

Spis treści

Spis treści.....	1
1.1.6 CHARAKTERYSTYKA HYDROGEOLOGICZNA FORMACJI WODONOŚNYCH I GEOCHEMICZNA PŁYNÓW ZŁOŻOWYCH	4
Rejon I - Bełchatów.....	4
Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO ₂ ze skałami	4
Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów.....	4
Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów.....	9
Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO ₂	12
Głębokość występowania strefy wymiany (mieszania) się solanek i wód słodkich	18
Rejon II - GZW.....	20
Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO ₂ ze skałami	20
Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów.....	21
Charakterystyka danych hydrogeologicznych i hydrochemicznych.....	31
Rejon III - Mazowsze.....	45
Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO ₂ ze skałami	45
Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów.....	46
Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów.....	67
Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO ₂	73
Rejon IV - brzeżna strefa Karpat i Zapadliska Przedkarpackiego.....	77
Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO ₂ ze skałami	77
Charakterystyka hydrodynamiczna potencjalnych formacji kolektorskich.....	78
Charakterystyka składu chemicznego wód podziemnych.....	97
Rejon V - Lubelszczyzna (i Podlasie)	115
Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO ₂ ze skałami	115
Charakterystyka hydrogeochemiczna i hydrodynamiczna kolektorów	116

Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO ₂	126
Rejon VI - Wielkopolska - Kujawy	130
Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO ₂ ze skałami	130
Charakterystyka hydrogeochemiczna i hydrodynamiczna kolektorów	131
Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO ₂	156
Rejon VII - NW Polska	159
Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO ₂ ze skałami	159
Charakterystyka hydrogeochemiczna i hydrodynamiczna kolektorów	160
Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO ₂	179
Rejon VIII - Łeba-Bałtyk oraz NE Polska	183
Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO ₂ ze skałami	183
Charakterystyka hydrogeochemiczna i hydrodynamiczna kolektorów	184
Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO ₂	204
Parametry zbiornikowe i symulacje złożowe – potencjał składowania (1.1.25 - AGH)	208
Rejon I - Bełchatów	208
Pozostałe rejony	214
Modelowanie procesów reakcji CO ₂ - skała	232
Długotrwałe modelowanie efektów zatłaczania dwutlenku węgla do złoża przy użyciu Tough React	245
Charakterystyka hydrogeochemiczna płynów złożowych (1.1.30 - INiG)	249
Metodyka konstrukcji map	280
Charakterystyka formacji wodonośnych GZW i chemizmu płynów złożowych w pokładach węgla (1.1.31 - GIG)	292
Charakterystyka formacji wodonośnych GZW	293
Chemizm wód w rejonie wytypowanych składowisk	294
Prognozowana mineralizacja wód na głębokościach do 2000 m p.p.t.	309
Prognozowana zawartość wapnia i magnezu w wodach do głębokości 2000 m p.p.t.	310

1.1.6 CHARAKTERYSTYKA HYDROGEOLOGICZNA FORMACJI WODONOŚNYCH I GEOCHEMICZNA PŁYNÓW ZŁOŻOWYCH

Rejon I - Bełchatów

Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO₂ ze skałami

Temp °C	pH	Na ⁺ mol/kg _{H2O}	K ⁺ mol/kg _{H2O}	Ca ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Mg ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Sr ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Fe ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Al ⁺⁺⁺ mol/kg _{H2O}
60	4.6	3.27	1.16 · 10 ⁻²	7.57 · 10 ⁻²	3.13 · 10 ⁻²	1.48 · 10 ⁻³	6.40 · 10 ⁻⁴	1.50 · 10 ⁻⁸
gęstość g/l		Cl ⁻ mol/kg _{H2O}	SO ₄ ⁻ mol/kg _{H2O}	Br ⁻ mol/kg _{H2O}	Alk (OH) eq/kg _{H2O}			SiO ₂ mol/kg _{H2O}
1.13		4.8	7.63 · 10 ⁻³	2.01 · 10 ⁻³	1.35 · 10 ⁻³			3.37 · 10 ⁻⁴

Tabela 1.1.6_1 Przykładowy, typowy skład i parametry solanki przyjmowane w modelowaniach hydrogeochemicznych (Chadwick et al., 2006)

Obecność CO₂ rozpuszczonego w solance powoduje że jej odczyn pH jest coraz bardziej kwaśny. Według dotychczasowych badań (Chadwick et al., 2006) przy reakcjach solanki z rozpuszczonym CO₂ a skałą najistotniejsze są zjawiska rozpuszczania i wytrącania kalcytu (w mniejszym stopniu innych węglanów), rozkładu plagioklazów (w szczególności albitu na dawsonit i krzemionkę), rozkładu minerałów ilastych (szczególnie chlorytu, który w obecności rozpuszczonego kalcytu rozkłada się na syderyt, dolomit, kaolinit i krzemionkę) oraz miki (muskowitu, który w obecności rozpuszczonej krzemionki rozkłada się na skałę potasowy i kaolinit). Wszystkie te zjawiska zachodzą jednocześnie, jednakże w różnym natężeniu i tempie (kalcyt reaguje najszybciej, mika najwolniej), stąd też niełatwo jest przewidzieć ich wzajemne oddziaływanie. Stąd właśnie informacje o obecności jonów i pierwiastków wymienionych w **Tabeli 1.1.6_1** są w istotne dla przewidywania i symulacji procesów geochemicznych zachodzących przy i po zatłaczaniu dwutlenku węgla do górotworu (np. obecność Na⁺, Ca⁺, Mg⁺², SO₄⁻).

Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów

(Jadwiga Wagner)

Analizie poddano wyniki badań polowych wykonane wybranych otworach w latach 60, 70 i 80-tych minionego wieku. Wszystkie badania polowe wykonano w profilu geologicznym w interwale głębokości 1000-3500m.

Badania polowe próbnikiem złoża wykonano w czasie głębiania otworu:

- zapięcie kablowego próbnika złoża (niekiedy nieudane) oraz
- zapięcie rurowego próbnika złoża po zakończeniu wiercenia. Następnie likwidowano kolejne interwały badań za pomocą korka aluminiowego/cementowego w otworze.

Poziomy do badań uruchomiono przez torpedowanie (np. retyk) i hydroperforację (np. lias).

Poziom zbiornikowy opróbowywano zwykle pod butem rur, lub udostępniony był przez perforację rur lub ich obciążenie. Po wykonaniu badań otwory likwidowano przez cementowanie.

W strefie aktywnej wymiany wód podziemnych omawianego obszaru, o głębokości szacowanej na około 100-120 m, znajduje się pięć pięter wodonośnych: jury, kredy, paleogenu i neogenu oraz czwartorzędu.

Piętro czwartorzędowe występuje na całym omawianym obszarze, przykrywając płaszczem o zmiennej miąższości, od kilku do kilkudziesięciu metrów, starsze piętra wodonośne mezozoiku zapadające pod niewielkim kątem w kierunku NW. Warstwę wodonośną budują piaski i żwiry, zalegające w różnym położeniu w stosunku do glin zwałowych (na glinach, między glinami, pod glinami) zlodowacenia środkowopolskiego. Charakter zwierciadła wody jest zmienny: jest ono swobodne, niekiedy lokalnie napięte, przy czym ciśnienie wód przyjmuje wartość do 0,05 MPa. Wydajność studni przeważnie waha się od 30 do 50 m³/h.

Piętro paleogenu i neogenu występuje na południowym- zachodzie obszaru Bełchatowa, przykrywając płaszczem o zmiennej miąższości starsze piętra wodonośne mezozoiku. Warstwę wodonośną, obecną na głębokości od 40 do 90 m, budują głównie piaski kwarcowe, niekiedy piaskowce, przykryte piaskami, lokalnie glinami zwałowymi czwartorzędu. Charakter zwierciadła wody jest zmienny: na ogół swobodne, lokalnie napięte, przy czym ciśnienie wód przyjmuje wartość do 0,05 MPa. W rejonie Bełchatowa wydajność studni przeważnie waha się od 10 do 20 m³/h (w utworach pliocenu), a do 50 m³/h i więcej (w utworach oligocenu).

Poziom górnej kredy zalega w profilu geologicznym w północno-wschodniej oraz zachodniej rubieżach regionu Bełchatowa bezpośrednio pod czwartorzędem. Poziom szczelinowo- krasowy budują wapienie i margle na głębokości od 60 do 120 m prowadzące wody pod ciśnieniem do 0,5 MPa. Studnie charakteryzują się wydajnością 30-70 m³/h. Wapienie, margle i opoki występują na głębokości od kilku do 100 m. Wody szczelinowe pozostają pod ciśnieniem do 1MPa. Wydajność studni 10- 60 m³/h, lokalnie od kilku do 200 m³/h.

Poziom dolnej kredy zalega w profilu geologicznym we wschodniej części badanego regionu bezpośrednio pod czwartorzędem. Poziom porowo- szczelinowy, budują piaski i piaskowce położone na głębokości od kilku do kilkuset metrów, prowadzący wody pod ciśnieniem do kilku MPa. Studnie charakteryzują się wydajnością 15-80 m³/h, sporadycznie do 140 m³/h.

Poziom jury górnej zalega w profilu geologicznym w północnej części badanego obszaru bezpośrednio pod czwartorzędem. Poziom szczelinowo- krasowy budują wapień oolitowe z krzemieniami. Wody występują pod ciśnieniem. Wydajność pojedynczej studni pozostaje w przedziale 10-30 m³/h, natomiast w części południowej jest wyższa, mieści się w przedziale wartości 70- 150 m³/h. Miąższość utworów jury górnej jest zredukowana na kontakcie z obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich oraz w pobliżu i na lokalnych strukturach solnych. W niecce mogileńskiej położonej na NW rubieży stwierdzono maksymalne miąższości do 880 m oraz głębokość występowania jury górnej do 3300 m (Bojarski, 1996). Gradienty ciśnień są bardzo niskie i przyjmują wartość około 1,0 MPa/10 m. Jedynie w obrębie struktur solnych (okolice miejscowości Dębina, Zgierz) są nieco wyższe.

Poziomy jury dolnej i środkowej wykształcone są w postaci piaskowców i mułowców z przeławieniami łupków oraz wapieni i zlepieńców (jura dolna) i piaskowce i mułowce z wkładkami iłów i syderytów, iły, piaskowce i mułowce z wkładkami margli i zlepieńców (jura środkowa). Poziomy wodonośny, ujęte studniami, na głębokości od 20 do 110 m. Wody pozostają pod ciśnieniem do 0,9 MPa. Obecne są liczne źródła. Wydajności pojedynczej studni wynosi 10-30 m³/h, w części południowej osiągają 70-150 m³/h.. Utwory jury dolnej wykształcone są w pełni w postaci kilku naprzemianległych serii piaskowcowych i mułowcowo-ilastych. W centralnej części niecki łódzko- mogileńsko- szczecińskiej, utwory liasu mają największe miąższości do 1150 m i sięgają do głębokości około 3350 m (Bojarski, 1996). Całkowitej redukcji ulegają one w obrębie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Wysady solne redukują lub podnoszą utwory liasu, stwarzając korzystniejsze warunki dla przemieszczania się wód i solanek (Prochazka, 1974). Bardzo dobre własności zbiornikowe piaskowców jury dolnej powodują na skłonach obszarów alimentacyjnych głęboki zasięg wód infiltracyjnych. Bardzo niskie wartości ciśnienia o gradientach 0,95-1,06 x 10³ hPa/10m, stwarzają korzystne warunki do ascenzyjnego przemieszczania się solanek (Bojarski, Płochniewski i in., 1990). Wody zwykłe o znaczeniu użytkowym, udokumentowane głębokimi otworami i ujęte studniami występują na dużym obszarze w obrębie południowej części basenu liasowego. W rejonie Dymek-Gomunice, solanki występują zaledwie kilka kilometrów od obszaru wód zwykłych. Duża różnica mineralizacji i ciśnień pomiędzy triasem a jurą dolną stwarza możliwość wertykalnego przenikania solanek.

Poziom górnotriasowy (retyk) wykształcony jest w postaci wodonośnych iłowców i mułowców z wkładkami piaskowców. Ich przepuszczalność, głównie szczelinowa, maleje wraz z głębokością. Ośrodek skalny, tylko dzięki szczelinom otwartym i drożnym, jest wodonośny do głębokości ok. 100- 120 m. Głębiej zaciskanie szczelin powoduje, że skały stają się nieprzepuszczalne. Zwierciadło wody jest napięte przez półprzepuszczalne ogniwa triasu i jury. Wydajność studni waha się na ogół poniżej 10 m³/h.

Poziom dolnego i środkowego triasu (pstry piaskowiec i wapień muszlowy) zalega w profilu geologicznym poniżej poziomu górnotriasowego. Poziom wodonośny zbudowany jest z piaskowców, mułowców, iłowców z wkładkami zlepieńców. Pstry piaskowiec górny - kajper jest reprezentowany przez serię mułowcowo-ilastą z wkładkami wapieni. Trias jest reprezentowany przez piaskowce o średniej przepuszczalności typu porowego, zaliczane do piaskowca pstrego. Utwory triasu zalegają na głębokości około 1500- 5000 m. Największe stwierdzone miąższości wynoszą około 2300 m. W brzeżnych częściach basenu utwory triasu występują kilkaset metrów od powierzchni terenu, a ich miąższość ulega znacznej redukcji, do kilkudziesięciu metrów. Utwory triasu, a w szczególności utwory piaskowca pstrego środkowego przebite są całkowicie lub częściowo licznymi strukturami solnymi, które mogą mieć wpływ na wysoką mineralizację wód wgłębnych. Struktury solne i wysady solne przebijające utwory mezozoiku i neogenu ciągną się strefą o przebiegu NW-SE wzdłuż niecki szczecińsko- mogileńsko- łódzkiej (Bojarski, 1996). Warunki ciśnieniowe

pomiędzy dolomitem głównym a piaskowcem pstrym są stabilne. Wąska strefa ciśnień o gradientach $1,35 \times 10^3 - 1,49$ MPa/10m ciągnie się równolegle do dużej struktury solnej Kłodawy (na północ od omawianego obszaru) i jest z nią genetycznie związana. (Bojarski, 1996).

Parametry hydrogeologiczne występujących w omawianym obszarze warstw wodonośnych kredy, jury i zalegające głębiej triasu są zróżnicowane, niekiedy w granicach tych samych poziomów wodonośnych. Określono je na podstawie badań laboratoryjnych rdzenia skały według danych archiwalnych i badań z 2009 r.

Tabela 1.1.6_2 Parametry hydrogeologiczne w piętrze wodonośnym jury w otworach z rejonu Bełchatowa

Stratygrafia	Ośrodek skalny	Porowatość [%]	Porowatość z badań laborator. w 2009 r. [%]	Przepuszczalność [mD]
Jura górna	wapień	1,00-16,89		150
Jura środkowa	piaskowce mułowce iłowce	1,29-21,25 2,57-6,74 0,17-2,58	średnia 13,3 zakres: 1,1 – 25,3 (maks - Niechmirów IG1)	42 2,7
Jura dolna	piaskowce iłowce	2,97-16,96 0,17-2,58	średnia 14,3 zakres 0,5 – 31,5 (maks - Kalisz IG1)	231

Tabela 1.1.6_3 Parametry hydrogeologiczne w piętrze wodonośnym triasu w otworach z rejonu Bełchatowa

Nazwa otworu	Trias górny nierozdzielony	Trias górny Retyk	Trias górny Kajper	Trias środkowy	Trias dolny
Biała Wielka IG1	n 1-5% k b.o.				
Bełchatów 6	n 6,6-16,7% k 1,6mD	n 0,75% k 34,5mD		n 11,5% k b.o.	n 0,3-8,3 k b.o.
Kalisz IG 1	n 1-2% k b.o.	1-20% k b.o.	b.o.	N 2,6 – 3,0%	
Stuzianna IG 2	n 1,50-19,2% k 0,7-11,6mD	n 5,0-19,2% k 0,7-11,6mD	n 1,4-8,7% k 0,07-1,0mD	n 1,4-8,7% k 0,07-1,0mD	n 0,70-8,3% k 0,5-31,4mD
Badania laboratoryjne w 2009 r	n śr. 9,6 % 0,7 – 25,6 %				n śr. 6,9 % 0,9 – 26,8 %

n porowatość [%], k przepuszczalność [mD], .o. brak oznaczeń

Piaskowce liasu (Tabela 1.1.6_2) charakteryzują się średnią porowatością wynoszącą według danych archiwalnych 3- 17%, a według badań laboratoryjnych z 2009 r. (zadanie 1.3.2 - INiG) 0,5 – 31,5 % przy średniej (ważonej) 14,3 %. Mają zmienną przepuszczalność, od nieprzepuszczalnych do przepuszczalnych (231 mD). Z uwagi na rozsypliwłość piaskowców liasu zdarzały się sytuacje, podczas badań, gdy nie oznaczono przepuszczalności. Odsączalność piaskowców nie była niestety w w/w latach badana laboratoryjnie. Piaskowce doggeru charakteryzują się średnią porowatością, która wynosi według danych archiwalnych 1,3- 21%, a według badań laboratoryjnych w 2009 r. 1,1 – 24,6% przy średniej 13,3 %. Są to skały o bardzo zmiennej przepuszczalności od nieprzepuszczalnych do półprzepuszczalnych (42 mD).

Wapienie malmu są skałami o małej i średniej porowatości (4,5-17%) i są skałami od nieprzepuszczalnych do słabo przepuszczalnych (do ok. 150 mD). W poszczególnych otworach głębokich stwierdzono piaskowce o wyjątkowo korzystnych parametrach zbiornikowych, np. Tuszyn 9 (gł. 2550m), Lutomiersk 3 (gł. 2470m), Kalisz IG1 (gł. 1152 m) i Niechmirów IG1 (gł. 823,8 m).

W utworach triasowych (Tabela 1.1.6_3) porowatość na ogół jest mała i średnia, rzadko przekracza wartość 15%. Dla triasu górnego z badań laboratoryjnych uzyskano wartości od 0,7 do 25,6 % przy średniej 9,6%, a dla triasu dolnego od 0,9 do 26,8 % przy średniej 6,9 %. Współczynnik filtracji, rzadko oznaczony na próbkach rdzenia, świadczy o występowaniu w profilu skał półprzepuszczalnych. Gradient ciśnienia złożowego w głębokich poziomach przekracza gradient ciśnienia hydrostatycznego. Ruch wód w stropowych ogniwach triasu odbywa się pod wpływem ciśnień hydrostatycznych, natomiast w głębokich poziomach triasu ruch wód jest uzależniony od ciśnień geostatycznych i geodynamicznych.

Zasilanie i drenaż wód podziemnych. Zasilanie odbywa się przez infiltrację opadów atmosferycznych na wychodniach oraz poprzez słabo przepuszczalny nadkład. Moduł infiltracji efektywnej jest bardzo zróżnicowany przestrzennie. Wartość jego zależy od wielkości opadów i przepuszczalności skał odślanających się na powierzchni terenu. Moduł odpływu podziemnego w zlewni dolnej Pilicy wynosi 271 m³/d*km² (Herbich, Dąbrowski, Nowakowski, 2003). Hydrogeologicznie omawiany obszar leży w zlewni Pilicy i Warty. Naturalnymi strefami drenażu są dopływy w/w rzek, a dla głębiej położonych warstw wodonośnych są w/w rzeki. Funkcję drenażu pełnią ponadto liczne ujęcia wód podziemnych.

Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów

(Lidia Razowska-Jaworek)

Procesy przemian chemicznych wód i ich przemieszczania się w głębokich poziomach geologicznych zachodzą na ogół w czasie geologicznym i obecnie są trudno zauważalne. Jednak w przypadku wyraźnego zaburzenia reżimu hydrodynamicznego wywołanego na przykład bardzo dużym obniżeniem się zwierciadła wody przez intensywną eksploatację lub odwadnianie kopalń może nastąpić wyrównywanie się ciśnień przez dopływ solanek z głębszych części basenu. Tąpnięcia górnicze lub inne ruchy masywu skalnego mogą spowodować odnowienie się starych szczelin tektonicznych i uruchomienie przepływu ku powierzchni, przez pionowe drogi krążenia. Najbardziej niebezpieczny jest przepływ typu lateralnego z głębszej do płytszej części basenu, mniej niebezpieczny, ale gwałtowniejszy jest przepływ typu wertykalnego bezpośrednio z podłoża oraz w aureoli wysadów solnych typu lateralno-wertykalnego; Macioszczyk (1971) i Bojarski (1996).

W celu opracowania charakterystyki hydrogeochemicznej dokonano analizy składu chemicznego wód z 79 otworów i wykonano uproszczone modelowanie analiz chemicznych wód za pomocą programu Wateval (Rock source deduction), oraz obliczono wybrane wskaźniki hydrochemiczne (Na/Cl i Cl/Br). Po zestawieniu tych danych dokonano ich interpretacji czyli oceny stopnia zmetamorfizowania wód będącego wskaźnikiem szczelności kolektora. (Tabela 1.1.6_4)

Charakterystykę hydrogeochemiczną kolektorów mezozoicznych przeprowadzono dla poziomów zbiornikowych występujących w profilu stratygraficznym regionu Bełchatowa spełniających podstawowe kryteria dla lokowania CO₂. Są to: głębokość 800 – 4000 m, miąższość ponad 20 m i obecność izolującego nadkładu. Te warunki spełniają utwory jury środkowej i dolnej oraz triasu górnego i dolnego.

Poziomy wodonośne kredy dolnej i jury górnej zostały wykluczone. W basenie niecki łódzkiej poziom górnourajski eksploatowany jest od wielu lat bardzo intensywnie, co doprowadziło do znacznego obniżenia zwierciadła wody i zaburzenia reżimu hydrodynamicznego. Wody słodkie, o mineralizacji 0,4 g/l sięgają tu do głębokości około 1700 m, a najgłębsze studnie z ujęciami wód do około 900 m. Natomiast w utworach jury górnej, w rejonie Sarnów-Nadaje, zaledwie 250 m głębiej, mineralizacja wód jest większa o 80-115 g/l, a różnica ciśnień wynosi 45 MPa. W przypadku odnowienia się szczelin na skłonach istniejących tu wgłębnym struktur solnych może nastąpić przepływ pionowy wód górnourajskich ku powierzchni, co wyklucza możliwość składowania CO₂.

Tabela 1.1.6_4 Skład fizyko-chemiczny wód głębokich poziomów wodonośnych w rejonie Bełchatowa

	Ciężar właściwy	Mineralizacja	Cl	Na	Ca	Br	Wskaźnik Na/Cl	Interpretacja
	g/cm ³	g/l				mg/l		
Jura środkowa (n=20)								
średnia	1,001	17,2	10,35	7,46	1,55	100,5	0,87-1,27	1-2
maksimum	1,082	111,4	69,86	33,43	17,42	161,9		
minimum	1,013	1,2	0,124	0,036	0,027	6,6		
Jura dolna (n=18)								
średnia	1,017	23,2	14,071	7,46	1,55	151,8	0,84-1,014	3-4
maksimum	1,093	127,0	75,58	33,43	17,42	747,6		
minimum	1,001	0,46	0,07	0,036	0,027	0,06		
Trias górny (n=24)								
średnia	1,034	52,94	33,19	16,84	4,35	471,2	0,59-1,006	3-6
maksimum	1,149	167,2	95,85	54,95	20,2	1280,0		
minimum	1,003	6,0	3,19	2,07	0,12	22,0		
Trias dolny (n=11)								
średnia	1,162	235,5	142,9	55,37	26,08	714,6	0,58-0,90	5-6
maksimum	1,254	370,7	223,7	82,11	69,7	1963,4		
minimum	1,073	104,9	60,8	27,49	6,81	156,6		

Jura środkowa

Mineralizacja wód doggeru jest bardzo zróżnicowana i waha się od 1,2 do 111 g/l, przy średniej 17,2 g/l. Ciężar właściwy wynosi od 1,013 do 1,082 g/cm³. Solanki jury środkowej charakteryzują się nieznacznym stopniem przemian chemicznych przy Na/Cl = 0,87-1,27, co świadczy o kontakcie z wodami infiltracyjnymi. Zawartości Na wynoszą od 0,04 do 33,4 g/l, średnio 7,5 g/l, Cl wynoszą od 0,12 do 69,9 g/l, średnio 10,3 g/l.

Jura dolna

Bardzo dobre właściwości zbiornikowe piaskowców jury dolnej powodują na skłonach obszarów alimentacyjnych głęboki zasięg wód infiltracyjnych. Mineralizacja wód liasu jest przeciętnie większa od wód doggeru i waha się od 0,5 do 127 g/l, przy średniej 23,2 g/l. Solanki jury dolnej charakteryzują się na słabym i średnim stopniem przemian chemicznych przy Na/Cl = 0,84-1,01, co oznacza ograniczony kontakt z wodami infiltracyjnymi. W składzie solanek dominują Na i Cl, które wynoszą 0,04-33,4 g/l i 0,07-75,6 g/l, przy średnich dla Na 7,5 g/l, a dla Cl 14 g/l. Utwory jury dolnej charakteryzują się bardzo niskimi wartościami ciśnienia o gradientach $G = 0,95-1,06$ MPa/10 m, co nie stwarza zagrożenia dla pionowego (ascensyjnego) przemieszczania się solanek (Bojarski, Płochniewski i in., 1990). Nieznaczny przepływ typu lateralnego może następować w czasie geologicznym od centralnych części niecki ku jego brzegom. Wynika to ze zbyt małych różnic gradientów ciśnień i dość dużej odległości solanek o mineralizacji 100 g/l od granicy wód zwykłych. Najbardziej predysponowany do przepływu wód z głębszych części basenu rejon Dymek-Gomunice, gdzie solanki występują zaledwie kilka kilometrów od obszaru wód zwykłych.

W utworach jury dolnej nie stwierdzono zależności mineralizacji od głębokości (Fig.1.1.6_1).

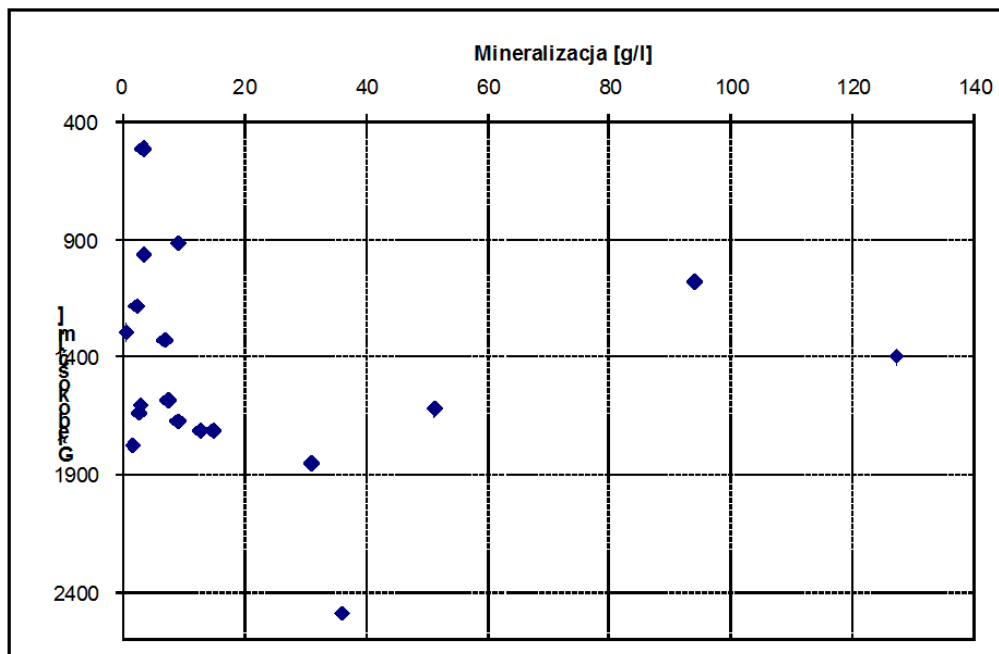


Fig. 1.1.6_1 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu poziomu jury dolnej w rejonie Bełchatowa

Trias górny

Mineralizacja wód waha się w granicach: od 6 g/l do 167,2 g/l, średnio 53 g/l, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych. Zawartości Na wynoszą od 2 do 55 g/l, średnio 16,8 g/l, Cl wynoszą od 3,2 do 95,8 g/l, średnio 33,2 g/l. Występują tu głównie solanki reliktowe o wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, przy Na/Cl = 0,59-1, oraz lokalnie solanki genetycznie związane z wtórnym ługowaniem soli kamiennych.

Trias dolny

Mineralizacja wód waha się w granicach: od 105 g/l do 370,7 g/l, średnio 235 g/l, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych. Zawartości Na wynoszą od 27,5 do 82,1 g/l, średnio 55,4 g/l, Cl wynoszą od 60,8 do 223,7 g/l, średnio 142,9 g/l.

Solanki nasycone o bardzo wysokiej mineralizacji od 300 do 370 g/l otoczone aureolą solanek o mineralizacji 200-300 g/l występują na prawie całym badanym obszarze. Występują tu również solanki reliktowe o wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, przy Na/Cl = 0,59-0,90, oraz lokalnie solanki genetycznie związane z wtórnym ługowaniem soli kamiennych. Bardzo wysoką mineralizację solanek, 350-377 g/l, stwierdzono w zachodniej części niecki łódzkiej (Bojarski, 1996).

Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO₂
(Lidia Razowska-Jaworek)

Występowanie solanek reliktowych o wysokim stopniu zaawansowania procesów przemian chemicznych, w tym wymiany jonowej, może świadczyć o istnieniu korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Tabela 1.1.6_5 Charakterystyka typów genetycznych wód i warunków do lokowania CO₂

Typ genetyczny	Stopień metamorfizmu i izolacji wód	Warunki do lokowania CO ₂
1	Wskaźnik Na/Cl >1 i/lub niska mineralizacja (M<3 g/l). Strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, wody współczesne.	nie można lokować (brak szczelności)
2	Wskaźnik Na/Cl >1, strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, ale wysoka mineralizacja i typ Cl-Na świadczą o ługowaniu pokładów soli.	interpretacja niepewna.
3	Wskaźnik Na/Cl 0,85-0,99, wysoka mineralizacja. Kontakt z wodami infiltracyjnymi istnieje, ale jest utrudniony, przepływ powolny, słaba wymiana. Kolektor rozszczelniony.	lokowanie warunkowe, po szczegółowym rozpoznaniu kolektora
4	Wskaźnik Na/Cl 0,66-0,84, wysoka mineralizacja. Dobra, długo trwająca izolacja, wody reliktowe, przepływ może być, ale znikomy, dobra szczelność kolektora, ale nie zupełna.	korzystne warunki do lokowania
5	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br 400-1000, bardzo wysoka mineralizacja. Wody reliktowe, bardzo dobra szczelność kolektora, ale są przesłanki świadczące o zmieszaniu wód z wodami młodszymi (w czasie geologicznym).	bardzo korzystne warunki do lokowania
6	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br <400, bardzo wysoka mineralizacja. Całkowita izolacja, wody reliktowe, stagnujące, bardzo szczelny kolektor.	najlepsze warunki do lokowania

Tabela 1.1.6_6 Typy genetyczne wód formacyjnych w otworach w rejonie Bełchatowa

Nazwa otworu	X	Y	Wiek	Strop	Spag	Q	Miner	CW	Na/Cl	Cl/Br	Klasa
Bełchatów 10	528968	394538	J1	1670	1680	0,02	9,20	1,01	0,97		3
Bełchatów 10	528968	394538	J2	1500	1505	0,03	2,00	1,01			1
Bełchatów 10	528968	394538	T3	1752	1763	0,02	21,50	1,01	0,93		3
Bełchatów 11	529337	393306	J1	1607	1615	0,03	3,00	1			1
Bełchatów 11	529337	393306	J2	1508	1515	0,2	3,10	1	1,16		1
Bełchatów 11	529337	393306	T3	1745	1750	0,2	32,40	1,02	0,89		3
Bełchatów 7	528478	391411	J2	1548	1555		16,90	1,01			3
Bełchatów 7	528478	391411	T3	1618	1627	1,3	6,00	1			2
Bełchatów 7	528478	391411	T3	1644	1652	3,1	8,00	1,01	1,01		1
Bełchatów 9	527821	395888	J1	1850	1855	0,01	30,90	1,02	0,90	290272,9	3
Bełchatów 9	527821	395888	T3	1938	1942	0,03	68,60	1,05	0,81		4
Bełchatów Geo4	545273	382604	J2	1360	1375		17,59	1,01	1,02		2
Bełchatów Geo4	545273	382604	J3	783	817		1,37	1			1
Budziszewice IG1	560923	426721	J1	1325	1355	9	7,09	1,01	0,96	194,0	3
Budziszewice IG1	560923	426721	T1	3436	3497	0,12	104,90	1,07	0,70	388,0	5
Buków 1	558167	418227	T3	1652	1667		55,94	1,04	0,74		5
Buków 2	561575	414620	T3	2576	2590	0,04	167,20	1,15	0,88	74,9	5
Gidle 2	537648	345454	T1	1973	2078	9,3	151,10	1,11	0,78	169,7	5
Gidle 5	456289	357208	T1	2154	2160	1,5	294,20	1,2	0,70		5
Gidle 5	456289	357208	T3	1685	1725	18,5	19,40	1,01			3
Gomunice 3	527767	369883	J1	960	970	3,5	3,50	1			1
Gomunice 3	527767	369883	J2	815	845	3,3	1,25	1			1
Gomunice 3	527767	369883	T3	1025	1040	3	6,00	1	0,90	161,2	3
Gomunice 4	524102	364950	J1	1297	1312	1,1	0,46	1			1
Gomunice 4	524102	364950	T3	1715	1740	0,4	22,41	1,02			2
Granice 2	546998	354647	J1	1777	1798	0,36	1,61	1			1
Granice 2	546998	354647	J2	1777	1798	0,36	1,61	1			1
Jeżów IG1	570792	434879	J1	1635	1657	3	2,66	1	1,05	178,3	2
Jeżów IG1	570792	434879	T1	2726	3062	0,18	360,00	1,25	0,34	112,0	6
Jeżów IG1	570792	434879	T3	1893	1899	0,06	63,20	1,05	0,69	158,2	5
Kalisz IG1	449397	432078	J1	1185	1205	3,5	2,56	1	0,85	234,8	3
Kamieńsk 1	537745	369580	J3	778	800	1,3	0,20	1			1
Madaje Stare IG1	506546	439366	J3	2178	2198	0,19	96,20	1,07	0,80	442,9	4
Milianów 2	541106	334207	T3	1376	1381	4,8	22,70	1,02	0,66		4
Niechmirów IG 1	489144	392422	J1	1400	1420	6,8	127,00	1,09	0,50	101,1	6
Niechmirów IG 1	489144	392422	T3	1517	1536	6	148,60	1,11	0,49	118,7	6
Ożegów IG 1	496704	371910	T1	2085	2097	0,3	242,00	1,16	0,66	141,6	6
Poddebice IG1			J3	2545	2572	3,43	129,00	1,09	0,82	940,7	4
Radęcin 1			J1	1081	1085	6,9	94,00	1,06	0,93	231,9	3
Radziątków 1	536373	384601	J2	1618	1681	25,4	11,26	1,01			3
Radziątków 1	536373	384601	T3	1618	1681	25,4	11,26	1,01	0,93		3
Radziątków 2	536373	384601	J2	1302	1393	17,3		1,01			
Radziątków 3	536373	384601	J2	1375	1444	18,5	6,51	1	1,09		1
Radziątków 3	536373	384601	T3	2465	2475	0,09		1,08	0,62	202,6	6
Radziątków 5	541573	385075	T3	2375	2400		124,90		0,63		5
Sarnów IG1	508896	442761	J3	2091	2105	2,9	80,00	1,06	0,84	535,2	4
Siomki 1	544149	387598	J2	1766	1823	2,5	30,83	1,02			
Siomki 2	543222	386978	J3	950	985	0,7		1			
Siomki 2	543222	386978	T3	1659	1662	0,48	40,66	1,03	0,83	114,4	4
Szwejki IG3			J2	1620	1650	14,9	8,70	1,01	0,47	601,7	2
Szwejki IG3			T1	3675	3710	1,39	250,40	1,17	0,60	643,8	5
Tuszyn 9	539382	408962	J1	2485	2490	0,03	35,99	1,03	0,84		4
Tuszyn 9	539382	408962	J2	1905	1915	0,9	7,38	1	0,99		3
Wartkowice 1			J3	1683	1696	4,2	62,93	1,04		1671,7	2
Wartkowice 2			J3	1549	1567	5	80,02	1,06	0,86	405,0	2
Wartkowice 3			J2	2142	2170	4,1	111,41	1,08	0,87	525,2	2
Wartkowice 3			J3	1715	1781	5,2	109,21	1,07	0,90	1585,7	2
Wieluń 2	466637	375231	T1	1938	2006	6,6	175,52	1,12		184,5	5
Wieluń 3	480672	369911	T1	1625	1655	0,5	150,90	1,11	0,84		2
Wieluń 6	493532	380896	T1	1995	2002	0,79	326,10	1,22	0,58	391,1	6
Wieluń 6	493532	380896	T3	1533	1553	0,5	108,50	1,08	0,65	151,7	6
Zakrzyn IG1	447245	446556	J1	1620	1640	14	51,25	1,04	0,94		3
Zakrzyn IG1	447245	446556	T1	3300	3316	0,24	370,68	1,25	0,39		6
Zaosie 2	564468	421272	J1	518	533	6,3	3,62	1	0,54		2
Zaosie 3	563068	419865	J1	915	925	1,05	9,10	1,01	0,69		4
Zaosie 3	563068	419865	T3	1202	1355	2,83	21,12	1,02	0,63		6
Zgierz IG1	538349	455131	J2	1915	1930	0,66	61,40	1,04	0,84	226,7	4

Aby ocenić stopień szczelności kolektorów, zastosowano uproszczoną metodykę na podstawie tzw. typów genetycznych wód. Wydzielono 6 typów genetycznych wód ze względu na stopień metamorfizmu wód i izolacji. Typy 1 i 2 to wody strefy aktywnej wymiany (niekorzystne warunki do lokowania CO₂), typy 3 i 4 to wody zmetamorfizowane, ale w kontakcie z wodami infiltracyjnymi w przeszłości, co stwarza słabo lub średnio korzystne warunki do lokowania CO₂, a typy 5 i 6 to wody reliktowe, z bardzo szczelnych kolektorów o bardzo korzystnych warunkach do lokowania CO₂. Dla każdego kolektora, w którym wykonano analizę chemiczną wody, przyporządkowano jeden z 6 typów, co zostało zestawione w tabeli.

