do $1300 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Przewodność warstw wodonośnych obniża się ku peryferiom zbiornika dolnojurajskiego.

System krążenia wód podziemnych obejmuje kilka warstw wodonośnych piaskowców, od bardzo drobnoziarnistych do średnioziarnistych, czasami gruboziarnistych. Są to naporowe warstwy wodonośne, przedzielone półprzepuszczalnymi i/lub praktycznie nieprzepuszczalnymi iłotłupkami, mułowcami i mułowcami piaszczystymi. Przepuszczalne piaskowce stanowią od 40 - 80% całkowitej miąższości dolnej jury.

Większość dostępnych informacji o parametrach hydrogeologicznych skał dolnej jury zawarta jest w bazie danych przygotowanej w związku z wydaniem atlasów geotermalnych (Górecki et al, 1990, 1995; Szklarczyk T., Adamczyk A.F., 1990; Borczak S., Motyka J., 1991; Sokołowski et al, 1995). Oznaczony laboratoryjnie

współczynnik filtracji (k_{10}) dla drugiej podstawowej subpopulacji charakteryzuje się rozkładem logarytmiczno-normalnym. Zmienia się od $1,3 \cdot 10^{-7}$ do $4 \cdot 10^{-5}$ m/s (od 0,017 do 5,22 D) przy wartości $k_{10} = 1,8 \cdot 10^{-6}$ m/s (0,187 D).

Współczynniki filtracji uzyskane podczas testowania głębokich otworów w tym regionie (30 otworów) zmieniają się od $2 \cdot 10^{-7}$ do $8 \cdot 10^{-5}$ m/s (do 0,021 do 8,3 D). Średnia wartość kształtuje się około $5 \cdot 10^{-6}$ m/s (0,52 D). W skali makroregionalnej, dla całego basenu dolnojurańskiego, poszczególne warstwy wodonośne mogą być traktowane jako jeden połączony system hydrauliczny. W skali lokalnej dla rozpatrywanego obszaru da się wydzielić 4 niezależne piaskowcowe warstwy wodonośne (A, B, C, D), przedzielone mułowcami i iłowcami.

Wyniki analizy numerycznej dla modeli otwartych z rejonu północno-zachodniej (północnej) Polski

Przeprowadzono modelowanie zatłaczania dwutlenku węgla do modelu otwartego (Tabela 1.1.32_2) północno-zachodniej (i środkowo-wschodniej) Polski na przykładzie poziomej warstwy wodonośnej położonej na głębokości 2500 m, w której na dystansie 50 km występuje różnica ciśnień równa około 0,2 MPa. Wynikająca stąd prędkość przepływu wody wynosi ok. $0,225 \cdot 10^{-3}$ m/d (0,082 m/rok).

Efekt ruchu wody w „akiferze” uzyskano poprzez zastosowanie odwiertów produkujących wodę z jednej strony modelu oraz bloków z mnożnikiem objętości równym 10^7 (źródło wody) z drugiej strony. W takich warunkach rozpoczęto symulację zatłaczania CO₂ do warstwy spągowej czterema odwiertami, z łączną wydajnością 6 Mt/rok przez okres 50 lat. Odwierty umiejscowiono w centrum modelu.

Tabela 1.1.32_2 Podstawowe parametry modelu

Mięszczość całkowita	150 m
Głębokość	2500 m
Porowatość	23%
Przepuszczalność pozioma	300 mD
Przepuszczalność pionowa	30 mD
Temperatura	73,4 °C
Wymiary siatki IxJxK	250x25x5
Wymiary bloków siatki w kierunku:	
I	200
J	200
K	30

W wyniku lokalnego przewyższenia ciśnienia względem ciśnienia początkowego, spowodowanego zatłaczaniem CO₂, ruch wody po stronie, z której napływa, został odwrócony. Chmura zatłoczonego gazu również przemieściła się w tym kierunku. Następnie, już po dziesięciu latach od zakończeniu zatłaczania, ruch wody zaczyna się stabilizować. Od tego momentu obserwujemy również powolną zmianę kierunku przemieszczania się CO₂ na zgodny z pierwotnym kierunkiem przepływu wody.

Na poniższych rysunkach przedstawiono zasięg chmury CO₂ w stropie i przekroju równoległym do kierunku ruchu wody.

Dla lepszego zobrazowania zmian zachodzących w modelu na etapie stabilizacji przepływu wody i migracji horyzontalnej CO₂ po zakończeniu zatłaczania, zmieniono zakresy skał dla prędkości przepływu gazu i wody.