Na podstawie stopnia przeobrażenia składu chemicznego wód, wysokości mineralizacji ogólnej (**Tabela 1.1.6_5 i 1.1.6_6**) i wskaźników hydrochemicznych określono genetyczne typy wód obrazujące różne warunki dla składowania CO₂. Podstawą klasyfikacji jest uwzględnienie stopnia zaawansowania procesu wymiany jonowej solanek typu chlorkowo-wapniowego wyrażonego stosunkiem molarnym Na/Cl, wagowym Cl/Br i molarnym SO₄-100/Cl. W warunkach odizolowania poziomów zbiornikowych od strefy wymiany wód następuje spadek wartości stosunku Na/Cl<0,75; Cl/Br<300 i SO₄x100/Cl<1.

Duży wzrost jonu Ca²⁺ przy jednoczesnym spadku zawartości jonu Na⁺ świadczy o istnieniu ukierunkowanego procesu przemian chemicznych i odizolowaniu poziomów, co wiąże się z istnieniem korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Na mapach (**Fig. 1.1.6_2 i 1.1.6_3**), przy każdym otworze zaznaczono symbolem opróbowany poziom stratygraficzny i wskaźnik Na/Cl. Postępujący stopień przemian chemicznych wyrażony niskim stosunkiem Na/Cl (mniejszym od 0,9) świadczy o reliktowym charakterze wód i odizolowaniu ich od strefy wymiany wód. Natomiast występowanie solanek silnie stężonych (powyżej 200 g/l) o zawartości NaCl powyżej 90% lub zawartości jonu Mg²⁺ powyżej 30% mvali świadczy o zachodzących wtórnych procesach ługowania soli kamiennych lub potasowo-magnezowych. Występowanie wód typu HCO₃-Na świadczy o istnieniu wymiany wód w górnej części basenu i słabej izolacji kolektora.

Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

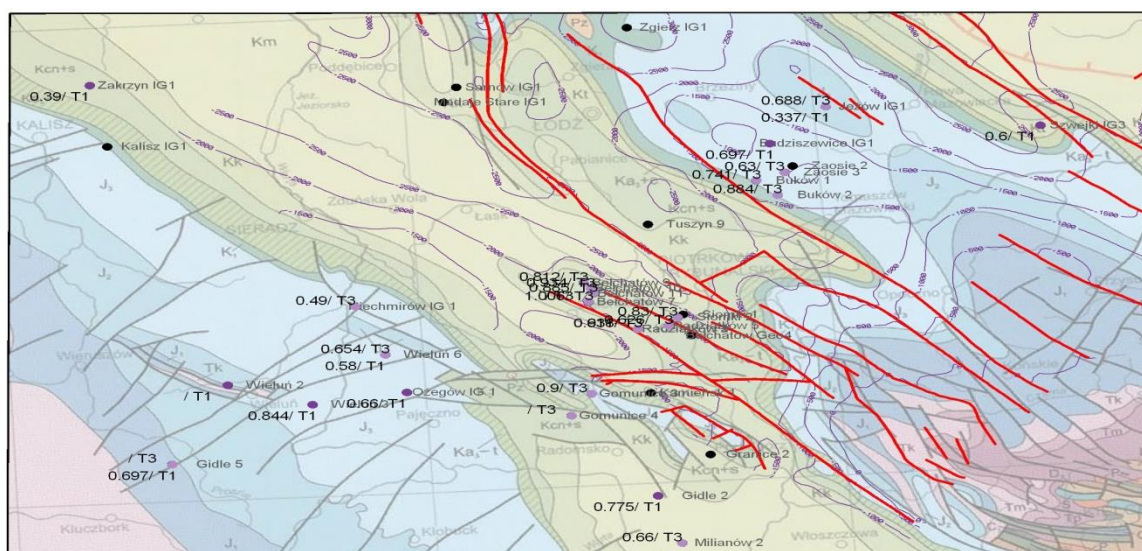


Fig. 1.1.6_2 Wskaźnik Na/Cl w wodach piętra triasowego w rejonie Bełchatowa na tle budowy geologicznej obszaru

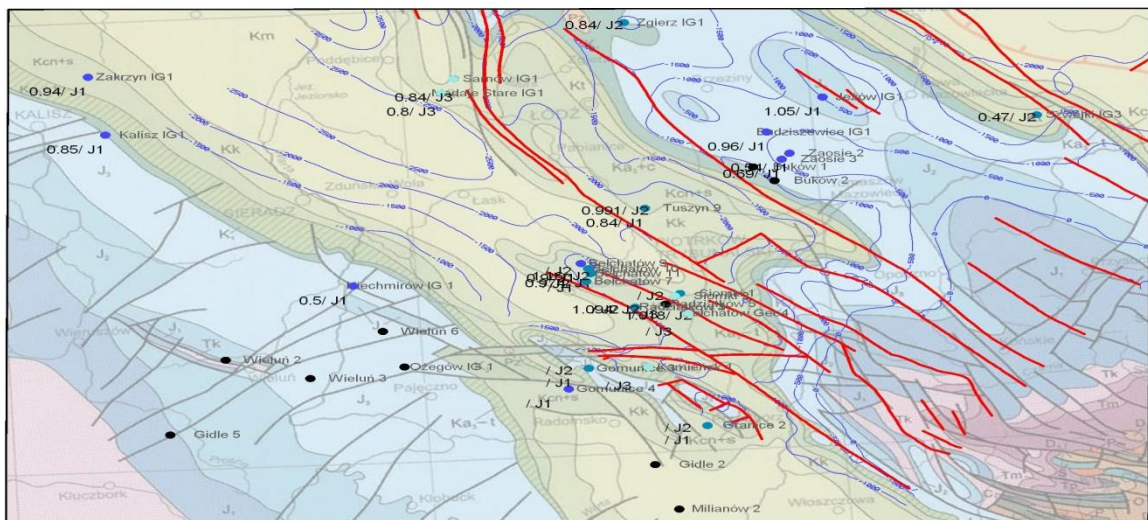


Fig 1.1.6_3 Wskaźnik Na/Cl w wodach piętra jurajskiego w rejonie Bełchatowa na tle budowy geologicznej obszaru

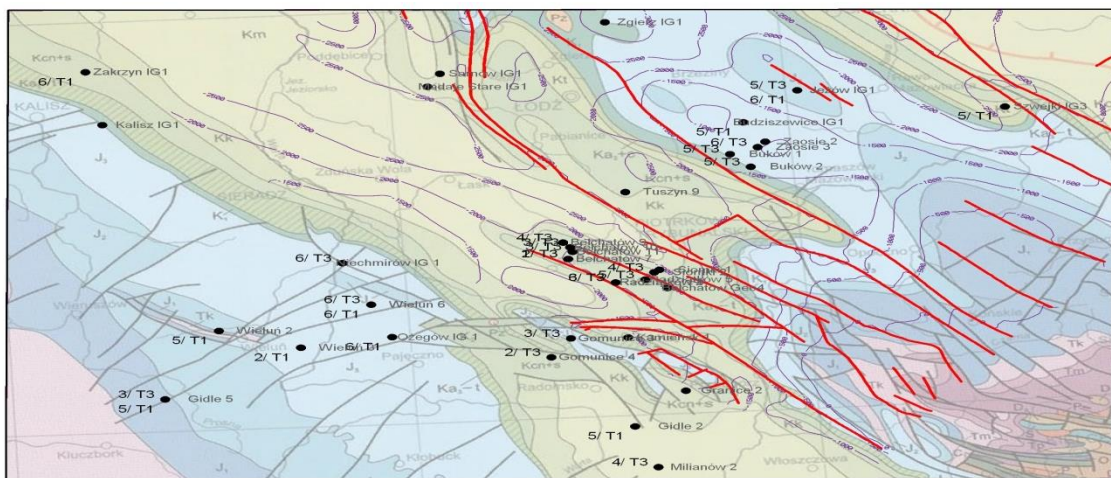


Fig. 1.1.6_4 Typy genetyczne wód piętra triasowego w rejonie Bełchatowa na tle budowy geologicznej obszaru

Na mapach (**Fig 1.1.6_4** i **1.1.6_5**) przy każdym otworze zaznaczono symbolem opróbowany poziom stratygraficzny i typ genetyczny wody, jako wskaźnik stopnia metamorfizmu wód, czyli izolacji kolektora od wód infiltracyjnych.

W utworach triasowych dominują typy genetyczne 5 i 6 czyli wody reliktywne, świadczące o kolektorach o bardzo dobrej szczelności. Jedynie w rejonie samego Bełchatowa i Gomunic są to typy 3 i 2, czyli wody, które miały kontakt z wodami infiltracyjnymi bądź będące pod wpływem wysadów solnych.

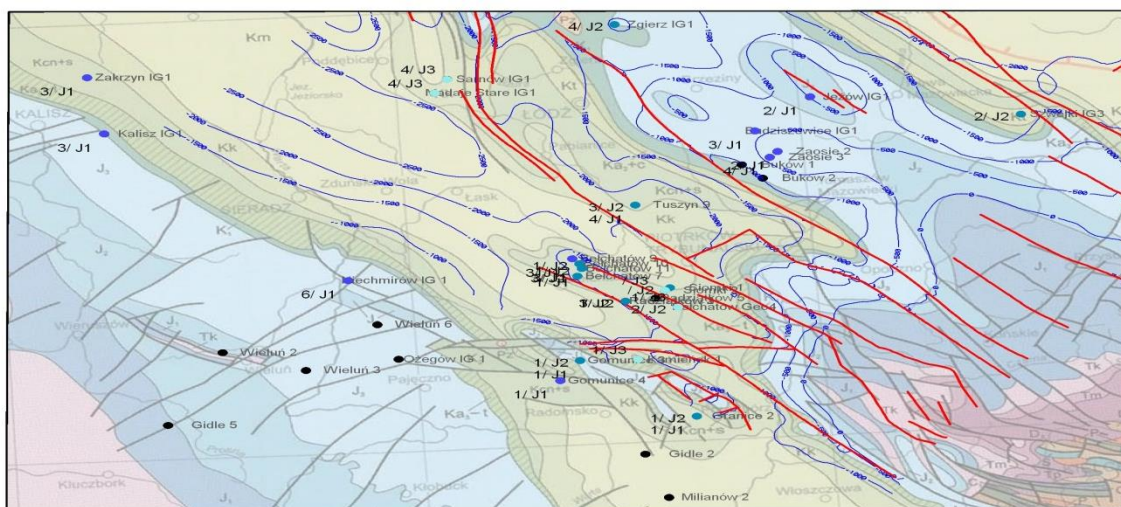


Fig. 1.1.6_5 Typy genetyczne wód piętra jurajskiego w rejonie Bełchatowa na tle budowy geologicznej obszaru

W utworach jurajskich występują wszystkie typy genetyczne, ale przeważają typy od 1 do 4. Od południowego zachodu, czyli wschodni jury dolnej i środkowej są to typy 1 i 2 czyli wody infiltracyjne, świadczące o nieszczelnych kolektorach, natomiast ku północnemu-zachodowi przeważa typ 4, czyli wody zmetamorfizowane świadczące o dosyć szczelnych kolektorach.

Powyższa interpretacja została wykorzystana przy typowaniu kolektorów do lokowania CO₂ oraz wyborze stref wyłączonych.

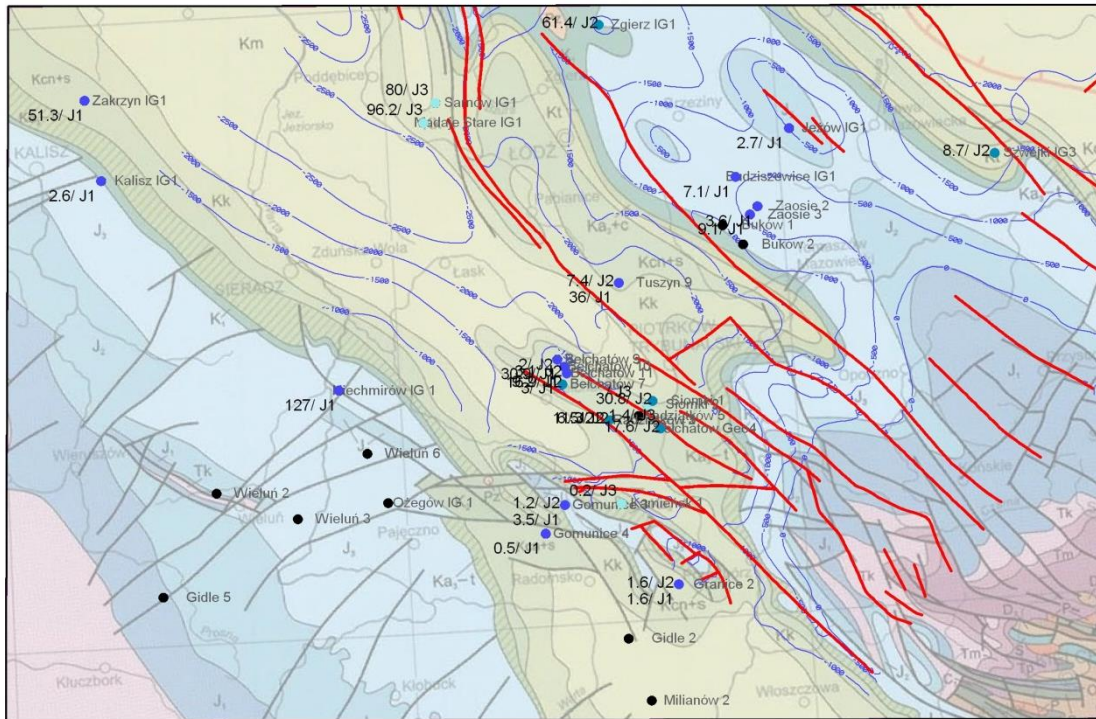


Fig. 1.1.6_6 Mineralizacja ogólna wód piętra jurajskiego w rejonie Bełchatowa na tle budowy geologicznej obszaru

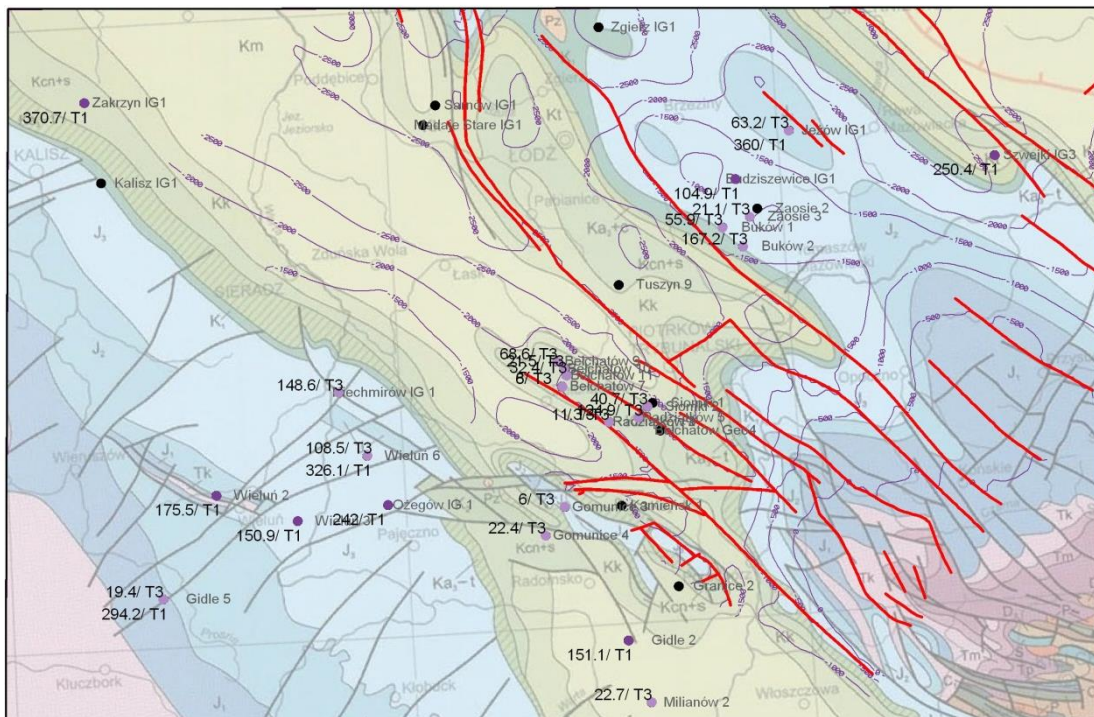


Fig. 1.1.6_7 Mineralizacja ogólna wód piętra triasowego w rejonie Bełchatowa na tle budowy geologicznej obszaru

Głębokość występowania strefy wymiany (mieszania) się solanek i wód słodkich

(Jan Szewczyk)

Szczelność struktur geologicznych ma z oczywistych względów kluczowe znaczenie dla zagadnienia sekwestracji CO₂. Jednym z możliwych wskaźników szczelności struktury może być stopień metamorfizmu wód podziemnych tzn. stopień stagnacji wód warstw wodonośnych występujących w danej strukturze. Najpopularniejszym i najszerzej dostępnym wskaźnikiem stopnia wymiany wód jest sumaryczna mineralizacja wód (sucha pozostałość TDS). W przypadku istnienia analiz składu chemicznego stopień wymiany wód może być oceniany również na podstawie relacji między wybranymi elementami składu wód. Może to być np. równoważnikowy wskaźnik sodowo-chlorkowy (r_{Na}/r_{Cl}), bądź wskaźnik chlorkowo-bromowy (Cl/Br). Teoretycznie najlepszym wskaźnikiem odnowialności wód będą izotopowe wskaźniki wieku wód (C-14, Cl-36...). Badania takich wskaźników dokonywane są w praktyce bardzo rzadko, a na analizowanym obszarze całkowicie ich brak. Wspólnym mankamentem wszystkich w/w metod jest konieczność posiadania próbek wód, które można uzyskać wyłącznie na podstawie bardzo mało reprezentatywnych opróbowań hydrogeologicznych.

Źródłem informacji na temat mineralizacji wód mogą być wyniki badań geofizycznych (metody elektrometryczne – profilowania geofizyki wiertniczej). W wykonanych pracach interpretacyjnych przyjęto, że wartości oporności rzeczywistej warstwy są w sposób dostatecznie dokładny odwzorowywane przez wartości oporności rejestrowanej standardową sondą gradientową. Generalnie w analizowanych otworach wiertniczych oporność wód złożowych wykazywała monotoniczny spadek wraz z głębokością (poza opornością wód w kredzie dolnej). Na podstawie tej analizy dla części otworów, dla których było to możliwe, ustalono przybliżoną głębokość występowania wód o mineralizacji mniejszej niż około 10 g/dm³. Na ogół, poniżej tak wyznaczonej granicy następował bardzo szybki wzrost mineralizacji wraz z głębokością. Na **Fig. 1.1.6_8** przedstawiono mapę głębokości ocenianej na tej podstawie strefy wymiany. Uzyskany obraz jest spójny i niesprzeczny z istniejącymi danymi hydrogeologicznymi.

Podsumowując uzyskane wyniki widać konieczność prowadzenia wyprzedzających prac metodycznych pozwalających na właściwą interpretację istniejących danych archiwalnych tak geofizycznych, jak i geologicznych.

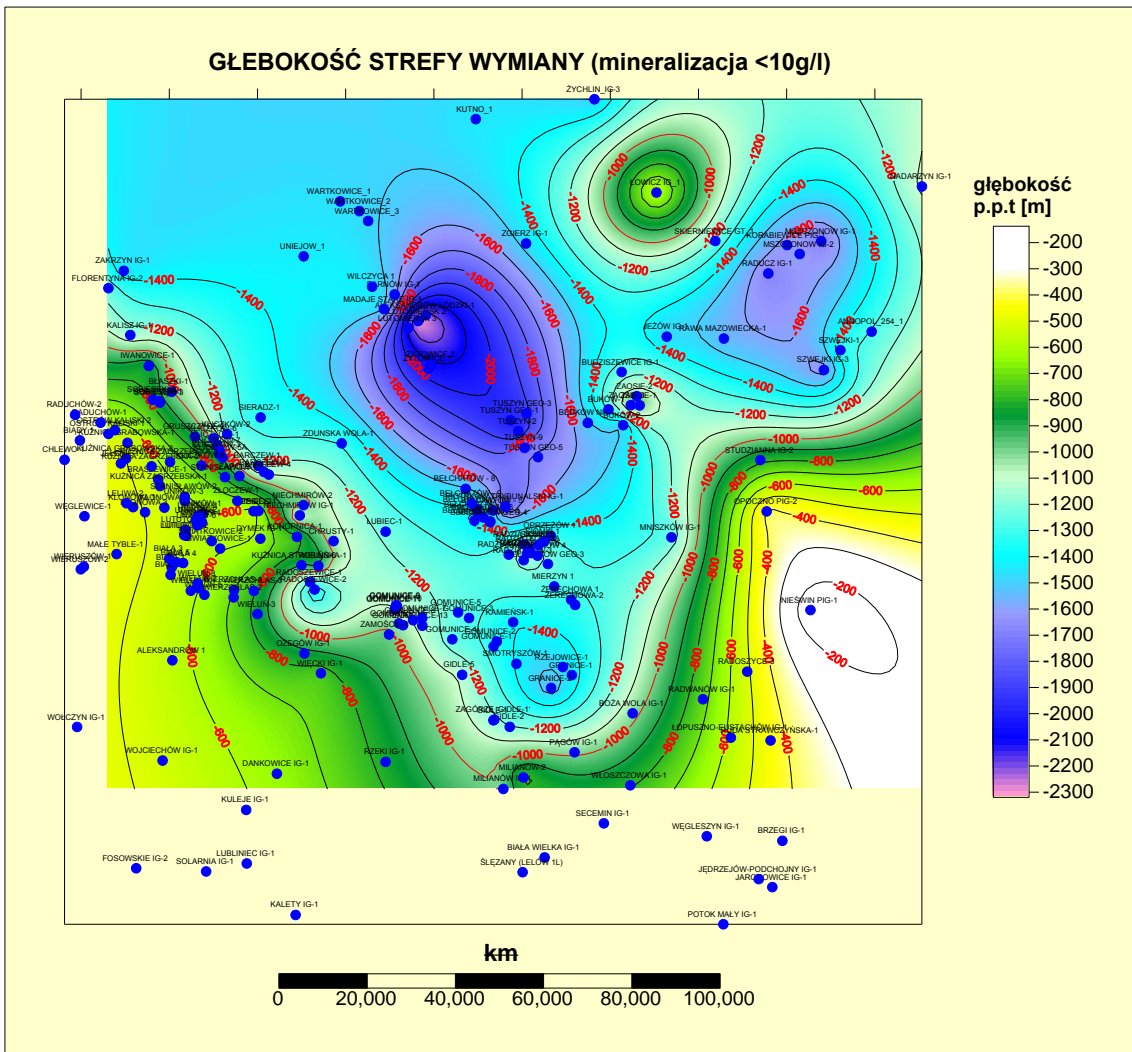


Fig. 1.1.6_8 Maksymalna głębokość strefy wymiany (mieszania) solanki z wodami słodkimi (mapa robocza).

Rejon II - GZW

Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO₂ ze skałami

Temp °C	pH	Na ⁺ mol/kg _{H2O}	K ⁺ mol/kg _{H2O}	Ca ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Mg ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Sr ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Fe ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Al ⁺⁺⁺ mol/kg _{H2O}
60	4.6	3.27	1.16 · 10 ⁻²	7.57 · 10 ⁻²	3.13 · 10 ⁻²	1.48 · 10 ⁻³	6.40 · 10 ⁻⁴	1.50 · 10 ⁻⁸
gęstość g/l		Cl ⁻ mol/kg _{H2O}	SO ₄ ⁻ mol/kg _{H2O}	Br ⁻ mol/kg _{H2O}	Alk (OH) eq/kg _{H2O}			SiO ₂ mol/kg _{H2O}
1.13		4.8	7.63 · 10 ⁻³	2.01 · 10 ⁻³	1.35 · 10 ⁻³			3.37 · 10 ⁻⁴

Tabela 1.1.6_7 Przykładowy, typowy skład i parametry solanki przyjmowane w modelowaniach hydrogeochemicznych (Chadwick et al., 2006)

Obecność CO₂ rozpuszczonego w solance powoduje że jej odczyn pH jest coraz bardziej kwaśny. Według dotychczasowych badań (Chadwick et al., 2006) przy reakcjach solanki z rozpuszczonym CO₂ a skałą najistotniejsze są zjawiska rozpuszczania i wytrącania kalcytu (w mniejszym stopniu innych węglanów), rozkładu plagioklazów (w szczególności albitu na dawsonit i krzemionkę), rozkładu minerałów ilastych (szczególnie chlorytu, który w obecności rozpuszczonego kalcytu rozkłada się na syderyt, dolomit, kaolinit i krzemionkę) oraz miki (muskowitu, który w obecności rozpuszczonej krzemionki rozkłada się na skałęń potasowy i kaolinit). Wszystkie te zjawiska zachodzą jednocześnie, jednakże w różnym natężeniu i tempie (kalcyt reaguje najszybciej, mika najwolniej), stąd też niełatwo jest przewidzieć ich wzajemne oddziaływania. Stąd właśnie informacje o obecności jonów i pierwiastków wymienionych w **Tabeli 1.1.6_7** są w istotne dla przewidywania i symulacji procesów geochemicznych zachodzących przy i po zatłaczaniu dwutlenku węgla do górotworu (np. obecność Na⁺, Ca⁺, Mg⁺², SO₄⁻).

Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów (Anna Chmura, Jadwiga Wagner, Janusz Jureczka – PIG-PIB OG)

We wstępnej części realizacji niniejszego zadania dokonano inwentaryzacji danych hydrogeologicznych i hydrogeochemicznych z wyznaczonych w innych zadaniach Projektu formacji wodonośnych i obszarów badań w rejonie GZW. Następnie opracowano charakterystykę hydrogeologiczną wytypowanych formacji wodonośnych: z utworów karbonu górnego – górnośląskiej serii piaskowcowej i krakowskiej serii piaskowcowej (Jadwiga Wagner) oraz z utworów miocenu – warstw dębowieckich (Anna Chmura). Opracowane materiały zostały przygotowane redakcyjnie i przedstawione w formie niniejszego raportu (Janusz Jureczka).

Karbon górny – górnośląska seria piaskowcowa (GSP)

(Jadwiga Wagner)

Badania hydrogeologiczne w profilu geologicznym GSP, na terenie wyznaczonych rejonów badawczych i w ich sąsiedztwie prowadzono głównie w latach 1958-1989 w otworach wierconych z powierzchni, m.in.: parametrycznych otworach strukturalnych, otworach złożowych wierconych za węglem, otworach wielozadaniowych, otworach badawczych pod szyby. W trakcie wiercenia otworu, z uzyskiwanego rdzenia otworu, pobierano próbki do badań laboratoryjnych. Badania laboratoryjne prowadzono w laboratoriach polowych i stacjonarnych.

Oznaczenie porowatości n [%] wykonano za pomocą porozymetru metodą WZD na rdzenikach wyciętych ze skały. Oznaczenie przepuszczalności k [mD] wykonano przy zastosowaniu przepuszczalnomierza i sprzętu pomocniczego typ MZD na przygotowanych próbkach skały. Badania wykonywano metodą podciśnieniową przy pomocy aparatu typu *Geoservice*. Oznaczenie odsączalności wykonano metodą odwirowania, na wybranych próbkach. Ponadto wykonywano oznaczenia porowatości metodą elektrooporową w czasie badań geofizycznych dla celów hydrogeologicznych w otworach wiertniczych (tu nie omówione).

Badania polowe w otworach prowadzono w trakcie głębień lub/i podczas likwidacji otworu metodami: zapięcia próbnika złoża i/lub pompowania łyżką wiertniczą. Wydajność badanych poziomów mierzono głównie przy jednej depresji, badanie to zakończono stabilizacją zwierciadła wody i pobraniem próbki wody, w celu wykonania analizy fizykochemicznej wody. Badania polowe w GZW (interwał głębokości 50-1850 m), wykonano w celu udokumentowania poziomów wodonośnych i zagrożeń dla górnictwa: ich rozprzestrzenienia w ośrodku skalnym, parametrów hydrogeologicznych, więzi hydraulicznej między poziomami, ustalenia własności fizykochemicznych wód podziemnych.

Według wyników badań GSP jest kompleksem złożonym głównie z piaskowców, mułowców i rzadziej iłowców, sporadycznie brekcji. Parametry hydrogeologiczne skał zalegających w GSP omówiono szczegółowo w licznych pracach wykonanych w PIG i UŚI w Sosnowcu (m.in. Jureczka i in., 1994; Wagner, 1997, 1998; Różkowski, red. 2004). Wyniki badań przedstawiono dla około 1000 próbek skał klastycznych.

Współczynnik porowatości efektywnej [%] piaskowców, 944 razy określono dla skał z obszaru występowania GSP w zagłębiu, w przedziale wartości 0,001-4,02 (śr. arytm. 6,29; mediana 5,76; moda

0,001; odchylenie standardowe 4,09). Wśród badanych skał dominują piaskowce o średniej i niskiej porowatości do 5%.

Współczynnik odsączalności grawitacyjnej [%] piaskowców, 626 razy określono dla skał z obszaru występowania GSP, w przedziale wartości 0,10-17,8 (śr. arytm. 1,02; mediana 0,68; moda 0,70; odchylenie standardowe 1,35). Współczynnik odsączalności przyjmuje wartości przeciętnie ok. 1%, świadczy on o małej odsączalności badanych skał.

Współczynnik przepuszczalności [$m/s \cdot 10^{-8}$] piaskowców, uzyskany w wyniku badań polowych 43 razy określono dla skał z obszaru występowania GSP, w przedziale wartości około 0,046-1230 (śr. arytm. 44,193; mediana 1,9; moda 0,135; odchylenie standardowe 186,943). Współczynnik przepuszczalności [$m/s \cdot 10^{-8}$] piaskowców, uzyskany w wyniku badań laboratoryjnych 942 razy określono dla skał z obszaru występowania GSP, w przedziale wartości około 0,001-966 (śr. arytm. 3,935; mediana 0,097; moda 0,097; odchylenie standardowe 44,503). Współczynnik przepuszczalności charakterystyczny dla piaskowców kształtuje się na poziomie od przeciętnie 3,93 $m/s \cdot 10^{-8}$ m/s (wg wyników badań laboratoryjnych) do przeciętnie 44,193 $m/s \cdot 10^{-8}$ (wg wyników badań polowych).

Ciśnienia złożowe pomierzono w 126 interwałach badanych, w obszarze występowania GSP. Próbnik złoża zapięto w interwale 350-1800 m, uzyskując ciśnienie złożowe 0,2-20,6 (bez uwzględnienia ciężaru wody złożowej rosnącego proporcjonalnie do zasolenia wód). W otworze Drogomyśl IG 1 stwierdzono ciśnienie złożowe 40 MPa (Jureczka i in., 1994).

Wodonośność [m^3/h] oszacowano 39 razy, na podstawie wykonanego szcerpywania łyżką wiertniczą, wartość waha się w granicach 0,005-3,102 (śr. arytm. 0,914; mediana 0,479; moda 0,012; odchylenie standardowe 0,983).

Skład chemiczny wód, dla obszaru występowania GSP, scharakteryzowano na podst. 61 analiz wód zbadanych tylko w interwałach GSP, wykonanych w latach 1958-1989. Sucha pozostałość dla tych wód kształtuje się w przedziale 0,743- 346,42 mg/m^3 (śr. arytm. 98; mediana 79; moda 70,5; odchylenie stand. 77,7). Wyniki ww. oznaczeń wskazują na dominację w profilu omawianej serii stężonych solanek nad wodami słonymi. Solanki występują najczęściej poniżej głębokości 600 m (Wagner, 1998), pod przykryciem powierzchni stropu karbonu izolującym ilastym kompleksem trzeciorzędu.

Wieloletni i intensywny drenaż górniczy wpłynął na osuszenie części górotworu karbońskiego, obniżenie zasobów statycznych wód podziemnych i degradację ich jakości. Aktualnie podstawę drenażu stanowią wyrobiska górnicze odwadniane w GSP. Regionalny lej depresyjny, obszar obniżonych ciśnień i mieszania się wód o różnym składzie fizykochemicznym otacza wyrobiska pompujące wodę w GSP. Pompowanie wód wyrobiskami górniczymi prowadzi do zaburzenia naturalnego niegdyś reżimu warunków hydrogeologicznych w ośrodku skalnym karbonu górnego (Rózkowski, red. 2004). W rejonie zlikwidowanych kopalń węgla kamiennego następuje odbudowa zwierciadła wody.

Badania hydrogeologiczne w profilu GSP, w interwale głębokości poniżej 800 m, wykonano w otworach, które są nierównomiernie rozmieszczone w wyznaczonych rejonach badań: Piasek-Studzienice (brak badań), Pawłowice-Pszczyna-Ćwiklice (brak badań) oraz Zebrzydowice-Drogomyśl-Chybie (badania wykonano w otworach Chybie IG-1, Dębowiec IG-1, Drogomyśl IG-1 Rudzica IG-1, Zebrzydowice 10, w

pobliżu Zebrzydowice 15 i Kaczyce 25). Otwory w ostatnim rejonie (**Tab. 1.1.6_8**) stanowią niewielki procent wszystkich otworów z badaniami w GSP.

Rejon Zebrzydowice-Drogomyśl-Chybie

Badania hydrogeologiczne polowe (otwory: Zebrzydowice 10, 15; Dębowiec IG-1, Chybie IG-1, Kaczyce 25), w południowym rejonie GSP, wykonano metodami zapięcia próbnika złoża i łyżki wiertniczej. Wyniki uzyskanych badań hydrogeologicznych charakteryzują ośrodek skalny GSP. Badania przeprowadzono głównie w miąższych (10-50 m) piaskowcach różnoziarnistych, nawierconych w interwale głębokości 1018-1830 m p.p.t. Wydajność interwału oszacowano na poziomie około 0,001-0,02 m³/h odpowiednio przy depresji 400-250 m. Po zakończeniu badań polowych, stabilizowano zwierciadło wody, które podczas poszczególnych badań podniosło się do głębokości 30-120 m p.p.t. Promień leja depresji obliczony na podstawie wyników badań przyjmuje wartość do 115 m. Ciśnienie złożowe, waha się w interwale wartości 8,2-16,9 MPa (82,28-169 at). Gradient ciśnienia złożowego, obliczony na podstawie pomierzonych ciśnień złożowych, waha się w przedziale 0,0805-0,0980. Wody pozyskane w czasie przeprowadzonych badań polowych to głównie solanki silnie zmineralizowane i twarde o mineralizacji ogólnej od około 35 g/dm³ do około 85 g/dm³, reprezentujące typ chemiczny Cl-Na i/lub Cl-Na-Ca. Wyniki badań uzyskane wskutek zapięcia próbnika złoża przedstawiają się w następujący sposób: wskaźnik przewodności 32,7 mD, współczynnik hydrodynamiczny ok. 5-235mD m/cP, wydajność średnia 0,45-0,69 m³/h i wydajność potencjalna 0,51-1,22 m³/h.

Badania hydrogeologiczne laboratoryjne wykonano dla interwału poniżej 800 m (otwory: Dębowiec IG-1, Drogomyśl IG-1, Chybie IG-1, Rudzica IG-1, Cze IG-1), głównie w piaskowcach, piaskowcach pylastych, sporadycznie iłowcach i mułowcach, i uzyskano następujące wyniki dla różnych litologii: porowatość efektywna (piaskowce: mała 1,5-4,2%; średnia 5,3-12,97%; brekcja tektoniczna: 19,17 %), odsączalność grawitacyjna (piaskowce: 0,4-1,72%) oraz przepuszczalność (piaskowce: 0,00-2,2 mD, iłowiec 2,4 mD; brekcja tektoniczna: 19 mD).

Tabela 1.1.6_8 Wyniki badań laboratoryjnych w poszczególnych otworach profilu GSP

Symbol otworu	Głębokość pobrania próby		Porowatość [%]		Odsączalność		Przepuszczalność [mD]	
	min	max	min	max	min	max	min	max
Chybie IG-1	1545,9	1676,2	1,71	8,46	0,004	0,0167	0,1	0,175
Czechowice IG-1	1062,3	1112	4,9	16,17	0,0078	0,0472	0,1	5,1
Dębowiec IG-1	1063,4	1110,2	4,2	12,97	0,0056	0,0172	0	0,1
Drogomyśl IG-1	1721,8	1860,3	0,54	6,59			0	0,1
Piasek IG-1	1355	1535,5	0,52	4,9			0,1	0,31
Rudzica IG-1	868	980,3	5,3	11,87	0,0075	0,0119	0,35	2,4

Karbon górny – krakowska seria piaskowcowa (KSP)

(Jadwiga Wagner)

Badania hydrogeologiczne, w profilu geologicznym KSP, na terenie obszaru występowania KSP prowadzono w latach 1950-1990 metodami wiertniczymi i górniczymi. Badania wykonano w otworach wierconych z powierzchni, wśród nich: parametrycznych otworach strukturalnych, otworach złożowych wierconych za węglem, otworach wielozadaniowych, otworach badawczych pod szyby. W trakcie wiercenia otworu, z uzyskiwanego rdzenia otworu, pobierano próbki do badań laboratoryjnych. Badania laboratoryjne prowadzono w laboratorium polowym i laboratorium stacjonarnym.

Oznaczenie porowatości n [%] wykonano za pomocą porozymetru metodą WZD na rdzenikach wyciętych ze skały. Oznaczenie przepuszczalności k [mD] wykonano przy zastosowaniu przepuszczalnomierza i sprzętu pomocniczego typ MZD na przygotowanych próbkach skały. Badania wykonywano metodą podciśnieniową przy pomocy aparatu typu *Geoservice*. Oznaczenie odsączalności wykonano metodą odwirowania, na wybranych próbkach. Ponadto wykonywano oznaczenia porowatości metodą elektrooporową w czasie badań geofizycznych dla celów hydrogeologicznych w otworach wiertniczych (tu nieomówione).

Badania polowe w otworach prowadzono w trakcie głębinienia lub/i podczas likwidacji otworu metodami: pompowania pompą głębinową, zapięcia próbnika złoża, pompowania łyżką wiertniczą i/lub zapięcia próbnika złoża. Wydajność badanych poziomów mierzono głównie przy jednej depresji, badanie to zakończono ustaleniem poziomu hydrostatycznego, a w końcowej fazie pobraniem próbki wody w celu określenia składu fizykochemicznego.

Badania polowe wykonano w interwale głębokości 50-1200 m, głównie w celu udokumentowania występujących poziomów wodonośnych dla górnictwa: ich rozprzestrzenienia w ośrodku skalnym, parametrów hydrogeologicznych, więzi hydraulicznej między poziomami, ustalenia własności fizykochemicznych wód podziemnych.

Według wyników wykonanych badań KSP jest kompleksem złożonym głównie z piaskowców, mułowców i rzadziej iłowców, sporadycznie brekcji. Parametry hydrogeologiczne skał zalegających w KSP omówiono szczegółowo w licznych pracach wykonanych w PIG-u i UŚI w Sosnowcu (m.in. Jureczka i in., 1994; Wagner, 1997, 1998; Rózkowski, red. 2004). Wyniki badań wykonane dla KSP (Jureczka i in. 1994), przedstawiono dla około 1050 próbek skał klastycznych.

Współczynnik porowatości efektywnej [%] piaskowców, 1045 razy określono dla skał z obszaru występowania KSP, w przedziale wartości 0,34-36,71 (śr. arytm. 15,29; mediana 15,38; moda 16,67; odchylenie standardowe 5,11). Wśród badanych skał dominują piaskowce o średniej, dużej i bardzo dużej porowatości, z przedziału 10-15%.

Współczynnik odsączalności grawitacyjnej [%] piaskowców, 547 razy określono dla skał z obszaru występowania KSP, w przedziale wartości 0,03-10,5 (śr. arytm. 3,66; mediana 3,31; moda 3,0; odchylenie standardowe 2,16). Współczynnik odsączalności przyjmuje wartości powyżej 1% (j.w. 3,0-3,66%).

Współczynnik przepuszczalności [$m/s \cdot 10^{-8}$] piaskowców, uzyskany w wyniku badań laboratoryjnych polowych 1005 razy określono dla skał z obszaru występowania KSP, w przedziale wartości około 0,001-966 (śr. arytm. 50,21; mediana 14,61; moda 0,001; odchylenie standardowe 95,32). Zgodnie z wynikami (śr.

arytm. 50,21, mediana 14,61) są to głównie skały półprzepuszczalne, zalegające wśród skał nieprzepuszczalnych również badanych w serii KSP (moda 0,001).

Współczynnik przepuszczalności [$\text{m/s } 10^{-8}$] piaskowców, uzyskany w wyniku badań polowych 192 razy określono dla skał z obszaru występowania KSP, w przedziale wartości około 1-32700 (śr. arytm. 1198; mediana 46,4; moda 12,5; odchylenie standardowe 4043,34). Zgodnie z wynikami badań (śr. arytm. 1198, mediana 46,4; moda 12,5) są to głównie skały półprzepuszczalne, słabo przepuszczalne i o średniej przepuszczalności (wyniki na podst. Jureczka i in., 1994).

Współczynnik przepuszczalności [mD] piaskowców, uzyskany w wyniku badań laboratoryjnych 1005 razy określono dla skał z obszaru występowania KSP, w przedziale wartości około 0,001-1000 (śr. arytm. 51,974; mediana 15,13; moda 0,001; odchylenie standardowe 98,675). Współczynnik przepuszczalności charakterystyczny dla piaskowców kształtuje się na poziomie przeciętnie 51,97 mD (50,21 $\text{m/s } 10^{-8}$ m/s wg 1005 wyników badań laboratoryjnych) do przeciętnie 1198,53 $\text{m/s } 10^{-8}$ (192 wyników uzyskanych na podstawie badań polowych według Jureczka i in.; 1994).

Ciśnienia złożowe pomierzono w 73 zapięciach próbnika złoża, w licznych interwałach głębokości wybranych i badanych, w obszarze występowania KSP. Próbnik złoża zapinano w interwale 350-1200 m, uzyskując ciśnienie złożowe z przedziału 0,34-20,51 MPa, przy czym ponad połowa przyjmuje wyniki z przedziału 2,0-4,5 MPa (przy obliczeniu nie uwzględniono ciężaru wody złożowej rosnącego proporcjonalnie do zasolenia wód) (Jureczka i in., 1994).

Wodonośność, dla obszaru występowania KSP oszacowano:

wydajność [m^3/h] – 219 razy, na podstawie szcerpywania łyżką wiertniczą; uzyskane wartości wahają się w granicach 0,002-132,18 (śr. arytm. 8,329; mediana 2,55; moda 5,40; odchylenie standardowe 17,166);

wydatek jednostkowy [m^3/h na 1mS] – uzyskany 209 razy, na podstawie wykonanego szcerpywania łyżką wiertniczą, zawiera się w przedziale wartości 0,012-0,75;

wskaźnik wydajności [m^3/h na 1mS] – uzyskany 32 razy na podstawie wykonanego zapięcia próbnika złoża zawiera się w przedziale wartości ok. 0,001-0,315.

Piaskowce i żwirowce budują ośrodek szczelinowo-porowy do głębokości około 600 m p.p.t. Natomiast w interwale głębokości poniżej 600 m, gdzie karbon stanowi już najczęściej ośrodek porowy, wodonośność jest poniżej 0,1 [m^3/h na 1m S] (Wagner, 1997).

Skład chemiczny wód, dla obszaru występowania KSP, scharakteryzowano na podstawie 232 analiz wód (Jureczka i in., 1994). Sucha pozostałość dla tych wód kształtuje się w przedziale 0,111-222,190 mg/m^3 (śr. arytm. 25,453; mediana 11,517; moda 33,384; odchylenie standardowe 37,768). Wyniki ww. oznaczeń wskazują na przewagę w profilu omawianej serii występowania wód silnie zmineralizowanych albo słonych i solanek reprezentujących typ chemiczny Cl-Na nad typami chemicznymi: Cl- HCO_3 -Na, HCO_3 -Ca-Na, HCO_3 -Ca-Mg i HCO_3 -Cl-Na-Ca. Solanki występują na głębokości 400-1000, przy czym płytsze ich występowanie obserwowane jest w świetle przeprowadzonych badań, pod przykryciem powierzchni stropu karbonu górnego izolującym nadkładem skał młodszych.

Wieloletni i intensywny drenaż górniczy wpłynął na osuszenie części górotworu karbońskiego, obniżenie zasobów statycznych wód podziemnych i degradację ich jakości. Aktualnie podstawę drenażu stanowią wyrobiska górnicze odwadniane w KSP. Regionalny lej depresyjny, obszar obniżonych ciśnień i mieszania się wód o różnym składzie fizykochemicznym otacza wyrobiska pompujące wodę w KSP. Pompowanie wód wyrobiskami górniczymi doprowadziło do zaburzenia naturalnego niegdyś reżimu warunków hydrogeologicznych w ośrodku skalnym karbonu górnego (Różkowski A., red. 2004). Natomiast w rejonie zlikwidowanych kopalń węgla kamiennego następuje odbudowa zwierciadła wody, jednak proces ten trwa od czasu zamknięcia kopalni.

Rejony badawcze

Badania hydrogeologiczne w profilu KSP, w interwale głębokości poniżej 800 m, wykonano w otworach, które są nierównomiernie rozmieszczone w trzech wyznaczonych rejonach badawczych:

1. **Zgoń-Kobiór** (otwory: Woszczyce IG-1, Gostyń IG-10, Zgoń IG-8, Kobiór 88, 92, Studzienice 2, Międzyrzec-Bieruń 6, 59; ponadto w pobliżu: Kobiór 89, Kobiór-Pszczyna 121, 19, Kobiór IG-13);
2. **Pszczyna-Ćwiklice** (otwory: Ćwiklice 2, 9, Góra IG-29, Międzyrzecze-Bieruń 81, Piasek IG-1; ponadto w pobliżu Kobiór-Pszczyna 121);
3. **Polanka-Zator-Spytkowice** (otwory: Poręba Wielka IG-1, Oświęcim-Polanka 9).

Badania hydrogeologiczne polowe, na głębokości około 800 m przewidzianej dla sekwestracji CO₂, wykonano tylko w kilku otworach w wyznaczonych rejonach badawczych:

- **w rejonie Polanka-Zator-Spytkowice** w otworze Oświęcim-Polanka 9 (gł. 695-781 m) jeden próbnik złoża (ciśnienie złożowe 68,4 at, wydajność średnia 1,36 m³/h, efektywny współczynnik przepuszczalności 8,50 mD);
- **w rejonie Pszczyna-Ćwiklice** w otworze Ćwiklice 9 (796,5-861,0 m) dwa próbniiki złoża (ciśnienie złożowe 75,5-80,7 at, wydajność średnia 1,1-1,30 m³/h, efektywny współczynnik przepuszczalności 5-28 mD, zw. stat. 68-70 m)
- **w rejonie Zgoń-Kobiór**, w płytszych interwałach głębokości niż 800 m (do 608 m), wykonano badania polowe metodą łyżki wiertniczej, wykonując badanie 19 razy łyżką pompując wybrany poziom (m. in. Q 5,76-244 m³/h dla s 85,3-470 m).

Wody stwierdzone w czasie przeprowadzonych badań polowych to głównie wody słone i solanki o mineralizacji ogólnej od około 7,854 g/dm³ do około 83,360 g/dm³, reprezentujące typ chemiczny Cl-Na lub Cl-Na-Ca.

Badania hydrogeologiczne laboratoryjne wykonane w zakresie: porowatości efektywnej [%], odsączalności [-] i przepuszczalności (oznaczenia metodą podciśnieniową), w otworach poszczególnych rejonów badawczych przedstawiono w tabelach poniżej:

- **rejon Polanka-Zator-Spytkowice (Tabela 1.1.6_9),**

- rejon Pszczyna-Ćwiklice (Tabela 1.1.6_10),
- rejon Zgoń-Kobiór (Tabela 1.1.6_11).

Tabela 1.1.6_9 Wyniki badań laboratoryjnych w rejonie Polanka-Zator-Spytkowice

Symbol otworu	Głębokość pobrania próby		Porowatość [%]		Odsączalność		Przepuszczalność [mD]	
	min	max	min	max	min	max	min	max
Oświęcim Polanka 9	334	786	14,94	26,67	0,0111	0,0498	1,319	211,549
Poręba Wielka IG-1	277,2	507,6	15,97	31,7	0,0073	0,1003	0,55	750

Tabela 1.1.6_10 Wyniki badań laboratoryjnych w rejonie Pszczyna-Ćwiklice

Symbol otworu	Głębokość pobrania próby		Porowatość [%]		Odsączalność		Przepuszczalność [mD]	
	min	max	min	max	min	max	min	max
Ćwiklice 2	262,8	765	6,99	22,04	0,0126	0,0574	0,068	318,77
	807	830,2	13,26	14,13	0,0071	0,0172	0,266	4,474
Ćwiklice 9	377,2	791,2	10,33	20,11	0,0062	0,0533	0,297	183,458
	809,2	1200	5,03	15,38	0,003	0,0524	0,001	171,783
Międzyrzecze-Bieruń 81	355	778	2,85	33,05			0,086	196,608
	810	1345	1,62	18,4			0,004	32,2
Piasek IG-1	328,7		9,71				4,5	4,5
Silesia 27	254,2	345,3	19,53	20	0,0537	0,063	41,454	90,716
Kobiór-Pszczyna 121	205	310	16,58	20,16			15,13	203,12

Tabela 1.1.6_11 Wyniki badań laboratoryjnych w rejonie Zgoń-Kobiór

Symbol otworu	Głębokość pobrania próby		Porowatość [%]		Odsączalność [-]		Przepuszczalność [mD]	
	min	max	min	max	min	max	min	max
Kobiór 92	825,8	1180,9	4,62	14,88			0,189	6,73

Międzyrzecze- Bieruń 59	217	750	2,22	16,03			0,094	413,648
Międzyrzecze- Bieruń 6	265	780	10,75	17,7			0,82	120,54
	810	956	9,2	13,63			0,13	42,97
Studzienice 2	98	742,9	7,51	16,67	0,0077	0,0652	0,248	340,764
Woszczycze IG-1	719,2	795,5	6,02	13,25	0,0088	0,0247	0,1	2,25
	809	886,1	6,82	13,86	0,0117	0,0459	0,36	28

Miocen – warstwy dębowieckie

(Anna Chmura)

Do geologicznego składowania CO₂ rozpatrywany był zbiornik słonych wód podziemnych związany z warstwami dębowieckimi, należącymi do spągowej części profilu miocenu w zapadlisku przedkarpackim. Warstwy te rozciągają się równoleżnikowym pasem o szerokości do 25 km w południowej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego południowym obrzeżeniu (województwo śląskie i małopolskie) (Fig. 1.1.6_9).

Analizowany był obszar o powierzchni około 1750 km², w którym warstwy solankowe znajdują się generalnie na głębokościach 850-1100 m, z wyjątkiem części wschodniej i południowo-wschodniej, gdzie głębokości wzrastają powyżej 1200-1400 m (przy czym są one tu słabo rozpoznane) oraz skrajnie północno-zachodniej części, gdzie warstwy dębowieckie występują najpłycej, nie przekraczając 700 m.

Poziom wód podziemnych ogniwa dębowieckiego budują utwory piaszczysto-zlepieńcowe o miąższościach zmiennych w przedziale od kilku do 250 m (przeważające wartości w granicach 70-100 m), które wypełniają zagłębienia w stropie utworów paleozoicznych. W ich nadkładzie występuje seria ilasto-mułowcowa, miejscami ze znacznym udziałem osadów gruboklastycznych, należąca do formacji skawińskiej neogenu. Utwory te pokrywają około 70-80 % całego obszaru warstwą o zmiennej miąższości od ich braku do 1100 m. Na znacznych obszarach w nadkładzie warstw dębowieckich (powyżej formacji skawińskiej) występują utwory fliszu karpackiego o miąższościach do 1000 m, miejscami utwory te zalegają bezpośrednio na warstwach dębowieckich. Podłoże warstw dębowieckich stanowią utwory należące do karbonu, dewonu lub prekambriu, które posiadają przepuszczalność szczelinowo-porową w piaskowcach i wapieniach, co umożliwia kontakty hydrauliczne między poziomami. Na ograniczonych obszarach w podłożu warstw dębowieckich występują słabo przepuszczalne utwory starszego neogenu (miocenu).

Parametry hydrogeologiczne zbiornika są zróżnicowane i uwarunkowane litologią skał oraz głębokością ich zalegania. Cechy przestrzeni porowej, badane laboratoryjnie na próbkach rdzenia, wskazują na skały średnio porowate (0,12-28,4%; śr.=10,3%), od słabo przepuszczalnych do nieprzepuszczalnych (0,003-415 mD, tj. od $2,9 \times 10^{-12}$ do $4,00 \times 10^{-6}$ m/s; śr.=40,95 mD, tj. $3,9 \times 10^{-7}$ m/s) i słabo lub praktycznie nieodsączalne (0,1-9,65%; śr.= 2,34%). Wodoność zbiornika charakteryzują parametry określone z dopływu płynu do otworów (badania próbnikiem złoża). Otrzymane wydajności otworów mieszczą się w przedziale od 0,003

do 32,2 m³/h; wydatki jednostkowe wynoszą od 0,0004 do 0,3521 m³/h.1mS; współczynniki filtracji kształtują się od 4,15 x 10⁻⁹m/s do 1,9 x 10⁻⁴m/s.

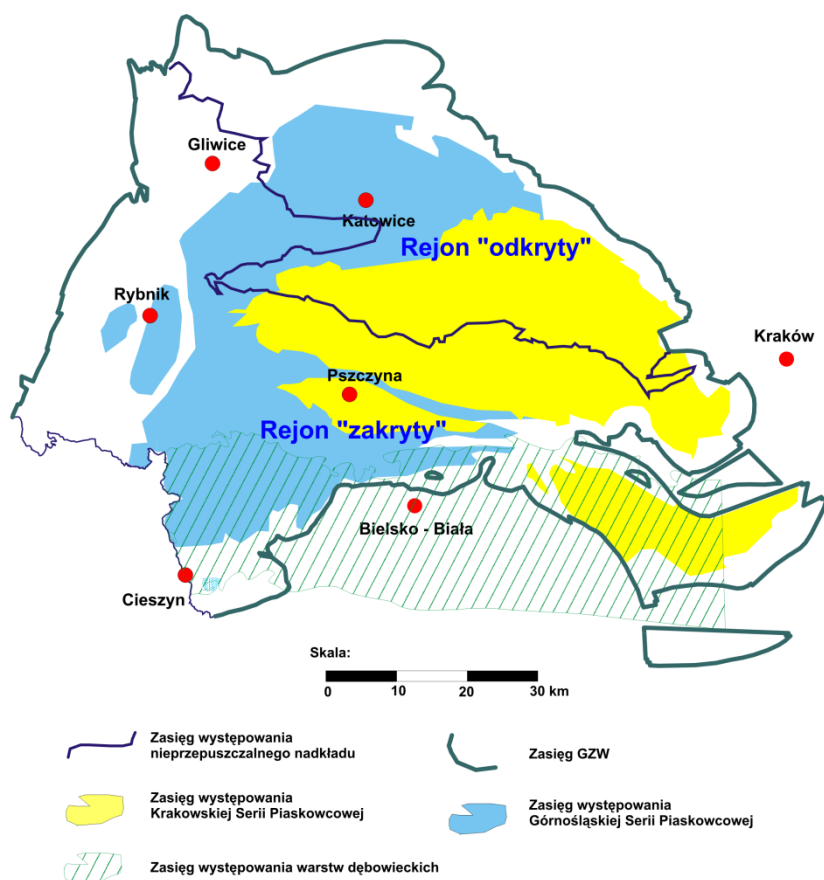


Fig. 1.1.6_9 Szkic występowania warstw dębowieckich

(wg Bromek i in., 2009 ze zmianami, geologia wg Jureczka i in. 2005)

Opisywane warstwy dębowieckie tworzą porowy, zakryty, słabo odnawialny i nieodnawialny zbiornik wód podziemnych, drenowany przez podziemne górnictwo węgla kamiennego: w zachodniej jego części przez kopalnie zlokalizowane po stronie czeskiej, w części północno-zachodniej przez kopalnię „Pniówek” (Jastrzębska Spółka Węglowa S.A.) ma w części północno-wschodniej przez kopalnię „Brzeszcze-Silesia” (Kompania Węglowa S.A.). Ciśnienia piezometryczne kształtują się w granicach od 2,9 do 10,4 MPa, zaznacza się tendencja wzrostu wartości z głębokością zalegania zbiornika. Kolektor zawiera wody słone i solanki o suchej pozostałości w granicach od 10,6 do 112,0 g/dm³, typu Cl-Na, sporadycznie Cl-Na-Ca i Cl-HCO₃-Na.

Powyższa charakterystyka wskazuje na istniejące w warstwach dębowieckich zróżnicowane warunki geologiczno-hydrogeologiczne (Jureczka i in., 1994; Różkowski i in., 1995), które miejscami nie spełniają podstawowych kryteriów przyjmowanych przy wyznaczaniu składowisk CO₂.

Po wstępnej selekcji danych określono dwa rejony, jako najbardziej przydatne tj. o największym rozprzestrzenieniu kolektora i które spełniają kryterium szczelności do lokowania CO₂. Są to:

- zbiornik warstw dębowieckich w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice
- zbiornik warstw dębowieckich w rejonie Kęty-Andrychów

Oba wskazane rejony uwzględniają podstawowe kryteria do typowania składowisk CO₂, oceniana jest w nich możliwość zatłaczania dwutlenku węgla na głębokość 800-1100 m, do utworów piaskowcowo-zlepieńcowych o miąższości 50-250 m i zawierających solankę o mineralizacji w granicach 50-100 g/dm³. Zbiorniki są izolowane od powierzchni utworami nieprzepuszczalnymi o miąższości powyżej 100 m. Ponadto oba obszary znajdują się w znacznej odległości od czynnych wyrobisk kopalń węgla kamiennego (**Fig. 1.1.6_9**).

Charakterystyka danych hydrogeologicznych i hydrochemicznych

Do oceny warunków hydrogeologicznych w wytypowanych rejonach wykorzystano wyniki badań wykonanych: w 11 otworach parametrycznych Państwowego Instytutu Geologicznego i 13 otworach poszukiwawczych za węglem kamiennym, ropą, gazem i wodą termalną (**Tab. 1.1.6_13-16**). Rezultatem jest charakterystyka przedmiotowej struktury hydrogeologicznej w zakresie:

- własności zbiornikowych skał tj.: porowatości efektywnej, odsączalności grawitacyjnej i przepuszczalności – wyniki otrzymane z badań laboratoryjnych na próbkach piaskowców i zlepieńców w 10 otworach badawczych (**Tab. 1.1.6_13, 15**);
- parametrów hydrodynamicznych strumienia tj.: ciśnienia złożowego, wydajności przy depresji, współczynnika filtracji – wyniki otrzymano z opróbowań próbnikiem złoża oraz pomiarów stabilizacji zwierciadła hydrostatycznego szczyrpywań łyżką wiertniczą w 18 otworach badawczych (**Tab. 1.1.6_13, 15**);
- mineralizacji i składu chemicznego wód – wyniki otrzymane z badań próbek płynów dopływających do 16 otworów badawczych (**Tab. 1.1.6_14, 16**).

Stan rozpoznania hydrogeologicznego warstw dębowieckich jest niezadowolający. Otrzymane wyniki w sposób dostateczny, dla wstępnego etapu rozpoznania, charakteryzują geometrię zbiornika (miąższość, głębokość zalegania, rozprzestrzenienie) i litologię przewiercanych warstw. Również parametry hydrogeologiczne skał można uznać za wystarczające, ale z uwagą, że dotyczą jedynie badań na próbkach zwięzłych skał przy stwierdzonej w rdzeniu dużej ich rozsypliwości¹. Natomiast wyniki z badań bezpośrednich należy uznać za mało wiarygodne. Pomiarów ciśnień piezometrycznych, ze względu na stosowaną metodykę pomiarów i różny czas ich wykonania, nie pozwalają na przedstawienie wiarygodnego pola hydrodynamicznego. A pomiary rzeczywistej wydajności poziomej ograniczało techniczne przygotowanie otworu do badań (przedział interwału badanego nie utożsamia całkowitej miąższości warstw dębowieckich; stosowana przy wierceniu płuczka ogranicza dopływ wody do otworu) (Jureczka i in., 1994).

Wszystkie dostępne informacje o parametrach hydrogeologicznych skał warstw dębowieckich i geochemicznych płynów złożowych zawarte są w poniżej przedstawionych tabelach (**Tab. 1.1.6_13-16**). W charakterystyce hydrogeochemicznej kolektora dębowieckiego wykorzystano uproszczone modelowanie za pomocą programu Wateval (Rock source deduction), natomiast obliczone wskaźniki hydrochemiczne posłużyły do określenia stopnia zmetamorfizowania wód podziemnych i szczelności kolektora (**Tab. 1.1.6_12**).

¹ Parametry zbiornikowe (w tym porowatość) zostały określone w związku z tym na podstawie danych laboratoryjnych i karotażowych przy konstrukcji modelu szczegółowego warstw dębowieckich (patrz rozdział 1.1.15).

Tabela 1.1.6.5 Typy genetyczne wód i warunków do lokowania CO₂

(wg L. Razowska-Jaworek)

Typ genetyczny	Stopień metamorfizmu i izolacji wód	Warunki do lokowania CO ₂
1	Wskaźnik Na/Cl >1 i/lub niska mineralizacja (M<3 g/l). Strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, wody współczesne.	nie można lokować (brak szczelności)
2	Wskaźnik Na/Cl>1, strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, ale wysoka mineralizacja i typ Cl-Na świadczą o ługowaniu pokładów soli.	interpretacja niepewna
3	Wskaźnik Na/Cl 0,85-0,99, wysoka mineralizacja. Kontakt z wodami infiltracyjnymi istnieje, ale jest utrudniony, przepływ powolny, słaba wymiana. Kolektor rozszczelniony.	lokowanie warunkowe, po szczegółowym rozpoznaniu kolektora
4	Wskaźnik Na/Cl 0,66-0,84, wysoka mineralizacja. Dobra, długo trwająca izolacja, wody reliktowe, przepływ może być, ale znikomy, dobra szczelność kolektora, ale nie zupełna.	korzystne warunki do lokowania
5	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br 400-1000, bardzo wysoka mineralizacja. Wody reliktowe, bardzo dobra szczelność kolektora, ale są przesłanki świadczące o zmieszaniu wód z wodami młodszymi (w czasie geologicznym).	bardzo korzystne warunki do lokowania
6	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br <400, bardzo wysoka mineralizacja. Całkowita izolacja, wody reliktowe, stagnujące, bardzo szczelny kolektor.	najlepsze warunki do lokowania

Podstawowym warunkiem do określenia korzystnych warunków dla składowania CO₂ jest dobra szczelność wybranej struktury geologicznej. Jednym ze wskaźników jej oceny może być stopień metamorfizmu wód podziemnych. Dostępными wskaźnikami stopnia wymiany wód w charakteryzowanym obszarze jest sumaryczna mineralizacja wód (oznaczona laboratoryjnie sucha pozostałość) i relacja między elementami składu wód: równoważnikowy wskaźnik sodowo-chlorkowy (rNa/rCl) i chlorkowo-sodowo-magnezowy (rCl-rNa/rMg) (Bojarski, 1969).

Zbiornik warstw dębowieckich w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice

Wytypowany rejon Cieszyn-Skoczów-Czechowice (powierzchnia ok. 371 km²) administracyjnie należy do dwóch powiatów: cieszyńskiego i bielskiego w województwie śląskim. Obszar ten znajduje się poza zasięgiem czynnej eksploatacji górniczej pokładów węgla kamiennego, ale w zasięgu drenażu poziomów wodonośnych wyrobiskami czynnych kopalń zlokalizowanych poza jego granicami. Od strony północno-wschodniej w odległości ok. 2 km od granic obszaru badań znajduje się czynna kopalnia węgla kamiennego „Brzeszcze-Silesia”, „Ruch Silesia” (Kompania Węglowa S.A.), a od północno-zachodniej w odległości ok. 4 km czynna kopalnia „Pniówek” (Jastrzębska Spółka Węglowa S.A.). W odległości ok. 5,25 km na zachód

położony jest obszar górniczy dawnej kopalni „Morcinek” (obecnie zatopionej), która graniczyła od zachodu z położoną już po czeskiej stronie kopalnią „ČSM” (kopalnia nadal czynna).

Warunki geologiczne

Warstwy dębowieckie w opisywanym rejonie tworzą utwory gruboklastyczne, które wykazują zmienność uziarnienia. W profilach otworów obserwuje się stopniową zmianę wielkości ziaren od najgrubszych w spągu warstw (głazowiska, zlepieńce gruboziarniste z blokami skał o wielkości do 30-40 cm) do drobnych w stropie (piaskowce drobno- i średnioziarniste). Obserwowane są również lateralne zmiany uziarnienia. Grubsze frakcje dominują w części południowej omawianego obszaru. Ku północy zmniejsza się wielkość ziaren w całym kompleksie osadów. W północnej i północno-zachodniej części obszaru najgrubszymi frakcjami osadów dębowieckich są zlepieńce drobnoziarniste. W profilu przeważają piaskowce różnoziarniste.