Wnioski

1. Rozptył dwutlenku węgla w strukturze otwartej zależy od parametrów hydrodynamicznych warstwy, naturalnego pola krążenia wód dolnej jury (*wynikającego z pola ciśnień w warstwie wodonośnej – patrz np. model Z. Kaczorowskiego dla rejonu I lub III*) oraz od natężenia zatłaczania dwutlenku węgla. Przedstawione wykresy zmian nasycenia oraz pola prędkości dwutlenku węgla na tle naturalnego pola warstw wodonośnych dla wykonanych modeli zatłaczania pokazują jego zaburzenia w stosunku do braku naturalnego pola przepływu wód podziemnych. Anomalia skierowana jest w kierunku prostopadłym do naturalnego pola przepływu i pokazuje strefę rozmycia dyfuzyjnego w odległości nawet 8-10 krotnie przewyższającej zasięg strefy w kierunku naturalnego kierunku wód.

2. W dłuższej perspektywie, model wykazuje stabilizację konturu CO₂-rodzima solanka. Zachowana jest tendencja do konwekcyjnej wymiany masy w modelu powodująca zmianę nasycenia, CO₂ w stropowych partiach utworów jury dolnej.

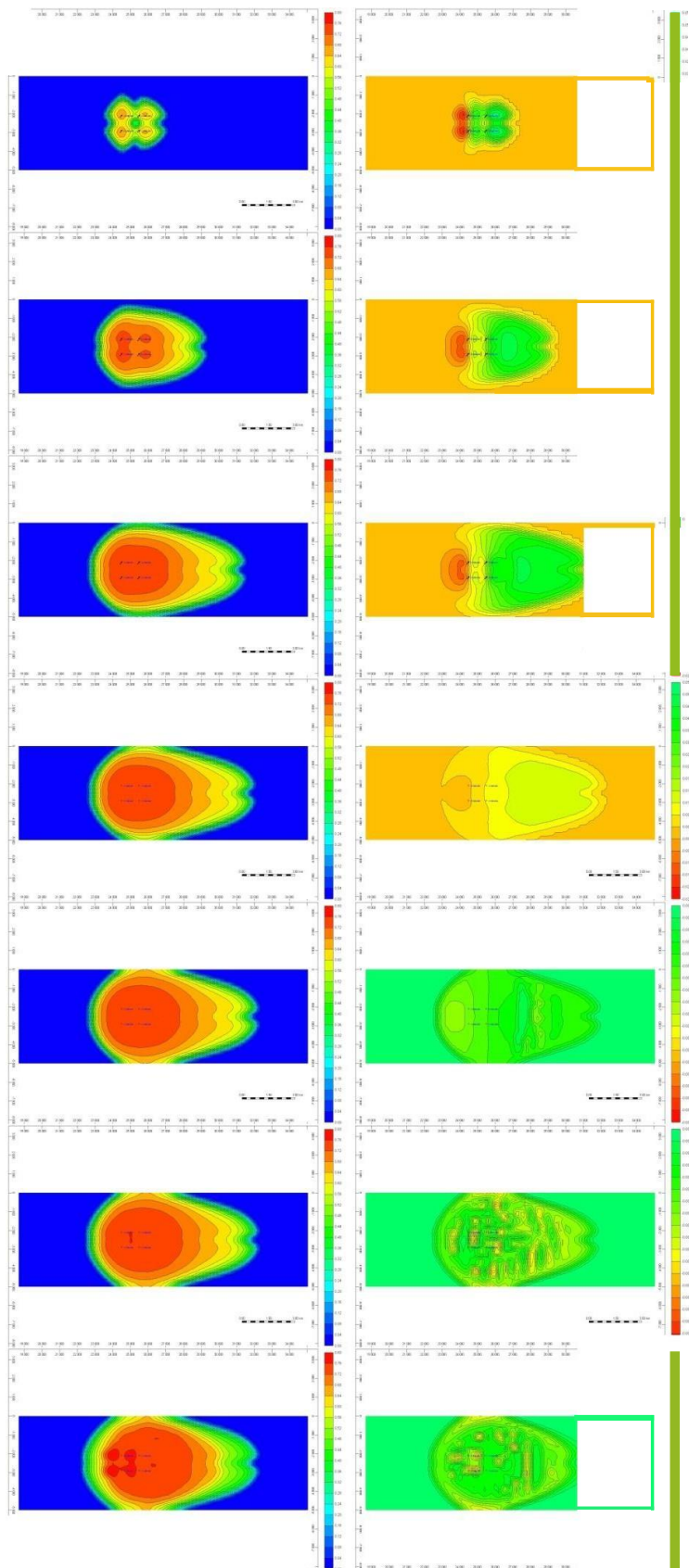


Fig. 1.1.34_8 Zmiana nasycenia gazem oraz prędkości gazu w stropie warstwy (po 10, 30 i 50 latach zatłaczania oraz po 10, 50, 100 i 250 latach po zakończeniu zatłaczania)
9-106