W omawianym rejonie miąższość warstw dębowieckich zawiera się przeważnie w granicach 50-150 m, ale parametr ten jest zmienny i nawiązuje do form morfologicznych podłoża paleozoicznego. Największe miąższości występują w strefach głębokich dolin stropu paleozoiku przekraczając miejscami 250 m, natomiast w obrębie grzbietów ulega ona znacznej redukcji. Generalnie, w całym rejonie warstwy dębowieckie zalegają na głębokości poniżej 800 m, wyłączając dwa niewielkie jego fragmenty w północno-zachodniej i północno-wschodniej części, gdzie występują na głębokości poniżej 650-700 m.

Na stropie warstw dębowieckich zalegają ilaste osady miocenu (formacja skawińska) o zróżnicowanej miąższości. Nieprzepuszczalne utwory największe miąższości osiągają w północnych części badanego obszaru, przekraczając 900 m. Miąższość maleje w kierunku południowym nawet zbliżając się do zera, ale w tym właśnie rejonie na utworach warstw dębowieckich zalegają utwory fliszu karpackiego. Generalnie na całym obszarze wytypowanego rejonu badań miąższość nieprzepuszczalnego nadkładu przekracza 100 m.

Na przeważającym obszarze rejonu Cieszyn-Skoczów-Czechowice warstwy dębowieckie zalegają na utworach karbonu produktywnego (seria mułowcowa: kompleks mułowcowo-piaskowcowy z pokładami węgla kamiennego, miejscami także górnośląska seria piaskowcowa i seria paraliczna), które w części południowo-zachodniej przykrywają ilaste osady starszego neogenu. Jedynie niewielki fragment w południowo-wschodniej części rejonu, znajdujący się poza granicą GZW, ma w podłożu warstw dębowieckich utwory fliszowe dolnego karbonu (kulm) lub serię węglanową dolnego karbonu i dewonu.

Warunki hydrogeologiczne.

W warstwach dębowieckich występują wody o mineralizacji w granicach od 23,7 g/dm³ do 112 g/dm³. Są to wody silnie słone i solanki o wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, przy Na/Cl = 0,65-0,96. Odczyn pH waha się w granicach od 5,2 do 8,2 i wskazuje na wody słabo kwaśne, obojętne i słabo zasadowe. Twardość zmienia się w granicach od 10,9 do 155,2 mval/dm³, określając wody o wysokiej twardości.

System krążenia wód obejmuje piaskowce, od drobno i średnioziarnistych do gruboziarnistych oraz zlepieńce. Są to skały średnio porowate (0,12% do 28,4%), słabo i praktycznie nie odsączalne (0,3 do 6,02%) oraz słabo przepuszczalne i nieprzepuszczalne (0,1 do 415 mD - przeliczone na wartości współczynnika $9,6 \times 10^{-10} \text{m/s} - 4,0 \times 10^{-6} \text{m/s}$). Otrzymane wyniki są zaniżone. Skały warstw dębowieckich są rozsypliwie i nie uzyskano z nich reprezentatywnych kształtek do badań laboratoryjnych.

Parametry hydrogeologiczne zbiornika dębowieckiego określają poziom jako słabo zawodniony. Otrzymano wydatki jednostkowe w przedziale 0,002-2,467 m³/h ·1mS. Natomiast obliczone współczynniki filtracji wyniosły 0,003 i 0,082 m/d (3,5x10⁻⁸ i 9,5x10⁻⁷).

Poziom wodonośny warstw dębowieckich tworzy porowy, zakryty, nieodnawialny i głęboki zbiornik wód podziemnych. Zwierciadło wody ma charakter subartezyjski i stabilizuje się na głębokościach od 35,7 m do 368,8 m (ciśnienia piezometryczne są rzędu 5-9 MPa). Zasilanie zbiornika jest utrudnione i występuje lokalnie poprzez utwory czwartorzędowe w oknach hydrogeologicznych występujących na terenie Czech. Rolę drenującą spełniają przepuszczalne utwory karbonu, zalegające bezpośrednio w spągu warstw dębowieckich. Generalnie przepływ wód odbywa się w kierunku rozległych przegłębień powierzchni stropu karbonu. Układ krążenia został zaburzony przez antropopresję. Zbiornik znajduje się pod wpływem oddziaływania górnictwa węgla kamiennego.

Głębokość występowania strefy wymiany (mieszania) się solanek i wód słodkich

Charakterystykę hydrogeochemiczną kolektora dębowieckiego w wytypowanym rejonie przedstawiono na podstawie analizy składu chemicznego wód z 14 otworów (**Tab. 1.1.6_13**). Do oceny stopnia szczelności zastosowano uproszczoną metodykę określającą 6 typów genetycznych wód wraz z charakterystyką stopnia metamorfizmu wód i strefami mieszania się solanek z wodami słodkimi (**Tab. 1.1.6_12**).

W utworach warstw dębowieckich mineralizacja wód waha się w granicach od 23,7 g/dm³ do 112 g/dm³ (wyrażona jako sucha pozostałość). Są to wody silnie słone i solanki o średnim i wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, przy Na/Cl = 0,65-0,96. Wg zaproponowanej klasyfikacji typu genetycznego, wody te należą do 3 i 4 kategorii określającej je jako wody zmetamorfizowane, będące w kontakcie z wodami infiltracyjnymi w przeszłości, co stwarza generalnie korzystne warunki do lokowania CO₂.

Wg klasyfikacji Sulina-Bojarskiego wody należą do typu wód chlorkowo-wapniowych, charakteryzujących wody sedymentacyjne, pochodzące ze stref izolowanych od dopływu wód infiltracyjnych. Występujące zróżnicowanie, w dwóch klasach III i II, składu chemicznego wód (**Tab. 1.1.6_13**) wskazuje na występującą w zbiorniku strefowość hydrochemiczną. Klasa III świadczy o strefie wystarczająco odizolowanej od wód słodkich, natomiast klasa II charakteryzuje strefę graniczną pomiędzy mało stabilną i stabilną, co wskazuje na potrzebę szczegółowego jej rozpoznania w zakresie przydatności do lokowania CO₂ (Bojarski, 1969).

Tabela 1.1.6_13 Parametry hydrodynamiczne i zbiornikowe kolektora dębowieckiego w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice

Nazwa otworu	Badania bezpośrednie				Badania laboratoryjne				Medium mineralizacja (g/dm ³)
	interwał badany (m)	wydajność (m ³ /h) depresja (m)	zwierciadło ustalone (m p.p.t) ciśnienie złożowe (at)	współczynnik filtracji (m/d) promień leja depresji (m)	interwał badany (m)	porowatość (%)	odsączalność (%)	przepuszczalność (%)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Bielowicko BilG-1	nb				1041,0 – 1111,0	0,12 – 15,30	0,3 – 1,02	0,1 – 1,0	nb
Chybie ChIG-1	909,0 – 992,7	<u>1,06</u> 19,8	<u>145,2</u> 73,9	<u>0,021</u> 57,9	911,1 – 986,3	3,80 - 28,40	0,59 - 2,8	0,1 – 14,3	solanka 76,5
Cieszyn CielG-1	1091,0 – 1178,0	<u>1,43</u> 151,2	<u>368,8</u> 72,2	<u>0,057</u> 130,3	1092,7 – 1142,5	4,80 – 13,46	1,3 – 5,8	3,0 – 415,0	solanka 41,9
Czechowice CzIG-1	653,0 – 662,0	<u>3,25</u> 70,0	<u>116,0</u> 52,0	<u>0,082</u> 185,1	679,0 – 684, 0	7,73 – 21,13	0,7 - 088	0,1 – 0,165	solanka 79,5
Dębowiec DbIG-1	nb				894,0 – 997,5	2,95 – 27,74	0,59 – 6,02	0,1 - 83,0	nb
Drogomyśl DrIG-1	nb				710,0 – 757,6	5,52 – 8,42	-	0,1 – 0,42	nb

Nazwa otworu	Badania bezpośrednie				Badania laboratoryjne				Medium mineralizacja (g/dm ³)
	interwał badany (m)	wydajność (m ³ /h) depresja (m)	zwierciadło ustalone (m p.p.t) ciśnienie złożowe (at)	współczynnik filtracji (m/d) promień leja depresji (m)	interwał badany (m)	porowatość (%)	odsączalność (%)	przepuszczalność (%)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Drogomyśl DrIG-57	803,0 – 863,0	<u>2,96</u> 1,2	<u>136,8</u> 67,88	<u>bd</u> bd	nb				solanka 47,9
Jaworze JaeIG-1	1170,0 – 1216,0	<u>0,9</u> 375,0	<u>126,5</u> 94,15	<u>bd</u> 263	nb				solanka 65,8
Kaczyce Ka-21	837,5 – 873,2	<u>4,4</u> 508,4	<u>329,0</u> 51,9	<u>0,008</u> -	nb				silnie słone 32,4
Kaczyce Ka-25	863,3 – 951,3	<u>17,6</u> 580,0	<u>320,0</u> 58,5	<u>0,003</u> -	nb				silnie słone 23,7
Kaczyce Ka-26	875,3 – 954,5	<u>0,88</u> 20,0	<u>245,0</u> 63,0	<u>0,054</u> 47,7	nb				solanka 59,8
Kałębice Kal-1	nb				1110,0 – 1180,0	7,04 – 12,66	-	0,9 – 47,0	nb

Nazwa otworu	Badania bezpośrednie				Badania laboratoryjne				Medium mineralizacja (g/dm ³)
	interwał badany (m)	wydajność (m ³ /h) depresja (m)	zwierciadło ustalone (m p.p.t) ciśnienie złożowe (at)	współczynnik filtracji (m/d) promień leja depresji (m)	interwał badany (m)	porowatość (%)	odsączalność (%)	przepuszczalność (%)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Międzyświeć Mie-H2	818,0 – 1027,0	<u>4,1</u> 550,0	<u>80,0</u> 73,8	<u>bd</u> bd	nb				<u>solanka</u> 112,0
Ogrodzona Og-1	910,0 – 1019,5	<u>1,5</u> bd	<u>115,0</u> 69,54	<u>bd</u> bd	nb				<u>solanka</u> 98,0
Rudzica RudIG-1	nb				759,7 – 764,0	4,0 – 8,76	0,95 – 1,19	0,1 – 0,18	nb
Skoczów Sko-1	864,4 – 908,0	<u>bd</u> bd	<u>36,7</u> 61,44	<u>bd</u> bd	nb				<u>solanka</u> 79,56
Zamarski ZamIG-1	1073,0 – 1158,8	<u>3,0</u> -	<u>318,0</u> 70,7	<u>0,005</u> -	1080,0 – 1140,5	1,6 – 13,0	0,1 – 3,3	0,1 – 4,35	nb

Tabela 1.1.6_14 Typ genetyczny wód w głębokich otworach badawczych w rejonie Cieszyn-Skoczów-Czechowice

NAZWA OTWORU	Chybie IG-1	Czechowice IG-1	Drogomyśl IG-57	Jaworze IG-1	Ogrodzona -1	Skoczów-1
odsłonięty interwał	909 - 992	653 – 662 m	803 – 863	1170 – 1432	910 – 1020	864 - 908
data	04.05.1984 r.	04.11.1982 r.	19.07.1967 r.	17.11.1979 r.	1948 r.	27.10.1948 r.
parametr	wartość parametru					
Odczyn Ph	6,6	6,4	7,2	5,2	8,0	6,4
Sucha pozostałość (mg/dm ³)	76 500	79 500	47 016	65 780	98 000	79 200
typ wody*	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na
typ wody**	chlorkowo-wapniowe/kl. III	chlorkowo-wapniowe/kl. III	chlorkowo-wapniowe/kl. II	chlorkowo-wapniowe/kl. III	chlorkowo-wapniowe/kl. III	chlorkowo-wapniowe/kl. III
Na ⁺	17 954	20 927	15 121	17 400	27 302	26 492
K ⁺	430	395	94	150		
Ca ²⁺	3 924	4 080	1 841	4 758	6 256	4 569
Mg ²⁺	1 321	1 382	181	1 810	1 281	2
Fe ³⁺	0	0	0	0,15	-	10
Cl ⁻	40 500	44 000	28 981	40 771	56 779	48 576
SO ₄ ²⁻						
HCO ₃ ⁻	171	73	55	320	-	53
Br ⁻	0	0	16	0	254	0

J-	0	0	57	0	22	0
Na/Cl	0,684	0,733	0,805	0,658	-	<0,841
Cl-Na/Mg	3,330	2,910	2,490	2,640	-	-
typ genetyczny	4	4	4	4	4	4
stopień metamorfizmu	w. reliktowe	w. reliktowe	w. reliktowe	w. reliktowe	w. reliktowe	w. reliktowe
stopień izolacji	dobry	dobry	dobry	dobry	dobry	dobry
warunki do lokowania CO ₂	korzystne	korzystne	korzystne	korzystne	korzystne	korzystne

* klasyfikacja Szczukariewa-Prikłońskiego; ** klasyfikacja Sulina z modyfikacją Bojarskiego (Bojarski, 1969)

Tabela 1.1.6_14 cd. Typ genetyczny wód w głębokich otworach badawczych

NAZWA OTWORU	Cieszyn IG-1	Kaczyce 21	Kaczyce 25	Kaczyce 26	Międzywiecie H2
odsłonięty interwał	1092 - 1140	840 – 870	900,0 – 930,0	890 – 909	
data	13.09.1980 r.	21.01.1988 r.	19.05.1987 r.	21.04.1978 r.	
parametr	wartość parametru				
Odczyn Ph	-	8,2	8,0	7,9	-
Sucha pozostałość (mg/dm ³)	41 945	32 428	23 652	59 758	112 000
typ wody*	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	-

typ wody**	chlorkowo-wapniowe/kl. III	chlorkowo-wapniowe/kl. II	chlorkowo-wapniowe/kl. II	chlorkowo-wapniowe/kl. III	
Na ⁺	13 055,00	7 236,49	6 693,0	19 094,37	-
K ⁺	195,48	211,65	147,33	199,20	-
Ca ²⁺	3 294,60	612,50	723,64	2 100,00	-
Mg ²⁺	65,66	175,00	5,00	630,00	-
Fe ³⁺	-	0,90	0,44	6,08	-
Cl ⁻	24 750,00	12 056,40	10 815,00	35 105,40	-
SO ₄ ²⁻	156,16	113,13	208,99	17,69	-
HCO ₃ ⁻	468,64	1 128,50	1 207,80	106,75	-
Br ⁻	-	-	-	-	-
J ⁻	-	-	-	-	-
Na/Cl	0,813	0,926	0,955	0,839	-
Cl-Na/Mg	24,12	1,75	33,73	3,08	-
typ genetyczny	4	3	3	4	-
stopień metamorfizmu	w. reliktowe	kontakt z wodami infiltracyjnymi	kontakt z wodami infiltracyjnymi	w. reliktowe	-
stopień izolacji	dobry	kolektor rozszczelniony	kolektor rozszczelniony	dobry	-
warunki do lokowania CO ₂	korzystne	warunkowe	warunkowe	korzystne	-

* klasyfikacja Szczukariewa-Prikońskiego; ** klasyfikacja Sulina z modyfikacją Bojarskiego (Bojarski, 1969)

Zbiornik warstw dębowieckich w rejonie Kęty-Andrychów

Wytypowany rejon Kęty-Andrychów administracyjnie należy do powiatu bielskiego i żywieckiego w województwie śląskim i powiatu wadowickiego w województwie małopolskim. Obszar ten znajduje się w zasięgu drenażu poziomów wodonośnych wyrobiskami czynnej kopalni węgla kamiennego „Brzeszcze-Silesia” (Kompania Węglowa S.A.), która znajduje się w odległości ok. 2 km poza północną granicą.

Wyznaczony rejon o powierzchni ok. 90 km² jest słabo rozpoznany 9 otworami, najczęściej wierconych bezrdzeniowo. Najwięcej informacji hydrogeologicznych uzyskano z dwóch otworów Bestwina IG-1 i Kęty-11 zlokalizowanych na obrzeżach rejonu oraz 3 otworów zlokalizowanych poza jego południową granicą (Kęty-6, Bielsko-2 i Bielsko-4),

W profilu warstw dębowieckich przeważają piaskowce różnoziarniste, które w wyznaczonym rejonie wypełniają strukturę dolinną ukształtowaną na powierzchni stropu paleozoiku. W jej granicach miąższość wzrasta od 25 m na górnej części zbocza do ok. 150 m w miejscach jej największego przegłębienia. Głębokość zalegania warstw dębowieckich jest zróżnicowana w granicach od 700 m do 1100 m. Powierzchnia stropu warstw jest wyrównana i obniża się w kierunku wschodnim. Na stropie warstw dębowieckich zalegają ilaste osady miocenu, których miąższość zawiera się w przedziale 550-950 m. Natomiast ich podłoże stanowi kompleks mułowcowo-piaskowcowy z pokładami węgla kamiennego karbonu górnego (seria mułowcowa), częściowo także seria paraliczna i starsze formacje karbonu oraz seria węglanowa dolnego karbonu i dewonu.

Warunki hydrogeologiczne.

Omawiany rejon jest bardzo słabo udokumentowany hydrogeologicznie. Tylko w jednym otworze Bestwina IG-1 wykonano badania laboratoryjne na próbkach rdzenia i tylko w jednym otworze Kęty-11 badano przepływ płynu (**Tab. 1.1.6_15, 16**). Dodatkowo badania wykonano w ograniczonym zakresie i nie uzyskano wiarygodnych wyników z badania doływu płynu do otworu. Wobec powyższego parametry hydrogeologiczne dla rejonu określono z badań regionalnych wykonanych dla północno-wschodniej części obszaru występowania warstw dębowieckich. Należy jednak zaznaczyć, że cytowany rejon charakteryzowany w badaniach regionalnych, należy do najslabiej rozpoznanych i udokumentowanych geologicznie.

W wyznaczonym rejonie zbiornik dębowiecki zawiera solanki o mineralizacji 65,4 g/dm³ (wyrażona jako sucha pozostałość). Badana woda należy do słabo zasadowych (pH 7,5) i bardzo twardych (> 10 mval/dm³).

Krążenie wód odbywa się w systemie porowym piaskowców i zlepieńców. Są to skały średnio porowate (od 7,1% do 24,1%), słabo odsączalne (od 6,7 do 9,6%) oraz słabo przepuszczalne (od 1,2 do 9,8 mD - przeliczone na wartości współczynnika wynoszą 1,2x10⁻⁸ – 9,5 x10⁻⁸m/s). Parametry hydrogeologiczne zbiornika dębowieckiego określają poziom jako słabo zawodniony. Otrzymano doływy solanki do otworu w ilości od 0,04 do 1,8 m³/h.

Poziom wodonośny warstw dębowieckich tworzy porowy, zakryty i głęboki zbiornik wód podziemnych. Zwierciadło wody ma charakter subartezyjski i stabilizuje się na głębokościach rzędu 100-150 m (ciśnienia piezometryczne są rzędu 6-9 MaP). Generalnie przepływ wód odbywa się w kierunku rozległych przegłębień powierzchni stropu karbonu. Układ krążenia został zaburzony przez antropopresję. Zbiornik znajduje się pod wpływem oddziaływania górnictwa węgla kamiennego.

Tabela 1.1.6_15 Parametry hydrodynamiczne i zbiornikowe kolektora dębowieckiego w rejonie Kęty-Andrychów

Nazwa otworu	Badania bezpośrednie				Badania laboratoryjne				Medium mineralizacja (g/dm ³)
	interwał badany (m)	wydajność (m ³ /h) depresja (m)	zwierciadło ustalone (m p.p.t) ciśnienie złożowe (at)	współczynnik filtracji (m/d) promień leja depresji (m)	interwał badany (m)	porowatość (%)	odsączalność (%)	przepuszczalność (%)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Bestwina BelG-1	nb				742,0 – 774,9	22,31 – 24,05	6,72 – 9,65	-	-
Kęty Kt-11G	870,0 – 976,0	<u>0,003</u> -	-	-	nb				<u>solanka</u> 65,4
Kęty Kt-6	1009,5 – 1012,5	<u>0,004</u> -	-	-	nb				-
Bielsko B-2*	783,5 – 793,5	<u>0,297</u> -	<u>98,0</u> 68,6	-	nb				<u>woda silnie słona</u> 28,9
Bielsko B-4*	1255,0 – 1355,0	<u>6,5</u> -	-	-	nb				<u>woda silnie słona</u> 31,8
Bielsko B-4*	1365,0 – 1372,0	<u>1,880</u> -	-	-	nb				<u>solanka</u> 51,3

* otwory zlokalizowane w sąsiedztwie wyznaczonego rejonu

Tabela 1.1.6_16 Typ genetyczny wód w głębokich otworach badawczych w rejonie Kęty-Andrychów

NAZWA OTWORU	Kęty 11	Bielsko 2*	Bielsko 4*	Bielsko 4*
odsłonięty interwał	870,0 – 876,0	785,0 – 793,0	1255,0 – 1335,0	1365,0 – 1372,0
data	08.03.1982 r.	10.06.1963 r.	26.07.1963 r.	15.08.1963 r.
parametr	wartość parametru			
Odczyn Ph	7,5	8,0	8,0	7,0
Sucha pozostałość (mg/dm ³)	65 402	28 922	31 838	51 316
typ wody*	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na
typ wody**	chlorkowo-wapniowe/kl. III	chlorkowo-wapniowe/kl. II	chlorkowo-wapniowe/kl. II	chlorkowo-wapniowe/kl. III
Na ⁺	18 375,5	8 764,1	11 328,4	15 064,8
K ⁺				
Ca ²⁺	3 607,2	1 457,4	656,7	3 390,5
Mg ²⁺	1 155,2	522,2	345,3	971,6
Fe ³⁺	3,5	13,3	76,2	14,0
Cl ⁻	38 119,5	17 375,4	19 503,0	31 648,0
SO ₄ ²⁻	8,4	121,1	150,0	503,9
HCO ₃ ⁻	122,0	292,9	238,0	94,6
Br ⁻	-	-	-	-
J ⁻	23,0	12,7	76,1	-
Na+K/Cl	0,743	0,778	0,896	0,734
Cl-Na/Mg	11,32	11,41	19,37	11,17
typ genetyczny	4	3	3	4
stopień metamorfizmu	w. reliktowe	kontakt z wodami infiltracyjnymi	kontakt z wodami infiltracyjnymi	w. reliktowe
stopień izolacji	dobry	kolektor rozszczelniony	kolektor rozszczelniony	dobry
warunki do lokowania CO ₂	korzystne	warunkowe	warunkowe	korzystne

* klasyfikacja Szczukariewa-Prikłońskiego

Głębokość występowania strefy wymiany (mieszania) się solanek i wód słodkich

Charakterystykę hydrogeochemiczną kolektora dębowieckiego w wytypowanym rejonie przedstawiono na podstawie analizy składu chemicznego wód z 1 otworu (**Tab. 1.1.6_16**). Do oceny stopnia szczelności zastosowano uproszczoną metodykę określającą 6 typów genetycznych wód wraz z charakterystyką stopnia metamorfizmu wód i strefami mieszania się solanek z wodami słodkimi (**Tab. 1.1.6_12**).

Do otworu Kęty-11 dopływała solanka o suchej pozostałości 65,4 g/dm³. Jest to solanka o wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, przy Na/Cl = 0,74. Wg zaproponowanej klasyfikacji typu genetycznego, wody te należą do 4 kategorii określającej je jako wody zmetamorfizowane, będące w kontakcie z wodami infiltracyjnymi w przeszłości, co stwarza generalnie korzystne warunki do lokowania CO₂.

Wg klasyfikacji Sulina-Bojarskiego wody należą do typu wód chlorkowo-wapniowych, charakteryzujących wody sedymentacyjne, pochodzące ze stref izolowanych od dopływu wód infiltracyjnych (Bojarski, 1969).

Rejon III - Mazowsze

Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO₂ ze skałami

Temp °C	pH	Na ⁺ mol/kg _{H2O}	K ⁺ mol/kg _{H2O}	Ca ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Mg ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Sr ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Fe ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Al ⁺⁺⁺ mol/kg _{H2O}
60	4.6	3.27	1.16 · 10 ⁻²	7.57 · 10 ⁻²	3.13 · 10 ⁻²	1.48 · 10 ⁻³	6.40 · 10 ⁻⁴	1.50 · 10 ⁻⁸
gęstość g/l		Cl ⁻ mol/kg _{H2O}	SO ₄ ⁻ mol/kg _{H2O}	Br ⁻ mol/kg _{H2O}	Alk (OH) eq/kg _{H2O}			SiO ₂ mol/kg _{H2O}
1.13		4.8	7.63 · 10 ⁻³	2.01 · 10 ⁻³	1.35 · 10 ⁻³			3.37 · 10 ⁻⁴

Tabela 1.1.6_17 Przykładowy, typowy skład i parametry solanki przyjmowane w modelowaniach hydrogeochemicznych (Chadwick et al., 2006)

Obecność CO₂ rozpuszczonego w solance powoduje że jej odczyn pH jest coraz bardziej kwaśny. Według dotychczasowych badań (Chadwick et al., 2006) przy reakcjach solanki z rozpuszczonym CO₂ a skałą najistotniejsze są zjawiska rozpuszczania i wytrącania kalcytu (w mniejszym stopniu innych węglanów), rozkładu plagioklazów (w szczególności albitu na dawsonit i krzemionkę), rozkładu minerałów ilastych (szczególnie chlorytu, który w obecności rozpuszczonego kalcytu rozkłada się na syderyt, dolomit, kaolinit i krzemionkę) oraz miki (muskowitu, który w obecności rozpuszczonej krzemionki rozkłada się na skaień potasowy i kaolinit). Wszystkie te zjawiska zachodzą jednocześnie, jednakże w różnym natężeniu i tempie (kalcyt reaguje najszybciej, mika najwolniej), stąd też niełatwo jest przewidzieć ich wzajemne oddziaływania. Stąd właśnie informacje o obecności jonów i pierwiastków wymienionych w **Tabeli 1.1.6_17** są istotne dla przewidywania i symulacji procesów geochemicznych zachodzących przy i po zatłaczaniu dwutlenku węgla do górotworu (np. obecność Na⁺, Ca⁺, Mg⁺², SO₄⁻).

Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów

(Lidia Razowska-Jaworek)

Charakterystykę hydrogeochemiczną i hydrodynamiczną kolektorów wykonano głównie na podstawie wyników uzyskanych z opróbowania poziomów zbiornikowych w głębokich otworach badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz w głębokich otworach wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa (**Tabela 1.1.6_18**).

Celem opisanych badań była analiza poziomów wodonośnych w celu wytypowania obszarów o największym rozprzestrzenieniu kolektora CO₂ spełniającego kryteria do lokowania.

Metodyka badań

Do wstępnego oszacowania warunków hydrogeologicznych i hydrogeochemii wytypowano 72 otwory ujmujące kompleksy skał o najlepszych właściwościach zbiornikowych. Mogą one być potencjalnie podstawowymi zbiornikami do sekwestracji CO₂.

Charakterystykę hydrochemiczną i hydrodynamiczną opracowano dla kompleksów skał obejmujących poziomy stratygraficzne mezozoiku: trias dolny i górny, jurę górną, środkową i dolną oraz kredę dolną.

Na mapie dokumentacyjnej zlokalizowano opróbowane otwory wiertnicze odpowiednio dla poszczególnych poziomów stratygraficznych, przy każdym otworze zaznaczono symbolem opróbowany poziom stratygraficzny i mineralizację wody w g/l. Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

Przy zaburzeniu reżimu hydrodynamicznego, na przykład przy odnawianiu się starych systemów tektonicznych, ważną informacją jest różnica ciśnień złożowych i mineralizacji wód pomiędzy sąsiednimi poziomami. Na podstawie różnicy gradientów ciśnień Bojarski (1996) określił lateralny ogólny kierunek przepływu wód. Informacja ta została również wykorzystana do analizy możliwości lokowania CO₂ w kolektorach.

Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów

Badania wód podziemnych w głębokich otworach parametrycznych, odwierconych z powierzchni, prowadzono w latach 30, 50. i 60. Systematyczne rozpoznanie wód wgłębnych rozpoczęto kolejnymi 5 głębokimi wierceniami (Płońsk I, Bodzanów I, Magnuszew IG I, Iwiczna IG I, Dzierżanowo Geo1). Kolejno w latach 60 i 70-tych przeprowadzono badania w 24 otworach wiertniczych: Białobrzegi IG1, Gostynin IG Ia, Gostynin IG 3, Gostynin IG 4, Okuniew IG I, Płońsk IG 2a, Warszawa IG I, Żychlin IG 3, Krośniewice IG I, Łochów IG I, Nidzica IG I, Tłuszcz IG I, Bielsk I, Ciechanów I, Dębe I, Dzierżanowo 3, Konopki I, Lipno I, Nasielsk I, Płońsk 4, 5, 6, Pułtusk I i Żuromin 2. W następnych latach 70-tych badania wykonano w 34 wierceniach: Łowicz IG I, Nadarzyn IG I, Raducz IG I, Wilga IG I, Jeżów IG I, Łochów IG 2, Studzianna IG I, Biezuń 2, Dębe 2, 7, Gostynin 5, 6, Gradzanowo 2, 3, 4, Kamionki I, 2, Lipno 2, 4, Płońsk 7, 9, 10, Pułtusk 3, Sierpc 2, Skępe I, Sochaczew 1, 2, 3, Wyszogród I, Żyrów I, 2, oraz Mszczonów IG I i IG 2 i Maciejowice IG 1.

Wody podziemne omawianego obszaru zostały dotychczas omówione w licznych pracach naukowych archiwalnych i publikacjach L. Bojarskiego indywidualnych i zespołowych (m.in. J. Królicka i in., red. 1970), Z. J. Pazdry, Z. Płochniewskiego, J. Stachowiak, S. Turka, B. Wrotnowskiej, J. Dowgiałły i A. Macioszczykowej.

Badania polowe próbnikiem złoża wykonano w czasie głębiania otworu dokonując zapięcia kablowego próbnika złoża (pozytywne/negatywne) i zapięcia rurowego próbnika złoża po zakończeniu wiercenia. Następnie likwidowano kolejne interwały badań, sukcesywnie począwszy „od spodu otworu do wierzchu otworu” za pomocą na ogół korka cementowego w otworze. Poziomy do badań „uruchomiono” przez torpedowanie (np. w retyku) lub hydroperforację (np. w liasie). Poziom zbiornikowy łyżkowano zwykle pod butem rur, lub udostępniony był przez perforację rur lub ich obcięcie. Po wykonaniu badań w/w otwór likwidowano przez cementowanie zgodnie z przepisami górnictwami.

Analizie poddano badania polowe wykonane w wyżej wymienionych otworach. Wszystkie badania polowe wykonano w profilu geologicznym w interwale głębokości 500-5300 m.

W strefie aktywnej wymiany wód podziemnych omawianego obszaru, o głębokości szacowanej na około 100-120 m, znajdują się cztery piętra wodonośne: jury, kredy, paleogenu-neogenu i czwartorzędu.

Piętro czwartorzędu występuje w części **południowo-zachodniej** (rejon Radomia) omawianym obszarze warstwą o zmiennej miąższości od 20 do 60 metrów, miejscami do 80 i 100 m (Malinowski J., 1986) pokrywającą piętra wodonośne mezozoiku zapadające pod niewielkim kątem w kierunku NE. Warstwę wodonośną budują piaski i żwiry, zalegające w różnym położeniu w stosunku do glin zwałowych (na glinach, między glinami, pod glinami) zlodowacenia środkowopolskiego. Charakter zwierciadła wody jest zmienny: jest ono swobodne, niekiedy lokalnie napięte, przy czym ciśnienie wód przyjmuje wartość na ogół do 0,05-0,5 MPa, sporadycznie osiąga 1 MPa (Kolago C., 1971). Wydajność studni przeważnie waha się od 30 do 50 m³/h, na południu Niecki Mazowieckiej jest znaczna 50->100m³/h lub średnia (kilkanaście do kilkadziesiąt m³/h) gdzie ilość warstw wodonośnych zmienia się 1-3 (Skierniewice Kolago C., 1971).

W skrajnie **zachodniej** części Mazowsza (Fabianowski W., Olczak H., 1985) - w Regionie hydrogeologicznym mazowieckim (IX) występuje zazwyczaj jeden, miejscami dwa poziomy użytkowe na głębokości kilkanaście do 60 m. Wody występują przeważnie pod ciśnieniem do około 350 kPa, niekiedy o zwierciadle swobodnym. Wydajność studni od kilku do około 70 m³/h, lokalnie do 120 m³/h (dolina Wisły -Ciechomice) (Fabianowski W., Olczak H., 1985).

W **północno-wschodniej** części obszaru występują piaski i żwiry na głębokości 10-60 m, sporadycznie do 150 m. Wody występują przeważnie pod ciśnieniem od 100 do 400 kPa, niekiedy do 1000 kPa. Zwierciadło jest swobodne na ograniczonych obszarach. Wydajność studni waha się od 20 do 70 m³/h, lokalnie do 120 m³/h. Występują doliny kopalne zasobne w wodę (IX B- Rejon kopalnej doliny Wkry) (Kolago C., 1983).

W **północno-zachodniej** części obszaru występują piaski, piaski mułkowate i żwiry piaszczyste na głębokości 10- 60m, sporadycznie głębiej. Wody występują pod ciśnieniem od 200 do 500 kPa, a miejscami mają miejsce samowypływy, rzadziej występują wody o swobodnym zwierciadle.

Mięszość jest zmienna, w przedziale 15- 40 metrów. Wydajność studni wynosi od 10 do 70 m³/h, lokalnie 120-200 m³/h. Lokalnie stwierdzono kontakty hydrauliczne z wodami utworów neogenu (m.in. Zawidz Kościelny- pliocen).

W północnej i centralnej części obszaru (Kolago C., 1986) występują piaski, piaski mułkowate i żwiry piaszczyste obecne na głębokości 10- 100 m. W centralnej i północno-zachodniej części Niecki Mazowieckiej, utwory czwartorzędu i neogenu mają łączną mięszość 100-280 m. Głębokość ta wyznacza również orientacyjny zasięg występowania wód zwykłych. Zasadniczy poziom użytkowy czwartorzędu wykształcony jest w postaci charakterystycznych zbiorników dolin kopalnych (m.in. Doliny- Daniszowa- Sarnowa, Doliny Wkry, Płońska, Nasielska, Żyrardów-Sokule, Brwinowa). Są to strefy korzystnych wydajności. Lokalnie na obszarze wysoczyzn Sochaczewa, Żyrardowa i Błonia występują obszary pozbawione użytkowych poziomów wodonośnych. Zasilanie następuje głównie drogą infiltracji opadów atmosferycznych na obszarach powierzchniowych przepuszczalnych i półprzepuszczalnych. W międzyrzeczu Wisły i Narwi – dodatkowe zasilanie stanowi infiltracja spiętrzonych wód powierzchniowych z kierunku zapory w Dębem (Kolago C., 1986). Z uwagi na zróżnicowane warunki hydrogeologiczne w podłożu czwartorzędu i układ krążenia wód podziemnych, wydzielono na obszarze Regionu Mazowieckiego w granicach arkusza Warszawa –Zachód 3 podregiony: *zachodniomazowiecki* (w podłożu występują wysady solne, spękania, rowy tektoniczne i pozbawiony poziomów użytkowych w neogenie), *środkowomazowiecki* (centralny) – obszar o korzystnych parametrach hydrogeologicznych dla zaopatrzenia w wody zwykłe ludności oraz *wschodniomazowiecki* – obszar zdecydowanie mniej korzystny (Kolago C., 1986).

Piętro neogenu w centralnej i południowej części Mazowsza (Kolago C., 1971) wykształcone jest jako oligocen, miocen, pliocen. Są to wody słodkie (250- 500 mg/l) pod ciśnieniem (20 m - około 200 m), najwyższa wydajność studni z utworów oligocenu do >50m³/h (Region 1), z utworów kredy górnej od kilku do 100 m³/h (Region 1/21) (Kolago C., 1971). Neogen przykrywa płaszczem o zmiennej mięszości starsze piętra wodonośne mezozoiku - jury górnej i kredy górnej nachylone ku północnemu- wschodowi. Warstwę wodonośną, obecną na głębokości od poniżej 50 do około 200 m, budują głównie piaski, piaski mułkowate, piaski z pyłem węgla brunatnego, sporadycznie piaski ze żwirem. Charakter zwierciadła wody jest zmienny: na ogół swobodne, lokalnie napięte, przy czym ciśnienie wód przyjmuje wartość do 0,02- 2MPa. Wydajność studni przeważnie waha się od 10 do 20 m³/h (w utworach pliocenu), a do 50 m³/h i więcej (w utworach oligocenu) (Kolago C., 1971). W **południowo-wschodniej** części (Malinowski J., 1986) poziom użytkowy w utworach neogenu wykształcony jako oligocen, miocen na głębokości 40-100m, o wydajności 10-70 m³/h, wody pod ciśnieniem do 400kPa oraz bardziej korzystne parametry w rejonie doliny Środkowej Wisły: piaski glaukonitowe (40-60 m) i piaski pylaste (20-30 m), wydajność 10-70 m³/h, wody pod niewielkim ciśnieniem (Malinowski J., 1986). W **centralnej i zachodniej** części Mazowsza (Fabianowski W., Olczak H., 1985) poziom użytkowy występuje na głębokości 20-140 m, wydajność przeważnie 30-70 m³/h, sporadycznie 10- 30 m³/h, wody pod ciśnieniem 250- 1300 kPa, w rejonie Osmolin- Łaguszew stwierdzono w wodach podwyższoną zawartość chlorków (360- 1050 mg/ dm³) (Płock- Fabianowski W., Olczak H., 1985). W **północno-wschodniej** (Kolago C., 1983) części Mazowsza, w utworach miocenu i oligocenu występują wody pod ciśnieniem 100- 2500 kPa. Wydajność studni wynosi średnio kilkanaście- kilkadziesiąt m³/h, miejscami brak wody, a w miocenie wody są intensywnie zabarwione. W **północno-zachodniej części** (Sukowska K., 1984) w piaskach mułkowatych i glaukonitowych miocenu i oligocenu poziom użytkowy o mięszości do 40 m, występuje na

głębokości 100- 200 m, prowadzi wody pod ciśnieniem 500- 1000kPa o wydajności pojedynczej studni wynoszącej od kilku do kilkudziesięciu m³/h.

Poziom neogenu (miocen, oligocen) użytkowany jest podrzędnie w obszarze położonym na południe od Wisły. Wody pozostają pod znacznym ciśnieniem hydrostatycznym do 2000kPa, a zasilanie następuje drogą przesączania z wyższych poziomów wodonośnych oraz poprzez okna hydrogeologiczne. Pobór wód z oligocenu występuje w Warszawie, Błoniu, Grodzisku Mazowieckim i Sochaczewie. W obszarach sąsiadujących ze strefami zaburzeń tektonicznych i wysadów solnych w starszym podłożu, w wodach oligoceńskich stwierdzono znaczną zawartość chlorków (860-2200 mg/l Cl) oraz znaczne zabarwienie wód miocenu (do 3500 mg Pt/l) (m.in. Sochaczew, Żyrardów, Wyszogród) (Kolago C., 1986).

Poziom górnej kredy zbudowany głównie z margli występuje na głębokości około 100 m (okolice Płocka i Łowicza). Wody występują pod ciśnieniem 900- 1200 kPa (samowypływy). Wydajność pojedynczej studni pozostaje w przedziale 30-70 m³/h, w rejonie Płocka-Radziwia-Duninowa osiąga wartość powyżej 120 m³/h (Fabianowski W., Olczak H., 1985). Poziom ten w tym rejonie jest słabo rozpoznany. W niższych partiach występuje zasolenie wód (Kolago C., 1983). Utwory mogą być wykształcone jako margle, ale również piaskowce, wapienie i piaski. W części **południowej** występuje na głębokości około 1300 - 1500 m (okolice Skierniewic) oraz około 1000-1200 m (okolice Mogielnicy i Białobrzegów). Wody pod ciśnieniem około 100 m. (Kolago C., 1971).

Poziom górnej jury zalega w profilu geologicznym w **południowej** części badanego obszaru, bezpośrednio pod czwartorzędem. Poziom szczelinowo- krasowy budują wapienie, wapienie margliste, margle, mułowce i łupki. Wody występują pod ciśnieniem do 50m, niekiedy do 100m. (Kolago C., 1971). Wydajność pojedynczej studni mieści się w przedziale 10-30 m³/h. Miąższość utworów jury górnej jest zredukowana na kontakcie z obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich oraz w pobliżu i na lokalnych strukturach solnych

Poziomy środkowej i dolnej jury zalegają w profilu geologicznym w **południowej** części (Kolago C., 1971) omawianego obszaru bezpośrednio pod czwartorzędem. Poziom porowo-szczelinowy zbudowany jest głównie z piaskowców z przewarstwieniami mułowców i iłowców. Wody występują pod ciśnieniem do 50m, niekiedy do 100m. (Kolago C., 1971). Wydajność pojedynczej studni wynosi około 10-30 m³/h. Poziom środkowojurajski stwierdzono na głębokościach od 715 do 2785 m, są to wody od słabo zmineralizowanych do silnie stężonych solanek, występujące pod ciśnieniem 6,7-27,8 MPa. Porowatość piaskowców jest na ogół średnia i duża, a przepuszczalność sięga do około 2 mD. Poziom dolnojurajski występuje na głębokościach od 1022 do 3130 m, są to wody od zmineralizowanych do silnie stężonych solanek, występujące pod ciśnieniem 15,75-26,47 MPa. Porowatość piaskowców jest na o W utworach jury środkowej (**Tabele 1.1.6_17, 19**) wydajności uzyskane z badań polowych mieszczą się w zakresie od 0,03 m³/h (Gostynin IG 3) do 23,6 m³/h (Wojszyce IG 3). Poziom hydrostatyczny od 29m (Zgierz IG 1) do 140 m (Bielsk 1). Porowatość piaskowców 5,21-30,24% (Płońsk 7) jest na ogół średnia i duża, gdy ich przepuszczalność określono w przedziale 0,04-1,78mD, przy czym porowatość wapieni 6,0-18,0% (Magnuszew IG 1), gdy ich przepuszczalność znajduje się w zakresie 0,47-0,47-0,79mD. Gradienty ciśnień są bardzo niskie i przyjmują wartość około 1,0-1,05 hPa/10 m. W sąsiedztwie struktur solnych, w okolicy miejscowości Kłodawa i Zgierz, są nieco wyższe. Zjawisko powolnej ascenzji od osiowej, najgłębszej części niecki warszawskiej w kierunku płytszych części basenu, prawie nie istnieje w skali regionalnej, ze względu

na charakter kawernisto-szczelinowy przepuszczalności skał. Nasilenie w/w zjawiska, w warunkach ascenzji typu lateralno-wertykalnego, możliwe jest – lokalnie – w granicach struktur solnych.

W utworach jury dolnej (J1) (**Tabela 1.1.1_17**), wydajności mieszczą się w zakresie od 3,96 (Czachówek 1)- 36,0 m³/h (Raducz IG 1), dopływ do „próbniaka” 0,132 (Stuzianna IG 1) do 16,4 (Wojszyce IG 3). Porowatość piaskowców jest na ogół średnia i duża 0,622-21,356% (Bielsk 2), a ich przepuszczalność jest zmienna: od skał nieprzepuszczalnych do skał o średniej przepuszczalności, mieści się w szerokim przedziale 0,008-1410,68mD, natomiast średnia i duża porowatość piaskowców 16,90-24,430% (Dębe 5), gdy ich przepuszczalność znajduje się w zakresie 348,7-0,47-2460mD świadczy o skałach o słabej i średniej przepuszczalności (**Tabela 1.1.1_18**). Porowatość na ogół średnia i duża, a przepuszczalność sięga do około 2460 mD.

Poziom górnortriasowy - retyk (T3), (**Tabela 1.1.1_17**) położony na głębokości 1548- 4308 m, wykształcony jest w postaci wodonośnych wkładek piaskowców, zalegających wśród iłowców i mułowców. Ich przepuszczalność, głównie szczelinowa, maleje wraz z głębokością. Zaciskanie szczelin powoduje obniżenie porowatości piaskowców do małej 0,0- 3,5 % (Krośniewice IG 1) i głównie średniej 6,24-14,35% (Potycz 1). Charakterystyczną przepuszczalność dla nich stwierdzono w przedziale <0,1-1,98 mD (Potycz 1), 5,12-5,70% (Dębe 5) i <0,001-5,9mD (Dębe 5), której wartość świadczy o występowaniu niekiedy skał półprzepuszczalnych wśród skał nieprzepuszczalnych. Wody występują pod ciśnieniem w granicach 26,26 – 33,81 MPa. Są to solanki i silnie stężone solanki 33,8 (Płońsk IG 2) -88,8g/l (o temperaturze 42-61 stC (**Tabela 1.1.1_20**). Wydajności z badań polowych mieszczą się w zakresie od 0,65 (Białobrzegi IG 1)– 13,0 (Warka IG 1) m³/h.

Tabela 1.1.6_17 Parametry hydrogeologiczne skał w poziomach mezozoiku (wyniki archiwalne badań wykonanych w otworach „*in situ*”)

Otwór	Interwał badany od – do [m]	Straty-grafia	Rodzaj badania ----- Data	Przyływ Q [m ³ /h] ----- s [m]	Ciśnienie złożowe Pz [MPa]	M. og. [g/dm ³]	Poziom hydrosta- tyczny m[p.p.t] ([n.p.m.])
Białobrzegi IG1	1817-1825	T3/J1 pc/ic	Pr?/L bd	<u>0,65</u>		7	
Bielsk 1	2060-2070	J2 pc	L -	bd -	bd -	69,8	140 m (0m)
Bielsk 1	2600-2700	J1 pc	L -	-		101,4	
Bodzanów GN3	1502-1518	J3 w	Pr bd	<u>5,96</u>	14,20	85,0	
Bodzanów IG1	2496-2520	J2 pc	Pr bd	bd	bd	bd	
Bodzanów IG2	1460-1510	J3	Pr -	bd	bd	83,52	
Bodzanów GN2	1927-1961	J2	Pr -	<u>20</u> -	19,22	98,8	
Czachówek 1	1900-19010	J1 pc	L bd	<u>3,96</u> bd	19,27	94,4	
Gostynin 1/1a	2245-2290 odkryty	J1	Ł 27.11.66	<u>9</u> 10		103,2	91 m (24m)
Gostynin 1/1a	2070-2060	J2	Ł 13.12.66	<u>5</u> 2		106	85 m (30m)
Gostynin 1/1a	1967-1952	J2	Ł 30.12.66	<u>0,92</u> 161		64,5	49 m (66m)
Gostynin 1/1a	1860-1850	J2	Ł 12.1.67	<u>4</u> 40		64,3	41 m (74m)

Gostynin 1/1a	1737-1732	J2	₹ 20.1.67	<u>4</u> 349		76,8	71 m (prawie ustalony) <i>(44m)</i>
Gostynin 1/1a	1248-1238	J3	₹ 22.5.67	<u>1,5</u> 136		48,2	54 m <i>(61m)</i>
Gostynin 1/1a	1045-1035	J3	₹ 11.6.67	<u>0,4</u> 975		27	836 m (-721) (poziom nieustalony)
Gostynin IG 3	2310-2096,4	J2/J1	₹ 23.1.67	3,0		99,4	
Gostynin IG 3	1845-1838	J2	₹ 10.2.67	<u>0,549</u> 265-60		24	60 m <i>(60m)</i>
Gostynin IG 3	1520-1514	J2	₹ 2.2.67	<u>30</u> 780-50		7,3	117 m <i>(3m)</i> (po wydłużeniu stabilizacji możliwy samowypływ)
Gostynin IG 3	1320-1312	J2	₹ 2.3.67	<u>0,32</u> 960-575		38	575 m (-455) (poziom nieustalony)
Gostynin IG 4	2702,6-2661,8 bosy	J1	₹ 16.2.68	<u>11,01</u> 12		103,5	54 m <i>(36m)</i>
Gostynin IG 4	2615-2605	J1	₹ 2.3.68	<u>10</u> 12		110	61 m <i>(29m)</i>
Gostynin IG 4	2487-2476	J2	₹ 15.3.68	<u>11</u> 8		107,5	54 m <i>(36m)</i>
Gostynin IG 4	2392-2385	J2	₹ 26.3.68	<u>14</u> 8		104	56 m <i>(34m)</i> opadło do 47 m <i>(43m)</i>
Gostynin IG 4	2207-2197	J2	₹ 3.4.68	<u>0,03</u> 2190		74,9	2110m <i>(-2020m)</i> (poziom nieustalony)
Gostynin IG 4	1746-1635	J2	₹	<u>9,8</u>		81	49,2 m

			-	-			(40,8m)
Gostynin IG 4	1689-1679	J2	₹ 9.4.68	<u>1,8</u> 60		80,5	81 m (-9m) (poziom prawie ustalony)
Gostynin IG 4	1500-1491	J3	₹ 24.4.68	<u>0,048</u> 1140		62,8	1440 (-1350m) (poziom nieustalony)
Gostynin IG 4	1500-1491	J3	₹ 9.5.68	<u>0,07</u> 1470		62,8	1470 m (-1380m) (poziom nieustalony)
Gostynin IG 4	1475-1486	J3	₹ 20.5.68	<u>0,392</u> 1470-1170		39,3	1170,1m (-1080,1m) (poziom prawie ustalony)
Kamionki IG3	2750-2770	J2		<u>17,39</u>	27,8	112,579	
Kompina 2	1910-1927	J3	Pr 2/3.2.83	28,42	19,37		
Kompina 2	1615-1633	J3			16,2	16,09	
Kompina 2	1640-1664	J3		23,5	17	47,8	
Kompina 2	2665-2681	J2		41	26,7	114,22	
Kompina 2	2760-2765	J1		4,3		94,07	
Lipno 2	1992-2230	J3	= -	<u>27,0</u> =	19,8	92,83	
Lipno 4	1673-1700	J3	Pr bd	<u>20,0</u> -	bd	70,33	
Łowicz IG1	1675-2033	J2 ic/pc	Pr -	= -	1,96	bd	
Maciejowice IG1	1393-1434	J2	= -	<u>5,3</u> -	bd	13	
Maciejowice IG1	1735-1760	T1		<u>6,1</u>		88	
Mszczonów IG1	1892-1930	J3	P	<u>3,2</u>	18,82		29,9 m

				<u>96?</u>			(141,1m)
Mszczonów IG1	2394-2430	J2	Ł bd	<u>4,5</u> 37,5			94 m (77m)
Mszczonów IG1	2560- 2580	J1	Pr bd	<u>20</u>	25,48		95 m (76m)
Mszczonów IG1	3105-3270	T2/T3	Pr bd	<u>8,3</u> 180	33,81		88,8 m (82,2m)
Nadarzyn IG 1	1825-1850	J2	K bd	<u>4</u> <u>bd</u>	bd		84,4 m (26,6m)
Okuniew IG1	1431-1504	J1		<u>11,0</u>			53,9 m (46,1m)
PolikIG1	2776-2796	T1		<u>2,32</u>	28,1	133,7	
PolikIG1	2620-2640	T3		<u>2,79</u>	26,26	78,3	
Płońsk IG2	1929-1955	J2		<u>0,05</u>	19,11	88	
Płońsk IG2	2476-2490	T3		<u>bd</u>	bd	33,8	
Pułtusk 3	1175,3- 1216,3	J3					
Pułtusk 3	1451- 1478,3	J2 w	Pr bd	<u>3,6</u> <u>bd</u>	12,5	24,29	
Raducz IG 1	1510-1485	J3	Pr 18.10.77 19/20.10.77	0,540	14,31	10,1	30 m (110 m)
Raducz IG 1	2335-2305	J2	Pr 3/5.10.77 6/10.10.77	18	23,28	91,9	96,9 m (43,1m)
Raducz IG 1	2655-2625	J1	Ł 9/10.09.77 22/26.09.77	36	-	101,5	122 m (18 m) (poziom nieustalony)
Sochaczew 1	1644-1685	J3 w	Pr -	<u>18,3</u> -	16,5 -	86,5	

Sochaczew 1	1945,5-1989	J2/J3	<u>Pr</u> -	<u>7,9-9,3?</u>	-	97,02	
Sochaczew 2	2617-2656	J2	<u>Pr</u> -	<u>91</u>	27,46	107,75	
Sochaczew 3	2464-2503	T3/J1	<u>Pr</u> -	<u>47</u>	?	102,0	
Szwejkki IG3	1620-1650J2	J2	<u>Pr</u> <u>bd</u>	<u>15,9</u>		8,734	
Szwejkki IG3	3675-3710	T1 pc	<u>Pr</u> <u>bd</u>	<u>2,39</u>	36,59	245,87	
Warka IG1	1701-1743	J1		<u>24,7</u>	17,5	3,1	
Warka IG1	1943-1960	T3		<u>13,0</u>	bd	65,5	
Warszawa IG1	1117-1723	J1	Ł <u>6.05.1965</u>	-	15		190 m (95m)
Warszawa IG1 ²	1672-1711	J1	Ł <u>7.05.1965</u>				43,8 m (51,2m)
Warszawa IG1	1536-1723	J2	Ł <u>5.05.65</u>	<u>6,4</u> <u>35</u>		70,029 Cl-Na-J-Br	37m (58m)
Warszawa IG1	1672-1711						
Warszawa IG1	1660-1663						
Warszawa IG1	1597-1602 1608-1614 1620-1627						
Warszawa IG1	1576-1592						
Wielgie IG1	2075-2105	J1/J2	<u>bd</u> <u>bd</u>	<u>18,6</u> -	20,4	96,19	
Wielgie G1	3100-3516	T1/T2	<u>bd</u> <u>bd</u>	<u>0,6</u>	46,9	239,5	

² Dla otworu Warszawa IG-1 dwa zbiorniki w jurze dolnym o wyraźnie różnym poziomie ustalonym – akurat w tym przypadku nie można traktować jury dolnej jako jednego połączonego systemu hydrogeologicznego.

Wilga 1	1566-1576	J1		<u>25</u> <u>bd</u>		4,6	
Wojszyce IG-4	1312-1320	J2	<u>Pr</u> 7.4.89	9,9	12,9	11,595	-
Wojszyce IG-4	1572-1579	J2	<u>Pr</u> 5.4.89	6,21	-	20,2	5 (137m)
Wojszyce IG-4	1813-1823	J2	<u>Pr</u> 31.3.89	0,45	17,79	20,539	21 (121m)
Wojszyce IG-4	1957-1999	J1	<u>Pr</u> 22.3.89	3,3	19,03	79,307	75 (67m)
Wojszyce IG-1a	715-730	J2	<u>Pr</u> 26.5.88	6,6	6,31	13,614	50 (81m)
Wojszyce IG-1a	910-930	J2	<u>Pr</u> 25.5.88	5,6	8,86	4,934	20 (111m)
Wojszyce IG-1a	1319-1552	J2	<u>Pr</u> 15.5.88	5,8	14,73	11,55	128,2 (2,8m)
Wojszyce IG-1a	1225-1260	J2	<u>Pr</u>	brak przyptywu	10,1		
Wojszyce IG-3	552-562,5	J2	<u>Pr</u> 7.4.89	4,2	5,20		9 (99m)
Wojszyce IG-3	805-820	J2	<u>Pr</u> 13.10.90	17,8	7,91		13 (95m)
Wojszyce IG-3	1485-1490	J2	<u>Pr</u> 6.1.90	23,6	14,62	33,69	12 (96m)
Wojszyce IG-3	1580-1590	J1	<u>Pr</u> 5.1.90	16,4	15,75	47,9	35 (73m)
Wojszyce IG-3	1716-1740	J1	<u>Pr</u> 18.12.89	24,4	17,18	58,3	35 (73m)
Wyszogród 1	1690- 1703,5	J3 w	<u>bd</u> <u>bd</u>			91,26	

Wyszogród 1	2483,5-2510	J2 pg	<u>Pr</u> <u>bd</u>			87,13	
Wyszogród 1	2091,0-2116,5	J2 pc	<u>Pr</u> -			57,53	
Zgierz IG 1	1930-1915	J2		0,7	1,04	61	29 m? (102,7m)?
Żychlin IG 3	2478-2203,4 bosy	J1/J2	Ł 16.9.66	<u>15</u> 0			67,9m (22,1m)
Żychlin IG 3	1885-1875	J2	Ł 27.9.66	<u>0,828</u> -		39	samowypływ +5m (?)
Żychlin IG 3	1220-1208	J3	Ł 6.10.66	brak przyptywu			-
Żychlin GN4	2119-2127 bosy	J2	Pr	9,9 m ³ /h		64,88	
Żychlin GN4	2345-2376	J1	Pr		23,9	66,3	
Żychlin GN4	3382-3431 bosy	T2	Pr	brak przyptywu	44,97		
Żychlin GN4	3535-3609	T1	<u>Pr</u> 12/13.05.91			181,53 Cl-Ca	

Tabela 1.1.6_18 Zestawienie wyników badań laboratoryjnych (wyniki archiwalne badań wykonanych na rdzeniu z otworów)

Otwór	T3	J1	J2	J3
Bielsk 1	-	-	pc/mc/ic 6,46-22,24% 1,102-216,146 mD	w 8,57-28,77% 0,192-176,74 mD
Bielsk 2	-	pc 0,622-21,356% 0,008-1410,68	pc 0,57-23,259% 0,0054-2475,93 mD	w 9,18-25,012% 3,11-3,46 mD

Otwór	T3	J1	J2	J3
		<i>mD</i>		
Bodzanów GN3	-	pc 2,46-20,47% <i>b.o->300 mD</i>	w 9,66-23,62% <i>0,18-8,09 mD</i> pc/zc 2,23-24,52% <i><0,1->300 mD</i>	w 10,38-31,16% <i>1,02-4,11 mD</i>
Bodzanów GN2	-	pc/mc/ic 3,62-19,75% <i><0,1->300mD</i>	0,72-23,42% <i><0,1-580 mD</i>	w 0,52-21,5% <i><0,1-754 mD</i>
Dębe 5	pc 5,12-5,70% <i><0,001-5,9 mD</i>	pc 16,90-24,43% <i>348,7-2460 mD</i>	2,20-12,43% <i><0,001-8,5 mD</i>	w 1,20-30,32% <i><0,001-6,7 mD</i> pc 15,47-49% <i>3,5-111,3 mD</i>
Gostynin IG 1/1a	śr. 7-16% <i>k b.o.</i>	pc/ic śr. 7-33% <i>k b.o.</i>	ic/pc/dol śr. 4-34% <i>k b.o.</i>	w/dol/mr śr. 3-27% <i>k b.o.</i>
Gostynin IG 3	-	pc/lp śr. 9-22% <i>k b.o.</i>	l/pc śr. 6-29% <i>k b.o.</i>	w/dol/mr/anh śr. 4-29% <i>k b.o.</i>
Gostynin IG 4	-	pc/lp/mc śr 7-23% <i>k b.o.</i>	lp/pc/w śr 4-20% <i>k b.o.</i>	w/lp/mr śr 5-26% <i>k b.o.</i>
Gostynin 6	-	-	pc 0,19-22,95% <i>0,00-127,73 mD</i>	w 5,31-24,16% <i>0.0-22,62 mD</i>
Izdebno IG1	2,39-25,41% <i><0.001-319, 4 mD</i>			5,65-14,62% <i>0.01-3,98 mD</i>
Kamionki 2	-	-	pc 22,55-24,88% <i>167,05-1004,9 mD</i>	w 4,55-32,61% <i>0,00-46,85 mD</i>
Koźbiel	-	-	-	7,5-14,5%

Otwór	T3	J1	J2	J3
Krośniewice IG 1	0,0-3,5%	0,0-7,9%	0,2-3,5%	0,2-2,1%
Kutno 1	-	0,75-11,8% <i>k1,25-6,08 mD</i>	-	-
Lipno 2	-	-	w 0,44-3,06% <i>0,00/b.o. mD</i> pc 7,84-9,70% <i>0,12-0,39 mD</i> w 5,37-1028% <i>0,0-0,04 mD</i>	w 6-22,6% <i>0,00-527,52 mD</i>
Lipno 4	-	-	pc 4,99-20,6% <i>13,60-534 mD</i>	w 1,49-14,88% <i>0,03-118,07 mD</i>
Łowicz IG1		pc 1-17%	ic/pc 1-19%	w/mr 1-22%
Magnuszew IG1	pc/ic 2-30%		w 6-18% <i>0,47-0,79mD</i>	w/mr 5-46% <i>0,078-13,92 mD</i>
Płońsk 7	-	-	pc 5,21-30,24% <i>0,04-1,78Md</i> zl 20,30% <i>699,99mD</i>	w 15,22-29,03% <i>0,12-5,15 mD</i>
Potycz 1	6,24-14,35% <i><0,1-1,9 8 mD</i>		pc 6,73-24,74% <i><0,1-0,12 mD</i>	w 10,52-15,24% <i>26,3-52,8 mD</i>
Pułtusk 3	pc 4,77-25,73% <i>nw-123,29 mD</i>	pc 9,00-30,21% <i>b.o. mD</i>		w 7,56-31,61% <i>0,00-184,89 mD</i>
Sochaczew 1	mc 1,49-3,70%	pc, mc 4,33-23,44% <i>k 21,1-475,58 mD</i>	-	dol 1,40-26,47 % <i>k 0,45-74,16 mD</i>

Otwór	T3	J1	J2	J3
Sochaczew 2	w 0,0-0,29% 0,0 mD	pci 0,14-19,05% J1/J2 b.o.-1062,8 md J1/J2	pc 13,85-22,34% b.o.-1913,04 mD	w 1,4-24,35% b.o.-3,88 mD
Sochaczew 3	-	pc 14,42-16,04% J1/J2 15,45-194,62 md J1/J2	pc 6,64-19,34% 0,02-0,41mD	mc 4,69-21,28% b.o
Wojszyce IG 1/1a	-	7,84-19,54% k 0-0,8mD	11,11-30,2% k 0,33-540 mD	6,83-11,68% k 0,22-150 mD dol. 1,09-2,84%. k 1,08-35,5 mD
Wojszyce IG 3	-	3,47-19,85% k 0,11-500 mD	0,0-26,31% k 0,15-2100 mD	0,85-23,77% k 0,14-2,1 mD
Żychlin IG 3	-	śr. 4-19% k b.o	śr. 5-24% k b.o	śr.19-24% k b.o

Tabela 1.1.6_19 Zestawienie zbiorcze wyników badań polowych (wg stratygrafii w piętrze)

Stratygrafia poziomu wykonanych badań polowych	Interwał badań (całkowity) [m]	Rodzaj badań P-próbnik Ł-łyżka	Q [m ³ /h]	Pz	Mineralizacja og.	Temperatura
			----- S [m]	[MPa]	[g/l]	wody [°C]
Cr2 w, wmr	500-1226,7	P	0,24-14,42	ok. 9,2	1,488-5,71	31,5
Cr1	300-1630	P, K/Ł	0,21-40,0	3,6-14,43	0,24-32,13	35-40

pc, ic, w, mc						
J3 w, dol, anh, gips, w/mr, ic	715-2081	P, Ł	0,07-29,42	11,4-21,0	2,09-87,6	20-58
J2 pc, w, mc, lp, w/mr, ic/pc	715-2785	P,	0,03-23,6	1,04-28,48	7,3-114,8	56-58
J1 pc, mr, ic	1022-3130	P, K	L 3,96-36,0 P 0,132-16,4	15,75-26,47	66,3-122,0	66-86
T3 pc, ic, mc	1548-4308	P, Ł	0,65-13,0	26,26-33,81	33,8-88,8	42-61
T2 w, anh	1814-3920	P,	0,36-8,3	38,1-49,66 samow.+3,4		326
T1 pc, ic/lp, dol	1735-3710	P,	2,9-4,3	23,5-61,43	88311,1(326)	35-47,5

Tabela 1.1.6_20 Zestawienie zbiorcze wyników badań laboratoryjnych (wg przepuszczalności w otworach)

Nazwa otworu	Porowatość całkowita [%]	Porowatość Z porozymetru%	Przepuszczalność (liczebność)	Odsączalność
Bodzanów IG 1	13,68-19,50/4	12,67-19,33/4	0/1/2/1/4	nie oznaczono
Garwolin 1	1,40-9,19/11	1,25-9,19/11	7/0/0/0/7	nie oznaczono
Gostynin IG1A	1,73-29,94/28	1,52-29,94/28	6/4/9/1/20	nie oznaczono
Gostynin IG 3	3,74-20,46/7	3,20-20,46/7	1/1/1/0/3	nie oznaczono
Gostynin IG 4	2,33-33,02/9	2,18-20,93/9	0/5/0/0/5	nie oznaczono
Karnkowo IG1	5,97-24,37/3		1/0/2/0/3	nie oznaczono
Korabiewice PIG 1	1,03-24,56/10	0,96-24,52/10	0/4/2/0/6	nie oznaczono
Łowicz IG 1	1,80-25,11/10	1,61-25,11/10	2/0/6/0/8	nie oznaczono
Mszczonów IG1	2,94-23,03/11	2,26-23,03/11	1/3/4/0/8	nie oznaczono
Polik IG 1	5,26-30,8/8	4,78-29,90/8	1/2/2/1/6	nie oznaczono

Raducz IG1	2,50-16,60/	2,45-16,16/	7/0/1/0/8	nie oznaczono
Rębków 1	1,27-2,08/4	1,18-1,94/4	1/0/0/0/1	nie oznaczono
Różyce IG 2	4,62-21,62/10	3,53-21,62/10	3/1/5/0/9	nie oznaczono
Wojszyce IG 4	2,50-20,69/22	2,25-19,52/22	2/17/0/0/19	nie oznaczono
Wojszyce IG 3	3,19-16,07/7	2,85-16,07/7	3/4/0/0//7	nie oznaczono
Żabieniec 1	1,82-5,19/3	1,64-4,47/3	1/1/0/0/2	nie oznaczono
Żychlin IG 3	2,92-24,24/14	2,65-23,32/14	0/0/0/1/1	nie oznaczono

Przepuszczalność w Wojszyce IG 4

2/17/0/0/19

2- nieprzepuszczalne (<0,001 darcy)

17-półprzepuszczalne (0,001-0,1 darcy)

0-słaba przepuszczalność (0,1-1,0 darcy)

0-średnia przepuszczalność (>1,0 darcy)

19-całkowita ilość oznaczeń w otworze

Porowatość w Wojszyce IG 4

2,50-20,69/ 22

2,50- minimum

20,69-maksimum

22-liczebność

Wyniki badań laboratoryjnych wykonanych w 2009 r.

Badania porowatości wykonane w grudniu 2009 (przez INiG - zadanie 1.3.2) objęły utwory jury dolnej i środkowej. Badania wykonano w 141 próbkach z 25 otworów dla jury dolnej i w 66 próbkach z 20 otworów dla jury środkowej.

Wartość minimum porowatości całkowitej (J1) zawiera się w przedziale 1,03 % (Korabiewice PIG-1)- 14,47 % (Różyce IG-2), wartość maksimum porowatości całkowitej zawiera się w przedziale 10,99 % (Kutno 1)- 30,80 % (Polik IG-1), a wartości średnie należą do zakresu 6,26- 20,24% (Raducz IG 1- Gostynin 7) (**Tabela 1.1.1_21**).

Wartość porowatości z porozymetru (J1) zawiera się w przedziale 0,96% (Korabiewice PIG-1)- 14,33% (Różyce IG-2), maksimum porowatości z porozymetru zawiera się w przedziale 10,27 % (Kutno 1)- 29,94 % (Gostynin IG-1A), a wartości średnie należą do zakresu 5,99- 20,23% (Kutno 1-Gostynin 7) (**Tabela 1.1.1_21**).

Wartość przepuszczalności (J1) zawiera się w przedziale 0,001mD (Gostynin IG1A, Polik 1, Raducz IG-1, Wojszyce IG 1, Wojszyce IG 3) - 381,68 mD (Łowicz IG-1), maksimum przepuszczalności zawiera się w przedziale 25,341 mD (Gostynin IG-4)- 1930,756 mD (Gostynin IG-1A), a wartości średnie należą do zakresu 16,829-500,115 mD (Gostynin IG 4- Łowicz IG-1) (**Tabela 1.1.1_21**).

Wartość minimum porowatości całkowitej (J2) zawiera się w przedziale 1,73 % (Gostynin IG-1A) - 21,11 % (Karnkowo IG-1), wartość maksimum porowatości całkowitej zawiera się w przedziale 13,80 %

(Żychlin 4)- 33,40 % (Gostynin 7), a wartości średnie należą do zakresu 4,92- 22,74% (Kutno 1- Karnkowo IG 1) (**Tabela 1.1.1_22**).

Wartość minimum porowatości z porozymetru (J2) zawiera się w przedziale 1,49% (Bodzanów GN 3)- 21,11% (Karnkowo IG 1), maksimum porowatości z porozymetru zawiera się w przedziale 13,27 % (Żychlin 4)- 33,40 % (Gostynin 7), a wartości średnie należą do zakresu 3,31- 22,74% (Kutno 1- Karnkowo IG 1) (**Tabela 1.1.1_22**).