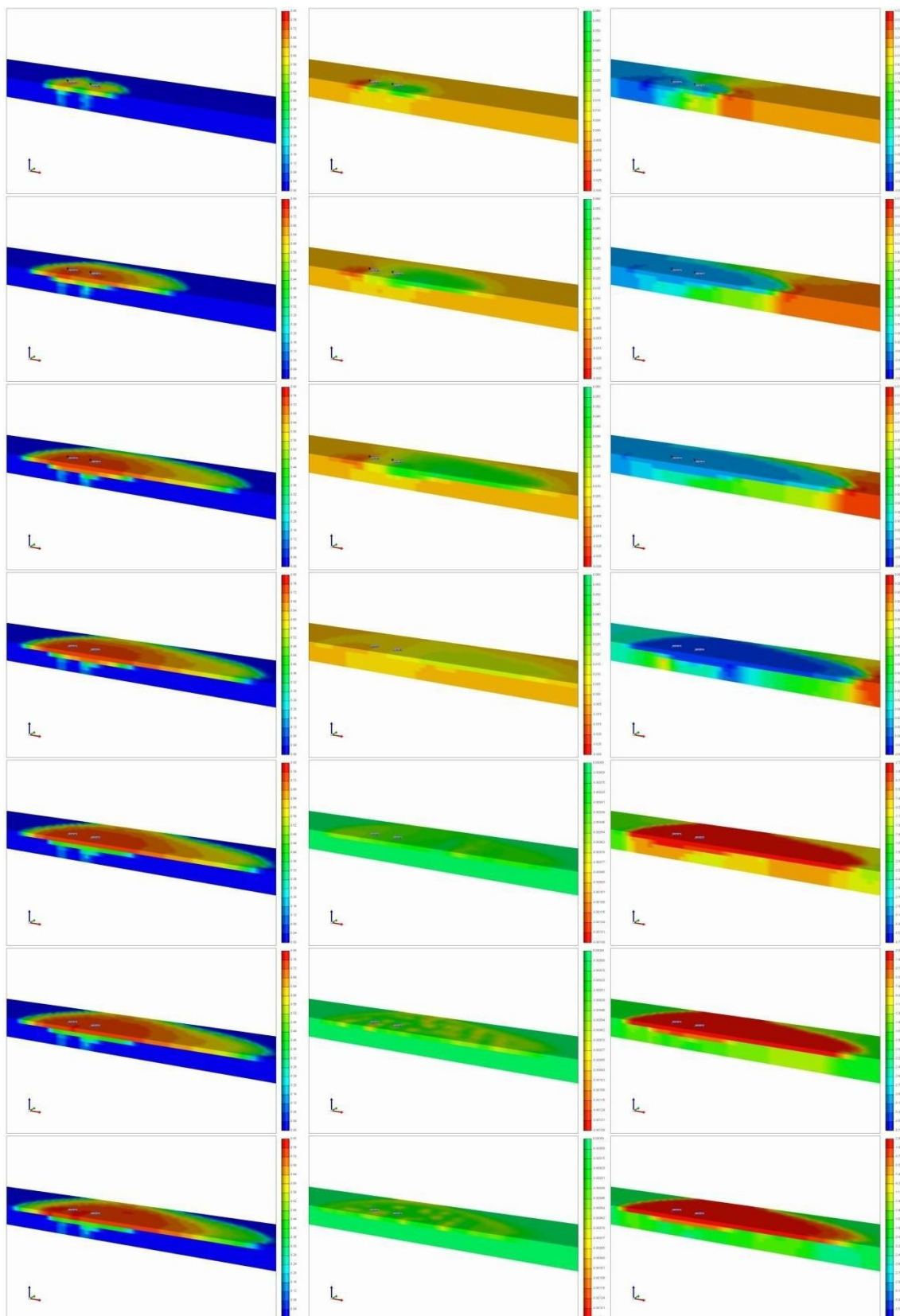


Fig. 1.1.34_9 Zmiana nasycenia gazem, prędkości gazu i wody w stropie warstwy i przekroju równoległym do kierunku przepływu wody (po 10, 30 i 50 latach zatłaczania oraz po 10, 50, 100 i 250 latach po zakończeniu zatłaczania)