Wartość minimum przepuszczalności (J2) zawiera się w przedziale 0,001mD (Gostynin IG-1A, Łowicz IG, Różyce IG 2)- 154,82% (Karnkowo IG 1), maksimum przepuszczalności zawiera się w przedziale 52,59 % (Gostynin IG 4)- 574,60 % (Gostynin IG 1A), przy czym wartości średnie należą do zakresu 26,92-640,09 % (Różyce IG 2- żychlin IG 3)(**Tabela 1.1.1_22**).

W poszczególnych otworach, dla których wykonano badania laboratoryjne przepuszczalności w grudniu 2009 (Tabela 4 w rozdziale 1.), rozkład przepuszczalności opróbowanych skał jest następujący:

- nieprzepuszczalne dominują w próbkach z otworów: Raducz IG 1, Garwolin 1 i Rębków 1,
- półprzepuszczalne dominują w próbkach z otworów:Wojszyce IG 4,Wojszyce IG 3, Gostynin IG 4, Korabiewice PIG 1,
- o słabej przepuszczalności dominują w próbkach z otworów: Bodzanów IG 1(50%), Karnkowo IG 1, Gostynin IG 1A, Mszczonów IG 1(50%), Łowicz IG 1, Różyce IG 2,
- o średniej przepuszczalności dominują w próbkach z otworów: Żychlin IG 1.

Tabela 1.1.6_21 Wyniki badań laboratoryjnych dla jury dolnej (2009 r.)

Nazwa otworu	Porowatność całkowita [%]				Porowatność z porozymetru [%]				Przepuszczalność [mD]			
	min	max	średnia	N	min	max	średnia	N	min	max	średnia	N
Białobrzegi IG-1	7,22	27,98	18,23	8	6,28	27,91	18,00	8	0,001	282,083	89,589	5
Bielsk 2	7,21	15,10	11,16	2	5,08	14,11	9,60	2				
Bodzanów 1			18,33	1			18,13	1				
Bodzanów IG-1	13,68	19,50	16,01	3	12,67	18,06	14,86	3	85,417	1099,933	481,968	3
Gostynin 7	5,70	27,08	20,24	4	5,64	27,08	20,23	4				
Gostynin IG-1A	2,00	29,94	18,69	21	1,87	29,94	18,05	21	0,001	1930,756	297,719	17
Gostynin IG-3	4,54	20,46	13,79	4	4,20	20,46	13,55	4	0,001	104,403	52,202	2
Gostynin IG-4	2,33	20,93	16,23	5	2,18	20,93	13,69	5	8,647	25,341	16,829	3
Korabiewice PIG-1	1,03	24,56	13,86	8	0,96	24,52	12,70	8	3,622	309,682	78,861	6
Kutno 1	3,21	10,99	6,26	5	3,33	10,27	5,99	5				
Łowicz IG-1	5,78	25,11	19,59	6	5,56	25,11	19,20	6	381,680	662,736	500,115	5
Mszczonów IG-1	2,94	23,03	15,60	9	2,26	23,03	14,85	9	0,001	846,906	214,360	6
Płońsk IG-2			28,87	1			28,87	1			97,195	1
Płońsk-1	9,39	25,99	19,64	6	9,48	28,88	20,05	6	15,219	684,862	241,392	3
Polik IG-1	5,26	30,80	19,96	7	4,78	29,90	18,34	7	0,001	1184,967	488,968	5
Potycz 1			22,63	1			21,55	1				

Raducz IG-1	2,50	16,60	6,26	8	2,45	16,60	6,06	8	0,001	630,046	78,805	8
Różyce 1	12,89	19,57	16,23	3	12,89	18,64	15,77	3				
Różyce IG-2	14,47	19,53	17,19	5	14,33	19,34	16,73	5	15,328	475,682	200,700	5
Wilga IG-1	4,90	22,18	8,77	2	11,39	20,16	11,89	2				
Wojszyce IG-3	3,19	16,07	11,25	7	2,85	16,07	10,61	7	0,001	93,475	41,934	7
Wojszyce IG-4	2,50	20,69	13,86	12	2,25	19,97	13,45	12	0,001	330,669	106,185	11
Żychlin 4	3,42	26,89	15,02	7	2,85	26,89	14,21	7				
Żychlin IG-3	12,37	24,24	19,23	11	11,35	23,32	18,46	11				
Żyrów 1	6,32	18,16	12,54	3	5,14	15,52	11,02	3				

Tabela 1.1.6_22 Wyniki badań laboratoryjnych dla jury środkowej (2009 r.)

Nazwa otworu	Porowatowość całkowita [%]				Porowatowość z porozymetru [%]				Przepuszczalność [mD]			
	min	max	średnia	N	min	max	średnia	N	min	max	średnia	N
Bielsk 2	5,53	15,50	9,72	5	4,94	14,76	9,19	5				
Bodzanów 1			18,95				18,95					
Bodzanów GN 3	1,53	23,59	18,40	5	1,49	23,59	18,02	5				
Bodzanów IG-1			19,33	1			19,33	1			177,895	1
Gostynin 7	6,43	33,40	16,59	4	6,01	33,40	16,25	4				
Gostynin IG-1A	1,73	24,11	9,97	7	1,52	21,15	9,20	7	0,001	574,60	96,51	6

Gostynin IG-3	3,74	17,47	8,56	3	3,20	17,30	8,24	3			44,11	1
Gostynin IG-4	7,56	19,74	13,48	4	7,41	19,74	13,06	4	12,44	52,59	32,52	2
Karnkowo IG-1	21,11	24,37	22,74	2	21,11	24,37	22,74	2	154,82	171,40	163,11	2
Korabiewice PIG-1	4,16	19,63	11,90	2	3,59	18,35	10,97	2				
Kutno 1			4,01	1			3,31	1				
Łowicz IG-1	1,80	21,35	9,33	4	1,61	21,35	8,82	4	0,001	176,20	58,79	3
Mszczonów IG-1	7,23	17,70	12,47	2	6,76	17,35	12,06	2	39,36	289,64	164,50	2
Płońsk IG-2			4,92	1			4,10	1				
Płońsk-1			20,63	1			20,23	1			278,6831	
Różyce 1	7,09	21,30	14,89	3	6,95	19,72	14,32	3				
Różyce IG-2	4,62	21,62	11,94	5	3,53	21,62	11,24	5	0,001	107,13	26,92	4
Wojszyce IG-4	6,96	19,96	12,28	10	5,61	19,57	11,71	10	4,86	331,45	78,37	8
Żychlin 4	5,54	13,80	8,37	3	4,99	13,27	7,77	3				
Żychlin IG-3	2,92	18,72	10,23	3	2,65	18,72	10,14	3			640,09	1

Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów

Procesy przemian chemicznych wód i ich przemieszczania się w głębokich poziomach geologicznych zachodzą na ogół w czasie geologicznym i obecnie są trudno zauważalne. Jednak w przypadku wyraźnego zaburzenia reżimu hydrodynamicznego wywołanego na przykład bardzo dużym obniżeniem się zwierciadła wody przez intensywną eksploatację lub odwadnianie kopalń może nastąpić wyrównywanie się ciśnień przez dopływ solanek z głębszych części basenu. Tąpięcia górnice lub inne ruchy masywu skalnego mogą spowodować odnowienie się starych szczelin tektonicznych i uruchomienie przepływu ku powierzchni, przez pionowe drogi krążenia. Najbardziej niebezpieczny jest przepływ typu lateralnego z głębszej do płytszej części basenu, mniej niebezpieczny, ale gwałtowniejszy jest przepływ typu wertykalnego bezpośrednio z podłoża oraz w aureoli wysadów solnych typu lateralno-wertykalnego Macioszczyk (1971) i Bojarski (1996).

W celu charakterystyki hydrogeochemicznej dokonano analizy składu chemicznego wód z 72 otworów oraz wykonano uproszczone modelowanie analiz chemicznych wód za pomocą programu Wateval (Rock source deduction), oraz obliczono wybrane wskaźniki hydrochemiczne (Na/Cl i Cl/Br). Po zestawieniu tych danych dokonano ich interpretacji czyli oceny stopnia zmetamorfizowania wód będącego wskaźnikiem szczelności kolektora (**Tabela 1.1.6_23**).

Charakterystykę hydrogeochemiczną kolektorów mezozoicznych przeprowadzono dla poziomów zbiornikowych występujących w profilu stratygraficznym regionu Mazowsza spełniających podstawowe kryteria. Są to: głębokość 800 – 4000 m, miąższość ponad 20 m, obecność izolującego nadkładu.

Te warunki spełniają solanki wypełniające utwory jury środkowej i dolnej oraz triasu górnego i dolnego. Poziom wodonośny kredy dolnej został wykluczony, ze względu na wysokie wartości wskaźnika Na/Cl wskazujące na typ genetyczny 1, czyli wody będące w kontakcie z infiltracyjnymi, czyli brak odpowiedniej szczelności zbiornika.

Tabela 1.1.6_23 Skład chemiczny wód w badanym rejonie

	Minerali- zacja	Cl	SO4	HCO3	Ca	Mg	Na	K	Wskaźnik Na/Cl	Wskaźnik Cl/Br	Typ gene- tyczny	
	g/l	mg/l										
Jura górna (n=68)												
Średnia	53	29198,9	1293,6	648,0	1662,4	645,1	14778,0	311,8	1,0	998,3	1-3	
Maksimum	101,8	60075,2	8320,0	2796,0	2905,8	2408,8	28000,0	1234,0	4,5	3074,6		
Minimum	4,4	609,9	6,6	59,3	21,8	3,6	3140,0	17,0	0,7	295,7		
Jura środkowa (n=64)												
Średnia	70	40917,3	634,4	575,1	1937,8	530,4	23419,5	391,1	1,0	804,5	2-4	
Maksimum	114,8	70382,0	3137,9	3630,6	4408,8	1820,2	41600,0	1900,0	2,2	3459,2		
Minimum	3,9	614,0	11,0	49,8	1,9	0,0	792,0	39,9	0,1	177,0		
Jura dolna (n=29)												
Średnia	88	53381,4	593,7	318,7	2635,4	617,8	30366,9	328,9	0,9	1543,5	2-4	
Maksimum	122,0	73800,0	1144,1	732,0	4809,0	1094,4	42700,0	550,0	1,3	14565,4		
Minimum	3,1	651,9	50,8	109,0	30,2	12,7	536,0	10,5	0,8	92,2		
Trias górny (n=22)												
Średnia	86	50349,8	823,0	332,5	4651,2	725,1	33570,1	366,3	0,8	2049,6	2-6	
Maksimum	250,5	147300,0	4400,0	2135,0	21167,2	3015,0	91300,0	1180,0	1,3	10340,8		
Minimum	1,2	470,0	5,4	72,2	17,0	3,0	385,0	13,0	0,5	189,3		
Trias dolny (n=16)												
Średnia	176	105299,6	854,8	178,0	35913,1	1941,7	45481,5	738,2	0,7	337,9	4-6	
Maksimum	311,1	180000,0	1745,2	366,0	273000,0	3326,0	62500,0	1960,0	0,9	682,4		
Minimum	88,0	52613,3	5,0	13,2	2830,0	727,0	21600,0	363,0	0,5	134,4		
Perm (n=13)												
Średnia	201	121783,7	913,0	192,6	14914,3	3529,2	57833,3	1364,2	0,8	235,5	4-6	
Maksimum	277,4	167002,4	2156,8	762,7	19500,0	5720,8	87500,0	2380,0	1,9	527,9		
Minimum	140,0	84640,0	131,2	31,5	9450,0	680,9	37500,0	800,0	0,5	95,5		
Karbon (n=19)												

Średnia	207	127507,3	437,8	261,7	23679,6	4831,2	42930,9	2668,5	0,5	110,6	4-6
Maksimum	282,0	179921,4	1127,5	1403,4	43652,6	6772,2	57500,0	9100,0	0,8	310,3	
Minimum	89,2	53012,7	4,7	7,1	5005,5	891,3	30000,0	903,0	0,4	68,6	

Jura górna

Mineralizacja wód w utworach górnourajskich wynosi od 4,4 do 102 g/l, przy średniej 53 g/l. Najwyższa wartość została wyznaczona w otworze Skępe 1. Wody występujące w poziomie jury górnej charakteryzują się słabym stopniem przemian chemicznych przy Na/Cl = 0,7-4,5, co świadczy o kontakcie tych wód z wodami infiltracyjnymi lub wręcz o infiltracyjnym pochodzeniu tych wód. Zawartości Na wynoszą średnio 14,8 g/l, a Cl wynoszą średnio 29,2 g/l.

Jura środkowa

Mineralizacja wód doggeru jest bardzo zróżnicowana i waha się od 3,9 do 115 g/l, przy średniej 70 g/l. Wartość maksymalną oznaczono w otworze Różyce IG2. Solanki jury środkowej charakteryzują się nieznacznym stopniem przemian chemicznych przy Na/Cl = 0,1-2,2, co świadczy o ograniczonym lub średnim kontakcie z wodami infiltracyjnymi (**Fig. 1.1.6_10**). Zawartości Na wynoszą od 0,8 do 41,6 g/l, średnio 23,4 g/l, Cl wynoszą od 0,6 do 70,3 g/l, średnio 40,9 g/l.

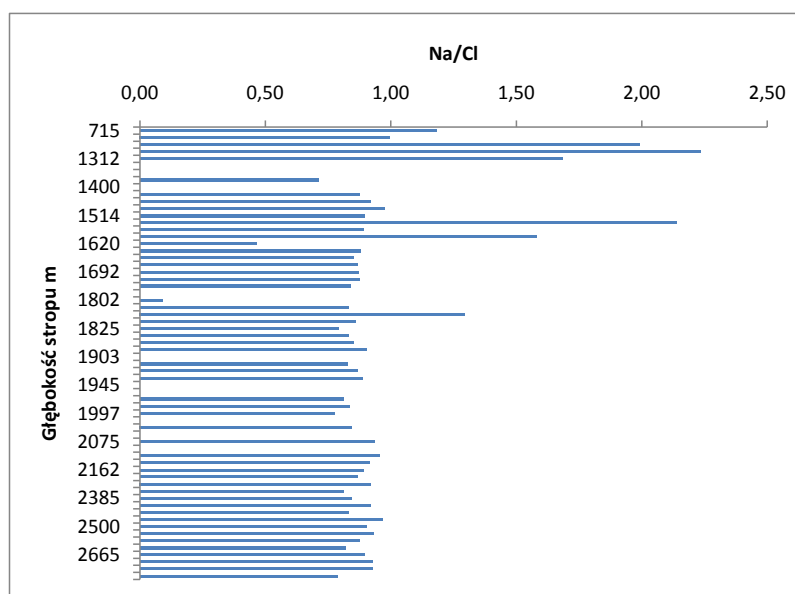


Fig. 1.1.6_10 Wartość wskaźnika Na/Cl dla J2

Jura dolna

Mineralizacja wód w poziomie liasu jest większa od wód w poziomie doggeru i waha się od 3,1 do 122 g/l, przy średniej 88 g/l. Maksymalną jej wartość stwierdzono w otworze Różyce IG2. Solanki jury dolnej charakteryzują się na ogół słabym stopniem przemian chemicznych przy Na/Cl = 0,8-1,3, co oznacza utrudniony kontakt z wodami infiltracyjnymi i słabą wymianę wód (**Fig. 1.1.6_11**). W składzie solanek dominują Na i Cl, które wynoszą 0,5-42,7 g/l i 0,6-73,8 g/l, przy średnich dla Na 30,4 g/l, a dla

Cl 53,4 g/l. Utwory jury dolnej charakteryzują się bardzo niskimi wartościami ciśnienia, co nie stwarza warunków dla pionowego (ascensyjnego) przemieszczania się solanek (Bojarski, Płochniewski i in., 1990). Nieznaczny przepływ typu lateralnego może następować w czasie geologicznym od centralnych części niecek ku ich brzegom. Wynika to ze zbyt małych różnic gradientów ciśnień i dość dużej odległości solanek o mineralizacji 100 g/l od granicy wód zwykłych.

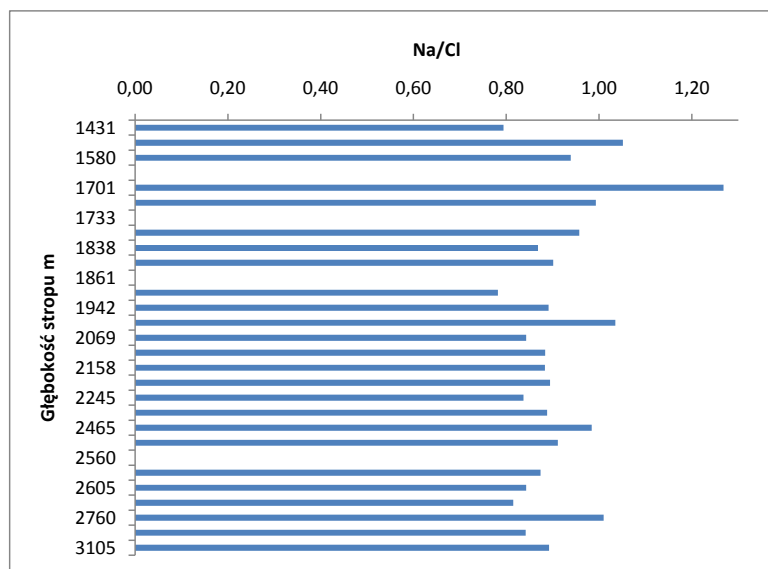


Fig. 1.1.6_11 Wartość wskaźnika Na/Cl dla J₁

Trias górny

Mineralizacja wód waha się w granicach: od 1,2 g/l do 251 g/l, średnio 86 g/l, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych. Zawartości Na wynoszą od 0,4 do 91,3 g/l, średnio 33,6 g/l, Cl wynoszą od 0,5 do 147,3 g/l, średnio 50,3 g/l. Występują tu głównie solanki o wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, o wartości wskaźnika Na/Cl poniżej 0,9, oraz lokalnie solanki genetycznie związane z wtórnym ługowaniem soli kamiennych (Fig. 1.1.6_12).

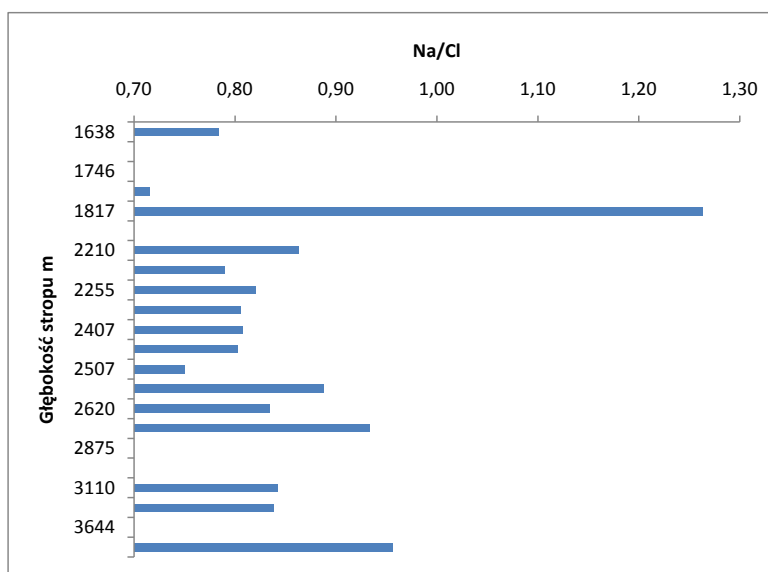


Fig. 1.1.6_12 Wartość wskaźnika Na/Cl dla T₃

Trias dolny

Mineralizacja wód waha się w granicach: od 88 g/l do 311 g/l, średnio 176 g/l, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych. Zawartości Na wynoszą od 21,6 do 62,5 g/l, średnio 45,5 g/l, Cl wynoszą od 52,6 do 180 g/l, średnio 105,3 g/l.

Występują tu solanki reliktywne o wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, przy Na/Cl = 0,5-0,9, oraz lokalnie solanki genetycznie związane z wtórnym ługowaniem soli kamiennych (**Fig. 1.1.6_13**). Bardzo wysoką mineralizację solanek wynoszącą 311 g/l, stwierdzono w zachodniej części obszaru w otworze Kompina II.

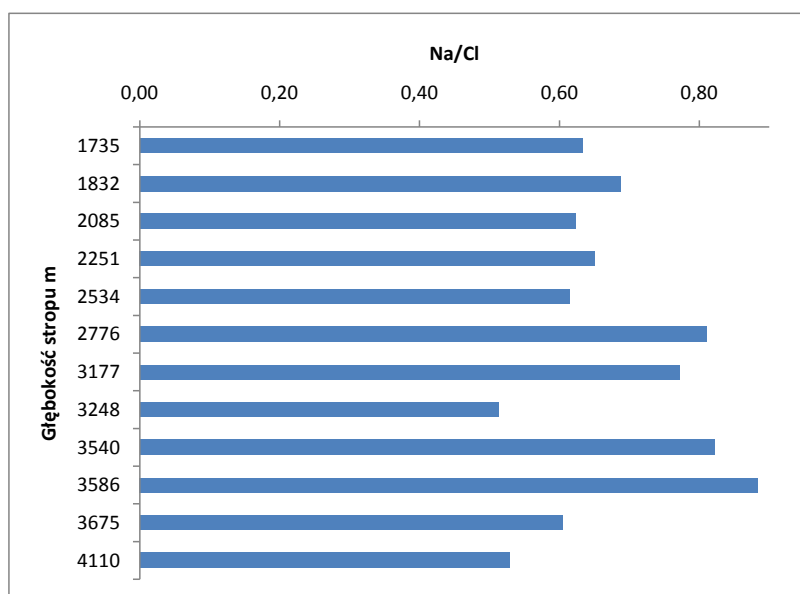


Fig. 1.1.6_13 Wartość wskaźnika Na/Cl dla T₁

Perm

Mineralizacja wód waha się w granicach: od 140 g/l do 277 g/l, średnio 201 g/l, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych. Zawartości Na wynoszą od 37,5 do 87,5 g/l, średnio 57,8 g/l, Cl wynoszą od 84,6 do 167 g/l, średnio 121,8 g/l.

Są to solanki reliktywne o wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, przy wartościach wskaźnika Na/Cl poniżej 0,8, oraz lokalnie mogą to być solanki genetycznie związane z wtórnym ługowaniem soli kamiennych.

Karbon

Mineralizacja wód waha się w granicach: od 89 g/l do 282 g/l, średnio 207 g/l, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych. Zawartości Na wynoszą od 30 do 57,5 g/l, średnio 42,9 g/l, Cl wynoszą od 53 do 180 g/l, średnio 127,5 g/l.

Występują tu również solanki reliktowe o wysokim stopniu przeobrażeń chemicznych, przy Na/Cl = 0,4-0,8.

Wartość mineralizacji dla wszystkich poziomów w badanym rejonie wykazuje na ogół tendencję wzrostową wraz z głębokością, współczynnik korelacji wynosi 0,81, co świadczy o zależności mineralizacji od głębokości stropu badanego poziomu wodonośnego.

Najwyższe wartości mineralizacji występują w zachodniej części badanego obszaru w rejonie Gostynina, Łowicza i Skierniewic.

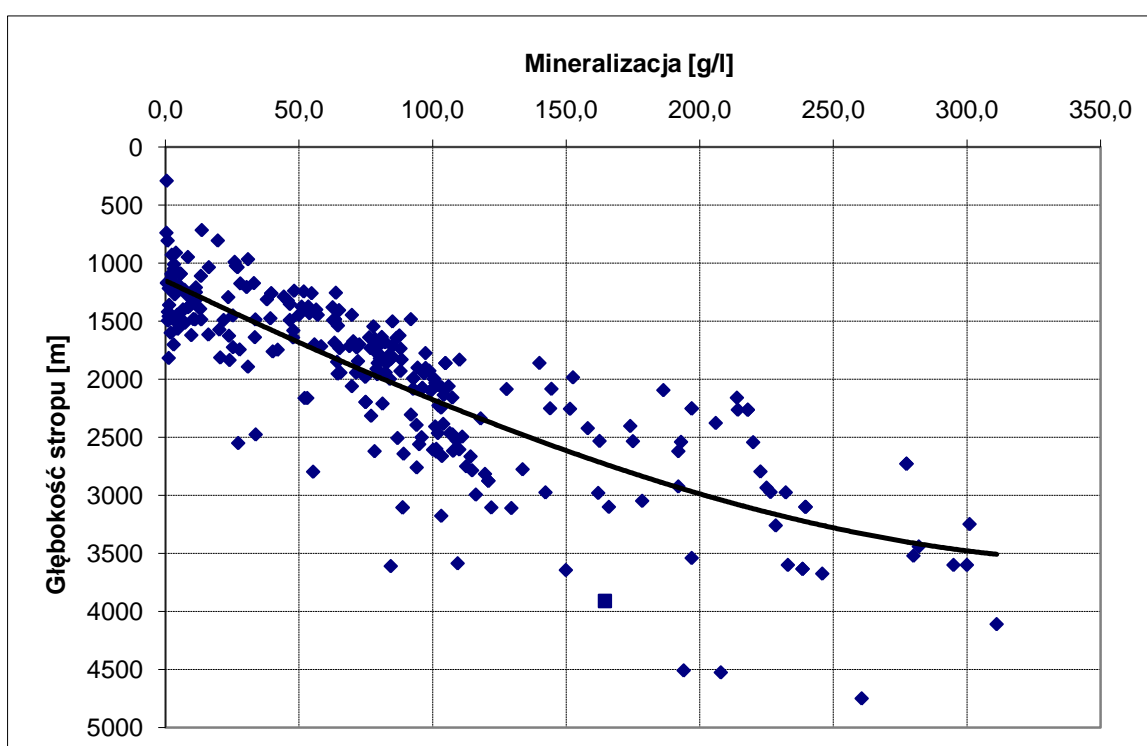


Fig. 1.1.6_14 Mineralizacja ogólna wód w badanym rejonie.

Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO₂

Występowanie solanek reliktowych o wysokim stopniu zaawansowania procesów przemian chemicznych, w tym wymiany jonowej, może świadczyć o istnieniu korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Na podstawie stopnia przeobrażenia składu chemicznego wód, wskaźników hydrochemicznych i wielkości stężenia solanek określono genetyczne typy wód obrazujące różne warunki dla składowania CO₂. Podstawą klasyfikacji jest uwzględnienie stopnia zaawansowania procesu wymiany jonowej solanek typu chlorkowo-wapniowego wyrażonego stosunkiem Na/Cl, Cl/Br, SO₄-100/Cl. W warunkach odizolowania poziomów zbiornikowych od strefy wymiany wód następuje spadek wartości stosunku Na/Cl < 0,75; Cl/Br < 300 i SO₄-100/Cl < 1.

Duży wzrost jonu Ca²⁺ przy jednoczesnym spadku zawartości jonu Na⁺ świadczy o istnieniu ukierunkowanego procesu przemian chemicznych i odizolowaniu poziomów, co wiąże się z istnieniem korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Tabela 1.1.6_24 Typy genetyczne wód podziemnych

Klasa	Stopień metamorfizmu i izolacji wód	Warunki do lokowania CO ₂
1	Wskaźnik Na/Cl > 1 i/lub niska mineralizacja (M < 3 g/l). Strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, wody współczesne.	nie można lokować (brak szczelności)
2	Wskaźnik Na/Cl > 1, strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, ale wysoka mineralizacja i typ Cl-Na świadczą o ługowaniu pokładów soli.	interpretacja niepewna.
3	Wskaźnik Na/Cl 0,85-0,99, wysoka mineralizacja. Kontakt z wodami infiltracyjnymi istnieje, ale jest utrudniony, przepływ powolny, słaba wymiana. Kolektor rozszczelniony.	lokowanie warunkowe, po szczegółowym rozpoznaniu kolektora
4	Wskaźnik Na/Cl 0,66-0,84, wysoka mineralizacja. Dobra, długo trwająca izolacja, wody reliktowe, przepływ może być, ale znikomy, dobra szczelność kolektora, ale nie zupełna.	korzystne warunki do lokowania
5	Wskaźnik Na/Cl < 0,65 i Cl/Br 400-1000, bardzo wysoka mineralizacja. Wody reliktowe, bardzo dobra szczelność kolektora, ale są przesłanki świadczące o zmieszaniu wód z wodami młodszymi (w czasie geologicznym).	bardzo korzystne warunki do lokowania
6	Wskaźnik Na/Cl < 0,65 i Cl/Br < 400, bardzo wysoka mineralizacja. Całkowita izolacja, wody reliktowe, stagnujące, bardzo szczelny kolektor.	najlepsze warunki do lokowania

Wydzielono 6 typów genetycznych ze względu na stopień metamorfizmu wód i izolacji. Typy 1 i 2 to wody strefy aktywnej wymiany (niekorzystne warunki do lokowania CO₂), typy 3 i 4 to wody zmetamorfizowane, ale w kontakcie z wodami infiltracyjnymi w przeszłości, co stwarza słabo lub średnio korzystne warunki do lokowania CO₂, a typy 5 i 6 to wody reliktowe, z bardzo szczelnych kolektorów o bardzo korzystnych warunkach do lokowania CO₂. Dla każdego kolektora, w którym wykonano analizę chemiczną wody, przyporządkowano jeden z 6 typów, co zostało zestawione w tabeli.

Na mapach (Fig. 1.1.6_15 i 16), przy każdym otworze zaznaczono symbolem opróbowany poziom stratygraficzny i wskaźnik Na/Cl. Postępujący stopień przemian chemicznych wyrażony niskim stosunkiem Na/Cl (mniejszym od 0,9) świadczy o reliktowym charakterze wód i odizolowaniu ich od strefy wymiany wód. Natomiast występowanie solanek silnie stężonych (powyżej 200 g/l) o zawartości NaCl powyżej 90% lub zawartości jonu Mg²⁺ powyżej 30% mvali świadczy o zachodzących wtórnych procesach ługowania soli kamiennych lub potasowo-magnezowych. Występowanie wód typu HCO₃-Na świadczy o istnieniu wymiany wód w górnej części basenu i słabej izolacji kolektora.

Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

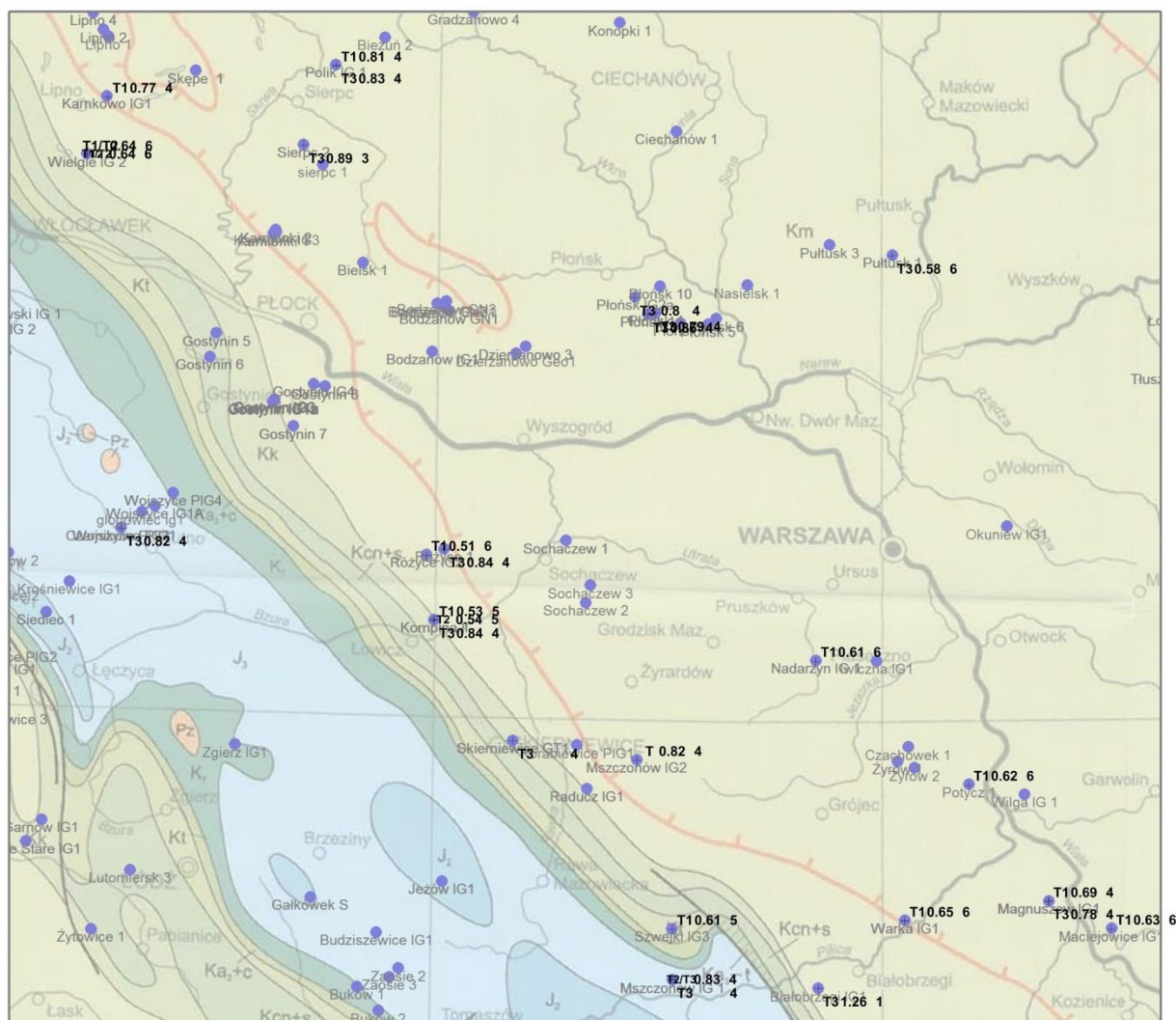


Fig. 1.1.6_15 Wskaźnik Na/Cl i typ genetyczny wód piętra triasowego w badanym rejonie na tle budowy geologicznej obszaru

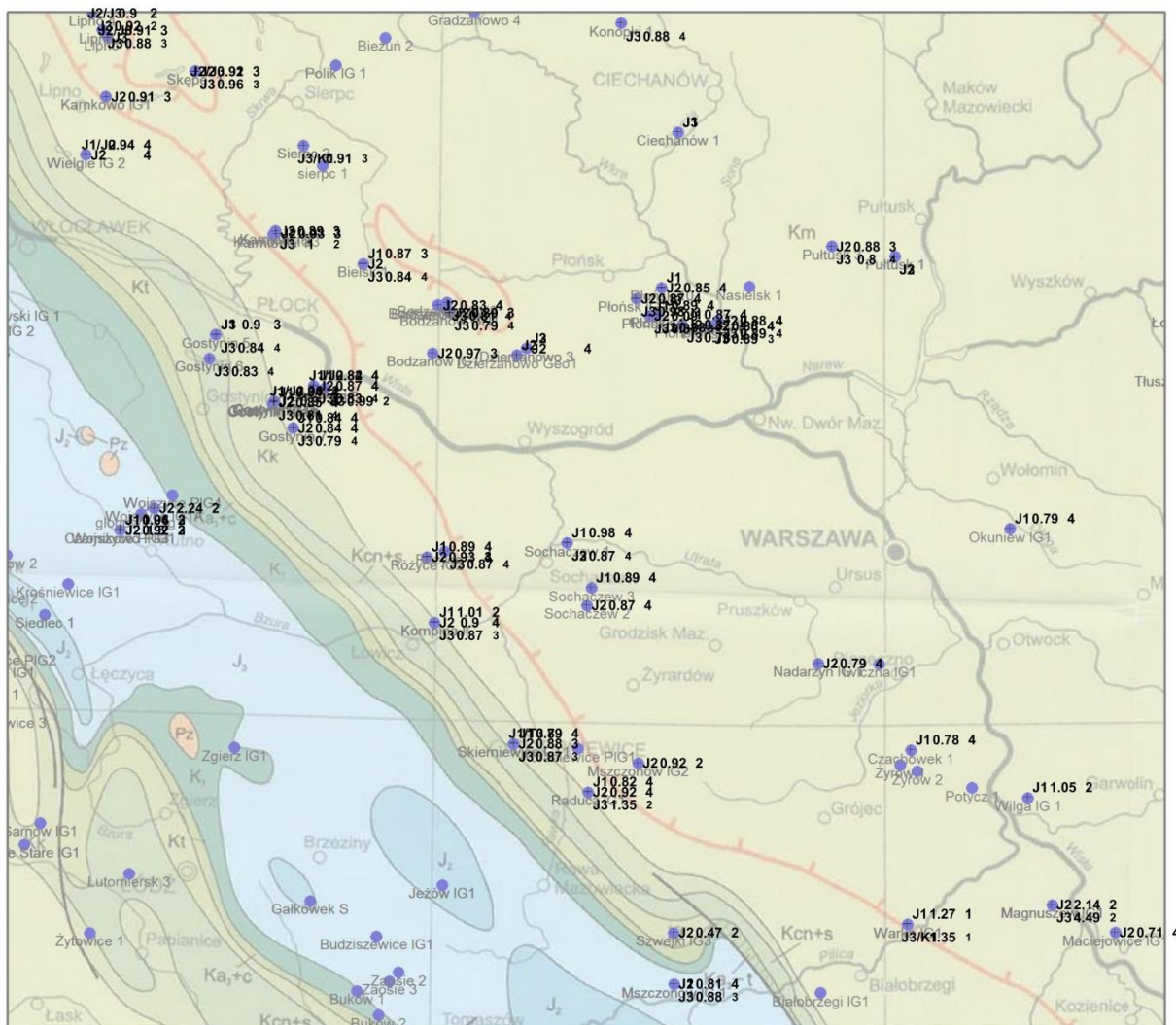


Fig. 1.1.6_16 Wskaźnik Na/Cl i typ genetyczny wód piętra jurajskiego w badanym rejonie na tle budowy geologicznej obszaru

Na mapach (Fig. 1.1.6_15 i 16) przy o przy każdym otworze zaznaczono symbolem opróbowany poziom stratygraficzny i typ genetyczny wody, jako wskaźnik stopnia metamorfizmu wód, czyli izolacji kolektora od wód infiltracyjnych czyli od powierzchni terenu.

W utworach triasowych dominują typy genetyczne 4 i 6 świadczące o dobrej, długo trwającej izolacji i znikomym przepływie. Szczelność kolektora jest bardzo dobra, i jedynie w niektórych miejscach może nie być zupełna.

W utworach jurajskich występują typy genetyczne od 2 do 4, ale przeważa typ 4, czyli wody zmetamorfizowane świadczące o dosyć szczelnych kolektorach i długotrwałej izolacji. Na południu obszaru mogą występować wody typu 1 i 2 czyli wody infiltracyjne, świadczące o nieszczelnych kolektorach. W rejonie na północ od Płocka występują wody typu 3, czyli wody, które miały kontakt z wodami infiltracyjnymi, co wskazuje na częściowe rozszczelnienie kolektora.

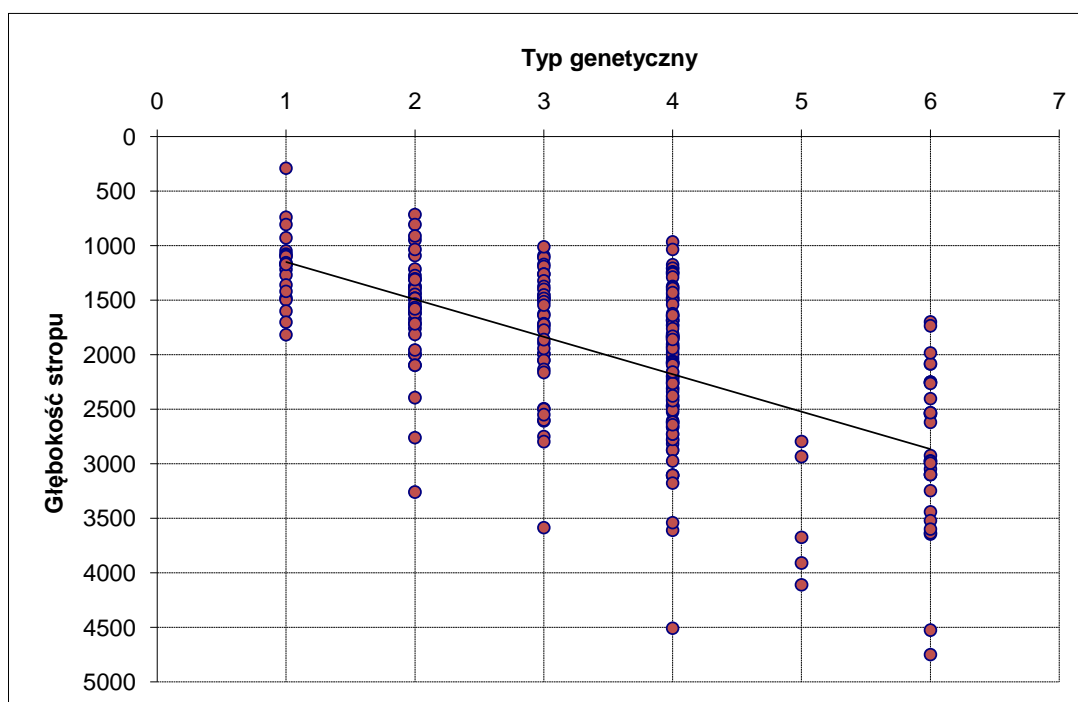


Fig. 1.1.6_17 Typy genetyczne wód w badanym rejonie.

Wody o typie genetycznym 1 w badanym rejonie (Fig. 1.1.6_17) osiągają głębokość występowania 1800 m, co świadczy o głębokim zasięgu występowania wód infiltracyjnych (Warka, Białobrzegi). Szeroki zakres głębokości występowania wód typu 2 świadczy o ługowaniu struktur solnych na głębokościach od 1000 do ponad 3000 m. Solanki świadczące o szczelności kolektorów, czyli typy genetyczne od 4 do 6 występują na głębokościach ponad 1000 m, głównie w rejonie na południowy zachód od Warszawy od Gostynina po Skierniewice i w rejonie Piaseczna i Płońska.

Głębokość możliwej strefy wymiany/kontaktu solanek i wód słodkich infiltracyjnych (mineralizacja rzędu 10 g/l – patrz rejon I – Bełchatów) waha się od około 1000 m w rejonie Bodzanowa i Dzierżanowa do lokalnie 1500 m w rejonach Gostynina i Magnuszewa a nawet więcej w rejonie Warki. Jednak podobnie jak w rejonie Bełchatowa istotny wpływ na mineralizację solanek może mieć długookresowa pozioma migracja wód w obrębie kolektora regionalnego. Poza tym mineralizacja zależy zwykle od wieku utworów kolektora – np. w obrębie dolnej kredy mineralizacja jest na ogół znacznie niższa niż dla środkowej i dolnej jury. Stąd dla oceny możliwości wymiany wód słodkich i solanki bardziej miarodajne wydają się być ww. wskaźniki i typy genetyczne.

Powyższa interpretacja została wykorzystana przy typowaniu kolektorów do lokowania CO₂ oraz wyborze stref wyłączonych.

Rejon IV - brzeźna strefa Karpat i Zapadliska Przedkarpaccyiego

Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO₂ ze skałami

Temp °C	pH	Na ⁺ mol/kg _{H₂O}	K ⁺ mol/kg _{H₂O}	Ca ⁺⁺ mol/kg _{H₂O}	Mg ⁺⁺ mol/kg _{H₂O}	Sr ⁺⁺ mol/kg _{H₂O}	Fe ⁺⁺ mol/kg _{H₂O}	Al ⁺⁺⁺ mol/kg _{H₂O}
60	4.6	3.27	1.16 · 10 ⁻²	7.57 · 10 ⁻²	3.13 · 10 ⁻²	1.48 · 10 ⁻³	6.40 · 10 ⁻⁴	1.50 · 10 ⁻⁸
gęstość g/l		Cl ⁻ mol/kg _{H₂O}	SO ₄ ⁻ mol/kg _{H₂O}	Br ⁻ mol/kg _{H₂O}	Alk (OH) eq/kg _{H₂O}			SiO ₂ mol/kg _{H₂O}
1.13		4.8	7.63 · 10 ⁻³	2.01 · 10 ⁻³	1.35 · 10 ⁻³			3.37 · 10 ⁻⁴

Tabela 1.1.6_25 Przykładowy, typowy skład i parametry solanki przyjmowane w modelowaniach hydrogeochemicznych (Chadwick et al., 2006)

Obecność CO₂ rozpuszczonego w solance powoduje, że jej odczyn pH jest coraz bardziej kwaśny. Według dotychczasowych badań (Chadwick et al., 2006) przy reakcjach solanki z rozpuszczonym CO₂ a skałą najistotniejsze są zjawiska rozpuszczania i wytrącania kalcytu (w mniejszym stopniu innych węglanów), rozkładu plagioklazów (w szczególności albitu na dawsonit i krzemionkę), rozkładu minerałów ilastych (szczególnie chlorytu, który w obecności rozpuszczonego kalcytu rozkłada się na syderyt, dolomit, kaolinit i krzemionkę) oraz miki (muskowitu, który w obecności rozpuszczonej krzemionki rozkłada się na skaień potasowy i kaolinit). Wszystkie te zjawiska zachodzą jednocześnie, jednakże w różnym natężeniu i tempie (kalcyt reaguje najszybciej, mika najwolniej), stąd też niełatwo jest przewidzieć ich wzajemne oddziaływania. Stąd właśnie informacje o obecności jonów i pierwiastków wymienionych w Tabeli 1.1.6_25 są istotne dla przewidywania i symulacji procesów geochemicznych zachodzących przy i po zatłaczaniu dwutlenku węgla do górotworu (np. obecność Na⁺, Ca⁺, Mg⁺², SO₄⁻).

Charakterystyka hydrodynamiczna potencjalnych formacji kolektorskich

(Zbigniew Buła, Ryszard Habryn, Józef Chowaniec, Piotr Freiwald, Tomasz Koziara, Piotr Owsiak, mgr Andrzej Piotrowski, Wojciech Ryłko, Rafał Sikora, Anna Tomasz, Adam Tomasz)

Prekambr

Parametry hydrogeologiczne prekambru, ze względu na brak potencjalnych kolektorów dla bituminów, nie zostały praktycznie określone. Istnieją tylko sporadyczne wzmianki na temat opróbowania prekambru (N. Oszczypko, A. Tomasz, 1976a).

Wyszałcenie litologiczne oraz znaczny niekiedy stopień zmetamorfizowania tych utworów sprawia, że są one praktycznie nieprzepuszczalne. Tylko w partiach silnie zwietrzałych, związanych z dawnym reliefem, utwory prekambru mogą być w niewielkim stopniu przepuszczalne i zawodnione. Podwyższonej, wtórnej porowatości i szczelinowatości, należy się spodziewać w miejscach położonych bezpośrednio poniżej wolnych powierzchni denudacyjnych, rozdzielających prekambryjskie piętro strukturalne od młodszych. W tych przypadkach zwietrzałe utwory prekambryjskie stanowią jeden poziom wodonośny z wyżej leżącymi transgresywnymi osadami. Przykłady takie stwierdzone zostały w rejonie Mielca, gdzie zawodniona jest zarówno spągowa część osadów mioceńskich, jak i niżej leżące utwory prekambryjskie (np. Niwiska-5 i Niwiska-8). Na południe od Krakowa w otworze Dobczyce 1, kilkanaście metrów poniżej doggeru, uzyskano dopływ ze zmetamorfizowanych utworów prekambryjskich.

Piętro kambryjskie

Utwory kambru udokumentowano niedawno w obszarze położonym na południe i południowy zachód od Krakowa. Stosunkowo najlepiej osady te rozpoznane zostały w otworach Mogilany-1, Głogoczów IG-1 i Potrójna IG-1. Gruboławicowe piaskowce i zlepieńce kambryjskie odznaczają się niewielką porowatością i przepuszczalnością. Według pracy K. Koniora (1970) porowatość efektywną utworów kambryjskich (zaliczonych dawniej do dolnego dewonu) wynosi od 0,23 do 12,01%, natomiast przepuszczalność na ogół nie przekracza kilku mD.

Ponadto stwierdzono na krzywych geofizyki wiertniczej, strefę podwyższonej przepuszczalności i porowatości występującą poniżej powierzchni erozyjnej rozdzielającej osady kambryjskie i dewońskie. Miąższość tej strefy związanej z okresem przeddewońskiego wietrzenia wynosi od około 18 m w otworze Andrychów-4 do 70 m w otworze Głogoczów IG-1.

Na podstawie dotychczasowego rozpoznania można wnioskować, że w obrębie osadów kambryjskich istnieją dwa rodzaje wodonośnych poziomów. Pierwszy z nich to poziom mający szersze rozprzestrzenienie i związany z przeddewońską powierzchnią denudacyjną. Poziom ten prawdopodobnie pozostaje w łączności hydraulicznej z wyżej leżącymi poziomami dewońskimi (np. poziomem dolnodewońskim).

Inny rodzaj stanowią poziomy wodonośne, związane z lepiej przepuszczalnymi kompleksami wewnątrz osadów kambryjskich. Poziomy takie mogą mieć charakter lokalny. Tego rodzaju poziom wodonośny opróbowany został w otworze Głogoczów IG-1 (L. Bojarski, 1975; zał.1.1.1-2). W otworze tym zbadano interwał 2963,5-3800 m (niezarzurowany), przy pomocy próbnika, którego paker zapięto na głębokości 2942 m. Strop badanego odcinka usytuowany był prawie 500 m poniżej utworów dewońskich. W badanym odcinku stwierdzono poziom (lub poziomy) subartezyjski/ki o zwierciadle

stabilizującym się na głębokości 285 ? m. Pomierzone ciśnienie złożowe wynosiło 304,1 at., średni dopływ do otworu z przedziału 2942,3-285 m wynosił 0,265 m³/h.

Wyniki opróbowania otworu Potrójna IG-1 (L. Bojarski, W. Kowalczyk, 1974) są mniej miarodajne, ponieważ badaniami objęty został odcinek 3168.0-3701,0 m należący do prekambriu, kambriu, dewonu dolnego i środkowego. Odcinek ten odsłonięty był pod rurami 6 5/8". Stwierdzony poziom subarteryjski stabilizował się na głębokości 215 m poniżej powierzchni terenu. W wyniku próbnych szczyrpywań stwierdzono wydajność 0,35 m³/h przy depresji $s = 357$ m.

Ordowik – Sylur

Osady ordowiku i syluru z uwagi na ograniczone występowanie nie mają większego znaczenia hydrogeologicznego. Poza jednym przypadkiem osady te nie były opróbowywane.

Dewon

Z pośród osadów paleozoicznych utwory dewońskie mają największe znaczenie hydrogeologiczne w zapadlisku. Dotyczy to zwłaszcza obszaru położonego bezpośrednio na wschód od Krakowa (obszar Wyciąże – Niepołomice – Grobla) oraz zachodniej części zapadliska, między Krakowem a Cieszynem. W wymienionych obszarach wodonośność dewonu została względnie dobrze rozpoznana. Stosunkowo najbardziej skąpe dane istnieją dla osiowej części synklinorium miechowskiego, gdzie utwory dewońskie są najgłębiej pograżone. Znacznie więcej informacji zgromadzono dla utworów dewońskich występujących na południowo-zachodnim skrzydle antyklinorium dolnego Sanu.

Osady dewońskie odznaczają się niezbyt dużą zmiennością facjalną. Natomiast miąższość tych osadów z przyczyn zarówno sedymentacyjnych jak i erozyjnych jest bardzo zróżnicowana. Na wskutek wielokrotnie nakładających się na siebie procesów tektonicznych, denudacyjnych i sedymentacyjnych utwory dewońskie występują w różnorodnych warunkach geologicznych i hydrogeologicznych. W stropie występują różnowiekowe osady od dolnego karbonu począwszy do neogenu włącznie. W tych warunkach osady dewońskie, głównie węglanowe, wielokrotnie znalazły się w zasięgu procesów wietrzenia mechanicznego i chemicznego. W istotny sposób na obecne warunki hydrogeologiczne wpłynęły również kopalne procesy krążenia wód podziemnych i ich rezultat – kopalne formy krasowe.

Na podstawie zgromadzonego materiału dokumentacyjnego można wnioskować, że bardzo ważną rolę w dewońskim piętrze odgrywają poziomy wodonośne związane z kopalnymi powierzchniami erozyjnymi. Inny poziom wodonośny mający szersze rozprzestrzenienie związany jest z terygenicznymi osadami dewonu dolnego. Oprócz wymienionych znane są również poziomy wodonośne występujące w obrębie lepiej przepuszczalnych kompleksów węglanowych wewnątrz środkowo-górnodewońskich formacji węglanowych.

Dolnodewoński poziom

Piaszczyste osady dewonu (old red) najlepiej rozpoznane są w rejonie Wyciąża-Niepołomic. W kilku otworach wiertniczych (Wyciąże-4, Wyciąże-5, Niepołomice-11) z opisywanego poziomu uzyskano przepływy z różnych głębokości od 790 m (Wyciąże-5) do 1780 m (Wyciąże-4). Poziom dolnodewoński o niewielkiej miąższości prawdopodobnie łączy się tutaj z poziomem wodonośnym rozwiniętym w stropowej, zwietrzałej partii prekambriu. W środkowej części synklinorium miechowskiego w otworze Niwki-3 na głębokości 2685-2695 m dewon dolny był nie zawodniony.

W podłożu Karpat zachodnich poziom dolnodewoński stwierdzono również w niektórych otworach wiertniczych. Według (K. Koniora 1970) porowatość efektywna dolnego dewonu w obszarze Bielsko-Wadowice wynosi od 0,4 do 16,45%. Natomiast przepuszczalność mieści się w przedziale od 0 do 125 mD. Najwyższą przepuszczalność stwierdzono w otworze Andrychów-4. Z przytoczonych danych wynika, że utwory dolnodewońskie odznaczają się dużą zmiennością własności zbiornikowych – od skał praktycznie nie zawodnionych po skały zawodnione i względnie dobrze przepuszczalne.

Zróznicowanie własności filtracyjnych jest następstwem zróznicowania litologiczno-facjalnego, jakie obserwuje się w formacji old red.

W zapadlisku przedkarpackim poziom dolnodewoński prawdopodobnie łączy się z poziomami wodonośnymi w osadach starszego paleozoiku lub z poziomem usytuowanym w stropowej, zwietrzałej części prekambriu.

Poziom środkowodewoński

Kolejny wyżej leżący poziom wodonośny, mający szersze rozprzestrzenienie w zapadlisku przedkarpackim związany jest z wapieniami i dolomitami dewonu środkowego (eifel – żywet). Własności zbiornikowe tej formacji zbadane zostały w zachodniej części zapadliska (K. Konior, 1970). Według tego autora porowatość efektywna dolomitów i wapieni wynosi od 0 do 5,82%. Są to osady najczęściej całkowicie nieprzepuszczalne i tylko wyjątkowo stwierdzono przepuszczalność rzędu 1,2-1,6 mD. Przytoczono wartości dotyczące w zasadzie przepuszczalności wynikającej z porowatości międzyziarnistej i mikroszczelinowości, ponieważ do badań laboratoryjnych pobierane są w zasadzie niespękane fragmenty rdzeni. O wiele większe znaczenie ma przepuszczalność wynikająca z makroszczelinowości pochodzenia diagenetycznego lub tektonicznego. Istotny wpływ na przepuszczalność mają kawerny, jakie obserwowano w rdzeniach.

Przepuszczalność wynikająca ze szczelinowości i kawernistości objawia się niekiedy dużymi stratami płuczki w czasie wiercenia. W opisanym poziomie często najlepiej przepuszczalna jest stropowa część wydzielonego kompleksu. Niekiedy dobrze przepuszczalny jest również spąg kompleksu. Z diagramów geofizyki wiertniczej można wnioskować, że spągowa część kompleksu wykształcona jako ciemne dolomity i wapień, jest słabiej przepuszczalna. Ponieważ w rdzeniach z dewonu środkowego obserwowano niekiedy kawerny oraz wtórne zabarwienie osadu tlenkami żelaza, nie można wykluczyć, że po dewonie środkowym część ówczesnego obszaru sedimentacyjnego została wynurzona i znalazła się w zasięgu procesów krasowych. Za tezę tą przemawiać może również wyjątkowo niewielka miąższość wydzielonego kompleksu w rejonie Swoszowa-Zalesie.

Redukcja miąższości może być tu następstwem erozji. Należy również podkreślić, że w omawianym rejonie wprost na osadach dewonu środkowego leży kompleks zaliczony do karbonu dolnego (turneju).

Omawiany poziom wodonośny opróbowano w stosunkowo licznych wierceniach Przemysłu Naftowego w środkowej części Przedgórze Karpat, między innymi w rejonie Niepołomic – Wyciąża w rejonie Dobieszawic, Radłowa i innych miejscowościach.

W otworze Wyciąże-6 uzyskano samowypływ, ze spągowej części dewońskich osadów węglanowych.

W podłożu Karpat Zachodnich omawiany poziom wodonośny znany jest począwszy od rejonu Mogilan (na S od Krakowa) po zachodnią granicę państwa. Stosunkowo dokładnie zbadany został w otworze Potrójna IG-1 poziom wodonośny występujący na pograniczu Kompleksu C i D. Po perforacji interwału 3015-3050 zapięty został próbnik złożony na głębokości 2994 m (L.Bojarski, K.Kowalczyk, 1974).

Dla badanego interwału stwierdzono następujące parametry:

- wyekstrapolowane ciśnienie złożowe – 30,9 MPa,
- średni przyptyw do otworu wynoszący 450 l/h,
- wskaźnik wydajności (wydajność jednostkowa) 0,064 m³/24 h/atm,
- efektywny współczynnik przepuszczalności 0,38 mD.

Poziomy wodonośne występujące w kompleksach D i C

Dewon górny (fran i famen) kompleksy (D i C) w zapadlisku przedkarpackim są lokalnie zawodnione. Obserwuje się to szczególnie w tych przypadkach, gdy osady mają rozwój dolomityczny (Grobla-28). Inne przypadki znane są z rejonu Niwisk (A. Tokarski, 1962), gdzie wśród dolomitów franu występują przeławiczenia piaskowców i mułowców.

Dewońskie poziomy wodonośne związane z kopalnymi powierzchniami erozyjnymi

Jak już wspomniano uprzednio różnowiekowe osady dewońskie występują poniżej młodszych powierzchni erozyjnych, odznaczają się dobrymi własnościami filtracyjnymi.

Podwyższona przepuszczalność i wtórna porowatość (szczelinowatość i kawernistość) jest następstwem starych (kopalnych) procesów wietrzeniowych i krasowych. W kopalnych strefach zwietrzałych oraz w strefach krasu w czasie wykonywania wierceń często obserwuje się gwałtowne ucieczki płuczki wiertniczej. Najczęściej miąższość strefy odznaczającej się dobrymi własnościami filtracyjnymi nie przekracza 150 m. W pojedynczych przypadkach może ona dochodzić do 300 m. Prawdopodobnie głębokość, do jakiej sięgały procesy krasowe była różna w różnych okresach. Głębokość i intensywność procesów krasowych uzależnione były od paleoreliefu i paleoklimatu.

W podłożu Karpat Zachodnich najstarsze przejawy procesów krasowych obserwowano w osadach środkowego i górnego dewonu leżących w spągu dolnokarbońskich (wizeńskich) utworów rozwiniętych w facji węglanowej lub kulkowej. W spągu dolnego karbonu w otworach Kęty-7, Kęty-8, Ustroń IG-2 i Ustroń IG-3 (W. Moryc, 1970; A. Michalik, 1973) zanotowano duże ubytki płuczki wiertniczej. Podczas opróbowania tych horyzontów uzyskano znaczne przyptywy w otworze Potrójna IG-1 (L. Bojarski, W. Kowalczyk, 1974), gdzie opróbowano interwał 2775-2850 m przy pomocy próbnika złożowego, zapiętego na głębokości 2729,5 m; pomierzono tutaj ciśnienie złożowe wyekstrapolowane równe 28,2 MPa oraz efektywny współczynnik przepuszczalności 0,24 mD.

Skrasowienie utworów dewonu w rejonie Cieszyna – Ustronia według (A. Michalika, 1973) miało miejsce w okresie karbonu górnego-permu, kiedy to garb cieszyński był lądem. Nie można jednak wykluczyć, że rozwój procesów krasowych miał miejsce między famenem, turnejem a wizenem, kiedy to lokalnie ówczesny obszar sedymentacyjny mógł ulec wynurzeniu i zamienieniu się w ląd.

Poza obszarem Karpat Zachodnich, zawodnione osady górnego dewonu, w spągu karbonu dolnego, stwierdzono w otworze Radzanów 2 (w pobliżu Buska).

Kolejny poziom wodonośny związany jest z powierzchnią podtriasową. Poziom ten stwierdzono w kilku otworach w niecce miechowskiej, w rejonie Kazimierzy Wielkiej-Skalbmierza oraz w rejonie Niwki – Radłów, na południe od Wisły. Miąższość strefy zawodnionej najczęściej wynosiła tutaj kilkadziesiąt metrów, maksymalnie 117,5 m. Wyjątek stanowił otwór Radłów-5, w którym odwiercono dopływ na głębokości 270 m poniżej triasu. Nie można, zatem wykluczyć, że w tym przypadku o zawodnieniu dewonu decydują inne czynniki, np. dobra pierwotna przepuszczalność tych osadów.

Na wschód od Krakowa w rejonie Puszczy-Niepołomic, wierceniami przemysłu naftowego stwierdzono w osadach dewońskich poziom wodonośny usytuowany bezpośrednio poniżej podjurajskiej powierzchni erozyjnej. Miąższość strefy zwietrzałej lub skrasowiałej wynosiła tutaj od 5 m w otworze Wyciąże-6 do 126 m w otworze Rudno -1. W otworze Cikowice-1 na głębokości 100 m poniżej jury (interwał 1377-1370) z dewonu górnego? uzyskano samowypływ w ilości 240 l/min (14,4 m³/h). Opisany poziom wodonośny występować może również pod Karpatami w miejscach gdzie dewon przykryty jest bezpośrednio osadami jurajskimi.

Na południowo-zachodnim skrzydle antyklinorium dolnego Sanu osady dewońskie wychodzą na powierzchnię podmioceńską, tworząc poziom wodonośny. Poziom taki, związany z najmłodszą na Przedgórzu Karpat powierzchnią erozyjną, stwierdzono w otworze Trzebownisko-1 koło Rzeszowa.

Karbon

Karbon dolny

Utwory karbonu dolnego są znacznie gorzej zawodnione niż poprzednio opisane utwory dewonu węglanowego. Poza sporadycznymi przypadkami (otwór Skalbmierz-3, Marszowice-1, Słomimki-3) w karbonie dolnym najczęściej zawodnione są osady leżące poniżej starych powierzchni erozyjnych. Podobnie jak w przypadku poziomów dewońskich, występujących w analogicznej sytuacji, miąższość strefy zawodnionej najczęściej nie przekracza 100-150 m. Ponad osadami karbonu dolnego, głównie wizeny, najczęściej leżą osady triasowe, rzadziej jurajskie.

Własności filtracyjne osadów karbonu dolnego, występujących w podłożu Karpat Zachodnich opisane zostały przez K. Koniora (1970). Są to głównie osady wizeny o porowatości wynoszącej od 0,23 do 8,16 %. Przeważnie są to skały kompletnie nieprzepuszczalne. Tylko w jednym otworze (Bielsko-5) przepuszczalność karbonu dolnego wynosiła 7,86 mD.

Z przytoczonych danych można wnioskować, że pierwotna porowatość i przepuszczalność nie może decydować o zawodnieniu osadów dolnokarbońskich.

Czynnikiem decydującym o zawodnieniu są zapewne procesy wtórne, egzogeniczne, którymi objęta została część dolnego karbonu, w dawnych okresach geologicznych.

Pewne obserwacje dotyczące wodonośności wizeny górnego i namuru A poczyniono w otworze Głogoczów-IG-1 (L. Bojarski, 1975). Opróbowany tutaj został interwał 1100-1135 m, leżący 62 m

poniżej podjurajskiej powierzchni erozyjnej. Interwał ten zbadano próbnikiem złożowym. Uzyskano przepływ zgazowanej solanki w ilości 5,1 m³/h.

Pomierzone ciśnienie złożowe wynosiło 10,7 MPa, a przepuszczalność warstwy wodonośnej określono na 80 mD. Miąższość podjurajskiej strefy o podwyższonej przepuszczalności w otworze Głogoczów IG-1 oszacować można na około 160 m. Karbońskie poziomy wodonośne przeważnie mają charakter subartezyjski, z wyjątkiem otworu Zalesie-1, z którego uzyskano samowypływ (głębokość 1567,5 m).

Karbon górny

Występujące w podłożu Karpat Zachodnich osady górnokarbońskie należą do południowego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW).

W stosunku do poprzednio opisanych osadów paleozoicznych, osady górnokarbońskie odznaczają się względnie korzystnymi własnościami filtracyjnymi – porowatością efektywną i przepuszczalnością. Wiąże się to z rozwojem litologiczno-facjalnym karbonu produktywnego.

Według (K. Koniora 1970) najczęściej największą porowatością odznaczają się warstwy brzeżne, a w dalszej kolejności warstwy łaziskie, rudzkie i orzeskie. Najniższą porowatość posiadają warstwy libiąskie. Maksymalna porowatość w warstwach brzeżnych wynosi 24,88% w warstwach rudzkich – 22,99%, orzeskich – 34,78%; łaziskich – 24,88% i libiąskich 14,87%. Warstwy brzeżne charakteryzują się największą zmiennością porowatości, najmniejszą notowano w warstwach łaziskich i orzeskich.

Jeszcze większą zmienność wykazuje przepuszczalność, która w warstwach brzeżnych waha się od 0 do 940,5 mD, w warstwach rudzkich od 0 do 3591,2 mD, w orzeskich od 0 do 1818,0 mD, w warstwach łaziskich od 0 do 2473,4 mD i w warstwach libiąskich od 0 do 0,2 mD.

Osady górnokarbońskie opróbowano między innymi w otworach wiertniczych Bielsko-2 oraz Potrójna IG-1. Często badano horyzonty usytuowane były bezpośrednio poniżej podmioceńskiej powierzchni erozyjnej. Tego typu horyzont opróbowano w otworze Potrójna IG-1 w przedziale 2137-2158 m, przy pomocy próbnika złożowego, zapiętego na głębokości 2118.8 m (L. Bojarski, W. Kowalczyk, 1974). Badany poziom odznaczał się następującymi parametrami:

- ciśnienie złożowe wyekstrapolowane - 209,8 m,
- poziom hydrostatyczny, ustalony? - 35,5 m,
- wskaźnik wydajności - 14,8 m³/24 h/atm.,
- współczynnik przepuszczalności - 35 mD,
- wydajność - 550 l/h przy depresji 35 m.

Perm - Trias

Osady permsko-triasowe najlepiej rozwinięte są w osiowej części synklinorium miechowskiego oraz na jego północno-zachodnim skrzydle. Ponadto permio-trias znany jest z rejonu tzw. zatoki gdowskiej i pod Karpatami na południe od Bochni i Brzeska. Wodonośność utworów permskich jest bardzo

słabo rozpoznana co wiąże się z ich niewielkim rozprzestrzenieniem oraz znacznymi głębokościami występowania.

Jedynym otworem, w którym opróbowano permski poziom wodonośny jest otwór Podborze 10, w którym uzyskano przyływ z głębokości 2276 – 2282 m.

Znacznie lepiej zbadano triasowe poziomy wodonośne. Na uwagę zasługują tutaj poziomy występujące w osadach terygenicznym (głównie w piaskowcach i zlepieńcach) niższego pstręgo piaskowca. Miąższość tej formacji jest bardzo zróżnicowana i wynosi od kilkunastu metrów do ponad 1000 m. Pstry piaskowiec niższy opróbowano między innymi w takich otworach jak Radłów-2 (2500-2534 m; 2380-2425 m), Podborze -10 (2218-2220 m), Niwki-3 (2035-2049 m), Zalesie-1 (1353,4) oraz Dąbrowa Tarnowska-1, Słupiec-1 i Dobiesławice-1. W dwóch ostatnich otworach przebadano kilka odcinków z niższego pstręgo piaskowca na ogół uzyskiwano silne przyptywy. Zwierciadło statyczne tych poziomów stabilizowało się bądź powyżej powierzchni terenu (Zalesie-1, Podborze-10, Dobiesławice-1), bądź płytko pod powierzchnią terenu (Radłów-1, poziom hydrostatyczny na głębokości 80 m od powierzchni terenu). W otworze Radłów-1 na głębokości 2500 m pomierzono ciśnienie złożowe wynoszące 26,5 MPa. Wydajności pomierzone przy samowypływach były niekiedy znaczne i dochodziły do 30-70 l/min (Dobiesławice-1).

Wyższe poziomy wodonośne w triasie związane są z osadami węglanowymi retu i wapienia muszlowego. Na uwagę zasługują tutaj przede wszystkim należące do retu margle, wapienie i dolomity z anhydrytami, które są często zawodnione. Wodonośność utworów retu i wapienia muszlowego prawdopodobnie związana jest z wietrzeniem i przedjurajskim reliefem. Poziomy takie najczęściej usytuowane są od kilkadziesiąt cm do około 100 m poniżej podjurajskiej powierzchni erozyjnej. W otworze Skalbmierz-4 uzyskano samowypływ z retu – 48,3 m poniżej jury. Oprócz opisanych poziomów wodonośnych, sporadycznie zawodnione bywają również osady kajpru, leżące pod jurą (Otrów-1) lub pod mioceniem (Niwiska-1).

Jura

Dogger

Najniższy poziom w jurajskim piętrze wodonośnym, związany jest z piaszczystymi osadami jury środkowej. Osady te rozpowszechnione są w środkowej części przedgórza, głównie w osiowej części synklinorium miechowskiego. Miąższość doggeru najczęściej wynosi kilkanaście do kilkudziesięciu metrów, nie przekraczając 89 m. Porowatość efektywna warstwy wodonośnej waha się od 2% do 25%, natomiast średnia porowatość wynosi 10,92%. Wskaźnik zmienności tego parametru wynosi 53 %. Przy porowatości efektywnej poniżej 10% piaskowce doggeru często są nieprzepuszczalne, natomiast przy porowatości od 10 do 20% przepuszczalność bywa niekiedy znaczna (od 17 do 1045,5 mD).

Najwyższą przepuszczalność stwierdzono w otworze Pawężów-2 (przepuszczalność 1245,3 mD przy porowatości 25,16 %). Prawdopodobnie strefa podwyższonej porowatości i przepuszczalności wiąże się tutaj z osiową częścią zbiornika doggerskiego.

W opisywanym obszarze dogger występuje na głębokości od 445 m do 2471 m, średnio na głębokości 1438,8 m. Z odcinków opróbowywanych w głębokich otworach, uzyskiwano przyptywy wynoszące od 0,6 m³/h do 10 m³/h.

Na wschód od Krakowa w rejonie Łuczyce-Niepołomice oraz na południowy zachód od Buska z doggeru uzyskano samowypływy. Pomierzone przy samowypływie, wydajności wyniosły od 1,6 m³/h do 8,8 m³/h. Pomierzone w doggerze ciśnienia złożowe wynosiły od 11,6 MPa. w otworze Szczytniki-2 (głębokość 1141,5 m) do 22,0 MPa. w otworze Pawężów-3 (głęb. 1927 m). Pomierzony w niektórych otworach poziom hydrostatyczny stabilizował się na głębokości od 23 m w otworze Szczytniki-2 do 30 m w otworze Pawężów-2. Szczegółowsze obserwacje hydrogeologiczne w doggerze przeprowadzono jedynie w otworze Borzęta IG-1. Poziom środkowo-jurajski pozostaje w kontakcie hydraulicznym z niżej leżącymi poziomami wodonośnymi triasu, karbonu dolnego i dewonu.

Oksford

Kolejny wyżej leżący poziom jurajski lub raczej zespół poziomów związany jest z formacją wapieni płytowych i rafowych-skalistych. Formacja ta podścielona jest nieprzepuszczalnym kompleksem. Poziom wodonośny występujący w wapieniach skalistych ma najszersze rozprzestrzenienie spośród jurajskich poziomów wodonośnych. W stropie poziomu wodonośnego występują przeważnie nieprzepuszczalne lub bardzo słabo przepuszczalne formacje wapienno-marglista (kompleks D).

Między Krakowem a Niepołomicami-Wyciążem oraz pod Karpatami, między Bochnią a Tarnowem opisywany poziom wodonośny przykryty jest przez transgresywne osady kredy górnej. Na zachód od Krakowa na północno-wschodnim obrzeżeniu synklinorium miechowskiego w stropie wapieni skalistych występują osady mioceni. Ponadto miocen leżący bezpośrednio na formacji wapieni skalistych znany jest z szeregu głębokich wierceń w Karpatach.

Na powierzchni podkredowej i podmieocenijskiej omawiany poziom wodonośny wchodzi w kontakt hydrauliczny zarówno z wyżej leżącymi poziomami wodonośnymi jak i z poziomami występującymi pod powierzchniami erozyjnymi.

Na Wyżynie Krakowskiej, wapienie skaliste są silnie skrasowiałe i spękane. W rejonie Skąły-Przybysławic na N od Krakowa, wapienie skrasowiałe posiadają współczynnik porowatości szczelinowej rzędu 0,16 – 0,22. W Batowicach koło Krakowa, wapienie skaliste występujące pod przykrywą osadów miocenijskich i kredowych są silnie skrasowiałe (J. Myszka, 1962). Miąższość skrasowiałych wapieni wynosi tutaj około 200 m. Według J. Myszkę (1962) wapienie z Batowic odznaczają się współczynnikiem filtracji w granicach 3,9-7,9•10⁻⁵ m/sek., czyli około 3770 – 7600 mD.

W środkowej części synklinorium miechowskiego, własności filtracyjne wapieni skalistych są zdecydowanie mniej korzystne. O przepuszczalności tych osadów w większym stopniu decyduje tutaj porowatość pierwotna i porowatość związana z procesem dolomityzacji. W tej części synklinorium, średnia porowatość efektywna najczęściej wynosi od 2,5 do 5,0%. Na mapie obserwuje się również stopniowy spadek porowatości z kierunku NW na SE. Ten wzrost porowatości w kierunku NE związany jest z intensywniejszą wymianą wód w tym obszarze, której towarzyszyć mają procesy wylugowania węglanów. Strefę podwyższonej porowatości obserwujemy ponownie w najbardziej południowej części obszaru badań pod Karpatami. W obszarze tym wapienie skaliste wychodzą na powierzchnię podkredową. Podwyższona porowatość może być tutaj związana z kopalnymi strefami zasilania (na wychodniach) przed cenomanem oraz przez miocenem. Poza sporadycznymi

przypadkami przepuszczalność wapieni skalistych oznaczona laboratoryjnie, nie przekracza 10 mD. Bardzo często osady te są nieprzepuszczalne.

Z dolnego oksfordu bardzo często uzyskiwano samowypływy. Samowypływy uzyskiwano w dwóch strefach, w przybliżeniu równoległe do kierunku rozciągłości struktur mezozoicznych. Pierwsza strefa o szerokości dochodzącej do 30 km biegnie od Wyżyny Krakowskiej w kierunku południowo-wschodnim, stopniowo zwężając się. Na południe od Brzeska samowypływy zanikają.

Druga strefa znacznie węższa biegnie od okolic Wiślicy – Ostrowia w kierunku Dąbrowy Tarnowskiej i Nieczajnej. Wydajności uzyskiwane na samowypływie były bardzo zróżnicowane i wynosiły od 180 m³/h w pobliżu Krakowa, gdzie wapień skaliste wychodzą na powierzchnię do 0.24 m³/h w rejonie Puszczy.

Poziom występujący w osadach jurajskich na powierzchni podkredowej

W zapadlisku przedkarpackim na powierzchni podkredowej występują różnowiekowe osady jurajskie. W pobliżu Krakowa oraz pod Karpatami. na powierzchni podkredowej występuje formacja wapieni skalistych i płytowych (kompleksy B+C). Począwszy od okolic Krakowa, w kierunku wschodnim na powierzchni podkredowej występują też młodsze formacje: wapieni skalistych, formacja wapienno-marglista (kompleks B), wapień organogeniczny i organodetrytyczny (kompleks E), oraz lokalnie wapień detrytyczny (kompleks F). Wspólną cechą tych wszystkich, różnych litologicznie osadów, jest to, że w okresie poprzedzającym transgresję górno-kredową znalazły się one w zasięgu działania ówczesnych procesów wietrzenia i erozji. Procesy te doprowadziły do powstania wtórnej porowatości (szczelinowatości), dzięki czemu osady te są znacznie lepiej przepuszczalne od tych samych osadów występujących z dala od powierzchni podkredowej.

Głębokość, do jakiej sięgnął proces wietrzenia oraz głębokość rozwoju krasu, były zapewne różne i uzależnione od wykształcenia litologicznego skał, rzeźby oraz warunków hydrogeologicznych. Maksymalna głębokość, do jakiej sięgnął ówczesny kras, przekroczyła 200 m o czym świadczą wyniki wierceń z okolic Krakowa (J. Mysko, 1962).

Na powierzchni podkredowej w utworach spękanych i skrasowiatach, występuje poziom wodonośny, którego miąższość dochodzić może do 200 m. Poziom ten pozostaje w łączności hydraulicznej w wyżej leżącym poziomem cenomańsko-turońskim. W rejonie Krakowa opisywany poziom łączy się bocznie z dolno-oksfordzkim.

W laboratoriach Przemysłu Naftowego badano porowatość efektywną i przepuszczalność opisywanych osadów jurajskich. Porowatością tym odpowiadają bardzo niskie wartości przepuszczalności, wyjątkowo tylko przekraczają 10 mD. Według (E. Jawora, 1973) porowatość skał węglanowych w strefie złożowej Grobla – Pławowice wynosi od 0,5 do 17%. Wyższą porowatością odznacza się północno zachodnia część złoża Pławowice (od 3 do 17%), niższą natomiast złożo Grobla, gdzie porowatość wynosi od 2 do 9%. Badane próbki w większości przypadków wykazały brak przepuszczalności a wyjątkowo tylko stwierdzono przepuszczalność rzędu 10 – 50 mD.

Wody podziemne występujące w osadach jurajskich na powierzchni podkredowej najczęściej odznaczają się ciśnieniem artezyjskim. Wyjątek stanowi osiowa część synklinorium oraz obszar położony pod Karpatami. Wydajności uzyskiwane przy samowypływie były bardzo różne i wahały się

od 180 m³/h do kilkuset litrów na godzinę. Najczęściej wydajności te mieściły się w przedziale od 1 do 10 m³/h.

Poziom występujący na powierzchni podmioceńskiej

We wschodniej części synklinorium miechowskiego oraz częściowo na południe od brzegu Karpat, na powierzchnię podmioceńską wychodzą osady jury górnej. Osady te reprezentowane są głównie przez wapienie organogeniczne i organodetrytyczne (kompleks E) oraz wapienie detrytyczne (kompleks F).

W okresie poprzedzającym transgresję morza badeńskiego, występujące w tym obszarze osady jurajskie uległy intensywnemu wietrzeniu i krasowieniu (N. Oszczypko, A. Tomasz, 1976, 1976a). Świadczą o tym liczne spękania otwarte, drobne kawerny i szczeliny wypełnione materiałem ilastym, często o zabarwieniu rdzawym. Ponadto obserwowano rdzawo-wiśniowe naloty tlenków żelaza na płaszczyznach spękań. Maksymalna miąższość omawianej strefy przekracza niekiedy 100 m.

Własności filtracyjne (zbiornikowe) podmioceńskiej strefy zbadane zostały licznymi wierceniami na złożach ropy naftowej i gazu ziemnego w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej oraz Podborza-Partyni. Według (P. Karnkowskiego, 1969) wapienie organodetrytyczne w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej odznaczają się średnią porowatością efektywną (głównie wtórną) - 3,13% natomiast skały zbiornikowe złoża Podborze-Partynia mają średnią porowatość efektywną 2,05% przy przepuszczalności wahającej się od 0 do 187 mD.

Opisana strefa przedbadeńskiego zwietrzenia jest zawodniona, co stwierdzono licznymi wierceniami. Miąższość strefy wodonośnej wyznaczona geofizycznie, najczęściej wynosi kilkadziesiąt metrów i niekiedy tylko przekracza 100 m. W poziomie tym występują przeważnie wody typu subartezyjskiego. W obszarze położonym między Dąbrową Tarnowską a Mielcem w pojedynczych otworach notowano samowypływ. Wydajność przy samowypływach na ogół nie przekraczało kilku m³/h.

Kreda

Na całym obszarze badań kredowe piętro wodonośne podścielone jest piętrzem jurajskim i przykryte piętrzem mioceńskim. W zapadlisku przedkarpaccim (N. Oszczypko i A. Tomasz, 1976, 1976a) wydzielają dwa główne, kredowe poziomy wodonośne: cenomańsko-turoński i poziomy występujący pod mioceńską powierzchnią erozyjną.

Poziomy cenomańsko-turoński

Osady cenomanu i turonu z uwagi na dobre własności filtracyjne i stosunkowo dużą miąższość odgrywają istotną rolę w systemie wód podziemnych środkowej części zapadliska.

Osady te wypełniają środkową część synklinorium miechowskiego. W omawianym poziomie warstwę wodonośną tworzą przede wszystkim słabo związane piaskowce glaukonitowe i zlepieńce cenomanu (kompleks A) oraz spękane wapienie turonu (kompleks B). Miąższość cenomanu jest bardzo zróżnicowana i wynosi od 1 m do ponad 100 m w osiowej części niecki miechowskiej (E. Jawor, 1970). Warstwa wodonośna przykryta jest nieprzepuszczalnymi marglami santonu (kompleks C), natomiast w spągu podścielają ją na całym obszarze badań różne ogniwa jury górnej wychodzące na powierzchnię przedcenomańską. Występujące poniżej tej powierzchni utwory jurajskie są zawodnione i łączą się hydraulicznie z wyżej leżącym poziomem cenomańsko-turońskim.

Wymienione poziomy wodonośne tworzą swoisty kredowo-jurajski kompleks wodonośny, co podkreślił w swojej pracy (W. Burzewski, 1970).

Porowatość efektywna piaskowców cenomańskich określona przy pomocy elektrometrii wiertniczej wynosi od 3% w strefach brzeżnych do 30% w centralnej części niecki.

Maksymalna szerokość strefy podwyższonych porowatości dochodzi do 10 km. Podwyższone porowatości stwierdzone zostały ponadto w rejonie Grobla-Pławowice oraz w pobliżu Dąbrowy Tarnowskiej. Według badań laboratoryjnych przepuszczalność piasków cenomańskich wynosi od 0 do 8000 mD. Wysokie przepuszczalności powyżej 1000 mD, związane są z osiową częścią niecki. Przeliczając wyżej podany współczynnik

przepuszczalności na współczynnik filtracji, otrzymujemy dla wód słodkich 10-4 – 10-5 m/sek. Wody występujące w osadach cenomanu – turonu najczęściej mają reżim napięty – artezyjski. Wody o zwierciadle subartezyjskim znane są z osiowej części niecki oraz z tej części basenu cenomańskiego, która występuje pod Karpatami. Wydajności uzyskiwane na samowypływie mieszczą się w przedziale od 0,1 do 30 m³/h.

Maksymalne wydajności znane są z rejonu Grobla-Mniszów. Z pośród wierceń Państwowego Instytutu Geologicznego-Państwowego Instytutu Badawczego cenomański poziom wodonośny zbadany został tylko w otworze Borzęta I.G.

Poziom występujący pod mioceńską powierzchnią erozyjną

Poziom ten stwierdzony został na całym obszarze badań. Jest on usytuowany poniżej powierzchni erozyjnej, rozdzielającej osady mioceńskie i senońskie (N. Oszczytko, A. Tomasz, 1976).

W rdzeniach wiertniczych z omawianego poziomu obserwuje się liczne spękania otwarte, rzadziej wypełnione item, kalcytem lub anhydrytem. Cechą charakterystyczną są obserwowane na ścianach szczelin czerwono-wiśniowe naloty tlenków żelaza.

Podmioceński poziom wodonośny dobrze zaznacza się na krzywych geofizyki wiertniczej.

Miąższość podmioceńskiej strefy wietrzenia wynosi przeciętnie od 20 do 40 m, wyjątkowo dochodzi może do 100 m (N. Oszczytko, A. Tomasz 1976). Omawiany poziom stwierdzono w wielu głębokich wierceniach. Na wschód od Krakowa nawiercono wody artezyjskie na głębokości od 40 do 60 m poniżej spągu miocenu. (W. Moryc, 1970). W rejonie Dąbrowy Tarnowskiej przyływ uzyskano pod mioceniem na głębokości około 15-20 m. Niekiedy doływ obserwowano już po nawierceniu kilku metrów utworów senonu.

Samowypływy z senonu notowane były w dwóch strefach, bezpośrednio na wschód od Krakowa (Grobla Mniszów) oraz w pobliżu Dąbrowy Tarnowskiej.

Własności filtracyjne i charakterystyka petrograficzna utworów jurajskich i kredowych w zapadlisku przedkarpackim

Analizę własności filtracyjnych przeprowadzono głównie na oznaczeniach laboratoryjnych porowatości i przepuszczalności. Tylko w miejscach niedostatecznie opróbowanych, uzupełniono je o

oznaczenia porowatości metodami geofizyki wiertniczej. Zastosowanie tak różnych metod stworzyło konieczność oceny ich wzajemnej odpowiedniości. Brak tej relacji mógłby doprowadzić do powstania fałszywych anomalii na badanym obszarze. Ocenę tę przeprowadzono poddając analizie statystycznej wzajemną zależność pomiędzy laboratoryjnymi oznaczeniami porowatości i geofizycznymi dla piaskowców cenomanu. Uzyskano wysoką korelację z prawdopodobieństwem większym niż 99%. Uwidacznia się to wyraźnie na zestawieniu geofizycznym tych wielkości. W ramach opracowania wykonanego przez N. Oszczypko i A. Tomasia (1976a) wykorzystano 949 oznaczeń porowatości i 1240 oznaczeń przepuszczalności. W oparciu o nie, wymienieni autorzy skonstruowali mapy własności zbiornikowych dla poszczególnych poziomów.

Badany zbiór poddano także analizie statystycznej. Przebadano ich rozkłady, zmienność, oceniono wartości średnie oraz najbardziej prawdopodobne.

Osady jury środkowej i górnej

Osady doggeru

Ocenę własności filtracyjnych tego poziomu przeprowadzono na podstawie 33 oznaczeń porowatości i przepuszczalności. Ze względu na małą ilość dostępnych oznaczeń tych wielkości i ich nierównomierny przestrzenny rozkład nie wykonano mapy własności zbiornikowych. Średnia porowatość wynosi 10,82% i ma charakter interglanuralny, a wskaźnik zmienności jest równy 53%. Rozkład badanych wartości jest bardzo regularny i niewiele odbiega od krzywej rozkładu normalnego. Charakteryzuje się on niewielką ujemną asymetrią równą 1,98. Średnia przepuszczalność osadów doggeru wynosi 237 mD, wahając się od 0 do kilku tysięcy mD.

Osady dolnego kompleksu malmu („oksford”)

Do oceny własności zbiornikowych tej formacji wykorzystano 313 oznaczeń laboratoryjnych porowatości i przepuszczalności. Największe porowatości, większe od 10% grupują się w północnej części zapadliska przedkarpackiego i systematycznie maleją ku południowi do porowatości niższych od 2,5%. Zaznaczają się cztery wyraźne strefy podwyższonej porowatości. Są to rejony Dąbrowy Tarnowskiej, Miechowa, Tarnowa oraz Rzezawy. Strefy wysokich przepuszczalności pokrywają się ze strefami wysokich porowatości. Obszary osadów nieprzepuszczalnych ograniczają badany rejon zarówno ze wschodu jak i zachodu. Także na południe od brzegu Karpat biegnie strefa osadów nieprzepuszczalnych ciągnąc się wzdłuż linii Tokarnia-Pilzno.

W rejonie Tarnowa rozcina je lokalna anomalia o przepuszczalnościach rzędu 100 mD. Średnia porowatość tej formacji wynosi 7,99% wskaźnik zmienności równy jest 110%. Rozkład wartości zbliżony jest do normalnego o małej ujemnej asymetrii równej 1,57. Współczynnik ekscesu równy jest 15,02. Średnia przepuszczalność wynosi 229,59 mD. Dla 313 oznaczeń stwierdzono 11,5% wartości przepuszczalności większych od 0,1 mD. Średnia przepuszczalność dla wartości większych od 0,1 mD wynosi 1996,19. Prawdopodobieństwo jej napotkania jest równe 3,8 %.

Osady środkowego i górnego kompleksu malmu

Formacja wapienno-marglista i formacja wapienna

Do analizy wykorzystano 150 oznaczeń porowatości i przepuszczalności. Osady o porowatościach większych od 5% grupują się na zewnątrz niecki miechowskiej.

Osią niecki biegnie wąski pas podwyższonych porowatości ciągnąc się od Kazimierzy Wielkiej w kierunku na Pilzno. Lokalnie występują obszary podwyższonych porowatości w rejonie Partyni, Dąbrowy Tarnowskiej, Tarnowa i Bochni.

Od północy kompleks osadów środkowego i górnego malmu izolowany jest strefą osadów nieprzepuszczalnych, biegnąc pasem wzdłuż północnej granicy zapadliska przedkarpackiego od Mielca po rejon Słomnik. Strefy przepuszczalności większych od 100 mD, sięgających niekiedy kilku tysięcy, występują w rejonie Partyni, Dąbrowy Tarnowskiej, Szczurowej, Tarnowa i Bochni. Na ogół pokrywają się ze strefami podwyższonych porowatości. Rozkład porowatości ma kształt regularny, zbliżony do normalnego, o silnej asymetrii ujemnej równej 18,5. Średnia porowatość osadów wynosi 4,4% przy współczynniku zmienności równym 100%. Średnia przepuszczalność wynosi 16,52 mD. Opisany kompleks osadów ma wyraźny charakter dwudzielny, co przy szczegółowej analizie wymaga osobnego potraktowania zarówno formacji dolnej jak i górnej.

Dolna formacja (formacja wapienno-marglista) charakteryzuje się średnią porowatością 3,2 %, przy wskaźniku zmienności równym 105%. Rozkład wartości charakteryzuje się dużą ujemną asymetrią równą 24,72 i wysoką wartością współczynnika ekscesu 45,14. Średnia przepuszczalność wynosi 0,41 mD. Na 95 oznaczeń przepuszczalności uzyskano wartość większą od 0,1 mD dla 10 prób, co odpowiada 10,5% utworów przepuszczalnych w tej formacji. Średnia przepuszczalność utworów przepuszczalnych wynosi 3,95 mD. Prawdopodobieństwo napotkania osadów o przepuszczalności większej od średniej wynosi 3,2%. Średnia porowatość formacji głównej (formacji wapiennej) wynosi 4,12% przy wskaźniku zmienności równym 102,9%. Rozkład badanych wartości jest zbliżony do normalnego. Współczynnik asymetrii jest równy 2,7. Średnia przepuszczalność wynosi 206,88 mD. Na 406 wziętych pod uwagę oznaczeń, wartości większe od 0,1 mD, stwierdzono w 30, co pozwala szacować ilość utworów przepuszczalnych w tej formacji na 7%. Średnia przepuszczalność dla wartości większych od 0,1 mD wynosi 276,83 mD. Prawdopodobieństwo występowania wartości większych od niej wynosi 0,7%.

Poziom w erozyjnej powierzchni jury.

Do oceny własności filtracyjnych poziomu związanego z erozyjną powierzchnią jury N. Oszczypko i A. Tomasz (1976a) wykorzystali 1426 oznaczeń porowatości i przepuszczalności.

Rozkład powierzchniowy tych parametrów jest monotony. Tylko gdzieniegdzie zaznaczają się lokalne maksima podwyższonych porowatości, czy też przepuszczalności. Strefy podwyższonych porowatości występują głównie w centrum niecki miechowskiej. Obejmują częściowo rejon Grobli – Pławowic oraz rejon Dąbrowy Tarnowskiej, sięgając po rejon Podborza-Partyni. Na południe od brzegu Karpat występuje strefa niskich porowatości, poniżej 2,8%. Rozkład powierzchniowy przepuszczalności jest bardzo zbliżony, niemniej jednak na obszarze o niskich porowatościach, mniejszych od 2,5% występuje szereg lokalnych stref o przepuszczalnościach rzędu 200 mD. Rozkład porowatości zbliżony jest do rozkładu normalnego o słabej, ujemnej asymetrii równej 0,20. Średnia porowatość wynosi 7,42% przy wskaźniku zmienności równym 109%. Średnia wartość przepuszczalności dla badanych utworów wynosi 176 mD, wahając się od 0,1 do 9470 mD. Dla 426 oznaczeń uzyskano wartości większe od 0,1 mD, a w 64 przypadkach to jest w 15%. Średnia

przepuszczalność utworów o przepuszczalności większej od 0,1 mD wynosi 1165,35 mD. Prawdopodobieństwo wystąpienia wartości wyższych od niej jest równe 4%. Opierając się na charakterystyce geofizycznej, poziom ten możemy zakwalifikować według R. P. Algera (1959) do typu kolektora I-zbitego o porowatości wtórnej szczelinowej, rzadziej szczelinowo-porowej. Opierając się na związkach kwalifikacji R. P. Algera z klasyfikacją E.G. Archiego zmodyfikowaną przez (S. J. Pearsona), (Archie E.G. 1957) za przepuszczalne winniśmy uznać wszystkie utwory o przepuszczalności większej od 0,1 mD.

Traktując osady węglanowe jury jako jeden kompleks możemy jego średnią porowatość ocenić na 0,68% przy wskaźniku zmienności 115 %. Średnia przepuszczalność tych osadów równa jest 185,84 mD. Prawdopodobieństwo napotkania wartości większych od średniej wynosi 11%. Dla osadów o przepuszczalności większej od 0,1 mD średnia przepuszczalność wynosi 0,1 mD wynosi 1105,37 mD a prawdopodobieństwo napotkania wartości większych od nich jest równe 2,7%.

Podejmując próbę podsumowania przedstawionych faktów możemy stwierdzić, iż w obrębie osadów węglanowych jury najlepszymi własnościami filtracyjnymi charakteryzuje się poziom w erozyjnej powierzchni jury oraz dolny kompleks malmu.

Pomiędzy nimi dobry izolator stanowi formacja wapienno-marglista środkowego i górnego malmu. Pozostałe kompleksy charakteryzują się średnimi wartościami porowatości i przepuszczalności oraz niewielkim prawdopodobieństwem napotkania dobrych własności filtracyjnych. Zmienność tych własności najlepiej obrazuje **Tabela 1.1.6_26**.

Tabela 1.1.6_26 Własności kolektorów jurajskich

Nazwa kompleksu	Średnia porowatość %	Wskaźnik zmienności %	Średnia przepuszczalność mD	Prawdop. napotkania %	Średnia przepuszczalność dla $k_D 0,1$	Prawdop. napotkania %
Poziom w erozyjnej pow. jury	7,42	109	175	15	1165,3	4
Kompleks środkowego i górnego malmu	4,4	100	16,52	7	121,25	2
a) formacja wapienna	4,12	102,8	206,88	7	275,83	0,7
b) wap.-marglista	3,2	105	0,45	10,5	3,95	3,2
Dla kompleksu malmu	7,99	110	229,59	11,6	1996,10	3,8
Osady węgl. jury	6,68	115	185,84	11	1105,37	2,7

Osady węglanowe jury można zaliczyć do typu zbiornika porowo-szczelinowego o dużej zmienności. Typ ten waha się od szczelinowo-kawernistego, typ ZKm (A. Tarnowiecki, 1969), w przypadku poziomego w erozyjnej powierzchni jury, do mikroszczelinowo-porowego w utworach dolnego kompleksu malmu. Wskazuje to na istotną rolę szczelinowatości w przewodzeniu mediów. W rejonie Tarnowa w formacji wapienno-marglistej środkowego i górnego malmu udział szczelinowatości w przewodzeniu mediów dochodzi do 70% (A. Oberc, 1971). Oprócz mikroporowatości pewien udział w przepuszczalności posiada także makroszczelinowatość. Według (T. Lenka, 1970, 1972), makroszczelinowatość w osadach jury utrzymuje się nawet do głębokości 2000 m, gdzie stwierdzono szczeliny o rozwarciu 0,3 mm. W rejonie Pławowic gęstość szczelin sięga 15/1/mb/.

Osady kredy górnej

Osady cenomanu

Analizę własności filtracyjnych cenomanu N. Oszczytko i A. Tomasz (1976a) wykonali wykorzystując 147 oznaczeń przepuszczalności i porowatości uzupełnionych w miejscach niepełnego opróbowania interpretowanymi metodami geofizyki wiertniczej. Porowatość warstwy wodonośnej waha się od 3% w strefie brzeżnej, synklinorium do 30% w centralnej części, przyjmując średnią wartość 18,58 %. Maksymalna szerokość strefy podwyższonej porowatości dochodzi do 10 km. Strefy podwyższonej porowatości występują również w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej oraz na północ od Bochni. Rozkład badanych wartości ma charakter rozkładu normalnego o silnej asymetrii prawostronnej. Odchylenie standardowe równe jest 8,3 wskaźnik zmienności 44%.

Przepuszczalność piaskowców waha się od 0 do 8000 mD. Strefa wysokich przepuszczalności związana jest z osiową częścią niecki miechowskiej. Rozkład jej jest bardzo zbliżony do rozkładu porowatości. Ta silna zależność pomiędzy tymi wielkościami wskazuje na typowy międzyziarnisty charakter porowatości o dobrym przewodzeniu mediów kanałami międzyporowymi.

Osady senonu

Ze względu na charakter osadów senonu, szczelinowatość głównie w otworach marglistych, nie przeprowadzono oceny ich porowatości metodami geofizyki wiertniczej. Do oceny porowatości wykorzystano dane o znaczeniu laboratoryjnym z 10 otworów, obejmujące 19 oznaczeń. Średnio porowatość wynosi 6,7% wahając się od 1,33% do 12,5%. Odchylenie standardowe jest równe 0,5%. Rozkład porowatości zbliżony jest do normalnego. Kompleks ten możemy zakwalifikować według klasyfikacji (R. P. Algera 1959) do typu I-zbitego o porowatości wtórnej wg. Klasyfikacji A. Tarnowieckiego (A. Tarnowiecki, 1970) do typu I-II (zbitoszczelinowego-zbitokawernistego).

Warunki hydrodynamiczne zapadliska przedkarpackiego

Warunki hydrodynamiczne zapadliska przedkarpackiego rozpoznano dotychczas znacznie słabiej niż skład chemiczny wód podziemnych w tym regionie. Mimo odwiercenia ogromnej ilości wierceń, ilość pomiarów ciśnienia jest bardzo niewielka. Po analizie materiałów Przemysłu Naftowego N. Oszczytko i A. Tomasz (1976a) zgromadzili 121 pomiarów ciśnień. Ponadto dysponowali w kilku przypadkach obserwacjami stabilizacji zwierciadła wód podziemnych oraz kilkudziesięcioma stwierdzeniami samowypływów, podczas opróbowywania lub wiercenia otworów. Pewna niewielka ilość danych pochodzi z wierceń Państwowego Instytutu Geologicznego- Państwowego Instytutu Badawczego.

Usytuowanie punktów pomiarowych jest bardzo nierównomierne. Największą ilość obserwacji poczyniono w obszarach złożowych (Grobla - Pławowice) oraz w S części zapadliska. Stosunkowo najslabiej rozpoznana została centralna i E część synklinorium miechowskiego. Większość materiału dokumentacyjnego dotyczy cenomańsko-turońskiego poziomu oraz stropowych partii jury, natomiast informacje na temat pozostałych pięter i poziomów wodonośnych są więcej niż skąpe. Zebrane obserwacje są również niejednorodne, z uwagi na to, że pomiary dokonywano przy pomocy różnego sprzętu (próbniiki złożowe radzieckie i amerykańskie) i w różnym czasie. W odwiertach najczęściej mierzono ciśnienia złożowe, czyli ciśnienia denne statyczne (hydrostatyczne ciśnienia złożowe, A. I. Leworsen, 1972) a tylko w niektórych przypadkach (np. otwory gazowe) pomierzono ciśnienie głowicowe statyczne.

Z uwagi na krótki okres pomiarowy, niewystarczający do pełnej odbudowy ciśnienia, ciśnienie maksymalne przeważnie ekstrapolowano z krzywej wzrostu ciśnienia. N. Oszczypko i A. Tomasz (1976a) podali również ciężar właściwy wód podziemnych (złożowych) w poziomie pomiaru oraz wyliczoną wartość wysokości hydraulicznej (naporu), czyli potencjału płynu (M.K. Hubbert, 1940). Wartości wysokości hydraulicznej (naporu) odniesiono do wody słodkiej ($\gamma=1,0 \text{ G/cm}^3$). Średni gradient hydrostatyczny dla badanego obszaru ($0,112 \text{ kG/cm}^2/\text{m}$) niewiele odbiega od teoretycznego gradientu hydrostatycznego ($0,1 \text{ kG/cm}^2/\text{m}$). Jest to zrozumiałe, zważywszy, że ze wzrostem głębokości wzrasta również ciężar właściwy wód podziemnych. Można zatem przyjąć, że średni ciężar właściwy dla badanego obszaru wynosi na głębokości 1 000 m – $1,120 \text{ G/cm}^3$.

W zdecydowanej większości przypadków wysokość naporu (dla wód słodkich) jest większa od głębokości pomiaru, a powierzchnia piezometryczna (dla wód słodkich) usytuowana jest powyżej powierzchni terenu. Wyjątek stanowią otwory usytuowane na kulminacjach struktur złożowych lub w pobliżu dyslokacji silnie drenujących (np. Grobla-29, Pawłowice-29). W pewnych przypadkach niedobory ciśnień wynikać mogą z niepełnej stabilizacji ciśnienia złożowego.

Na podstawie mapy hydroizohips (dla wód słodkich) z pewnym przybliżeniem można wnioskować o rozmieszczeniu stref zasilania naporu i drenażu, jak również ustalić główne kierunki migracji wód podziemnych i innych mediów (N. Oszczypko, A. Tomasz, 1976).

W obrębie omawianej części Przedgórze Karpat i przylegających do niego SE skłonach Wyżyny Krakowskiej i Miechowskiej zaznacza się kilka kulminacji i obniżień w powierzchni piezometrycznej. Kulminacje ograniczone są przez hydroizopięzę 350 m n.p.m. i wyższe, natomiast obniżenia przez hydroizopięzę 250 m n.p.m. i niższe.

Na NE od Krakowa, w rejonie Słomniki - Dodów – Klonów zaznacza się kulminacja narastająca w kierunku NW. Związana jest ona ze strefą zasilania usytuowaną w obszarze Wyżyny Krakowskiej, w obrębie jury olkusko-wolbromskiej (W. Burzewski, 1969; N. Oszczypko, A. Tomasz, 1976). Kulminacja Słomniki – Dodów – Klonów ograniczona jest od NE regionalnym obniżeniem powierzchni piezometrycznej, pokrywającym się z osią synklinorium. W obniżeniu tym wielkości naporu spadają poniżej 250 m n.p.m. Od rejonu Słomnik – Dodowa – Klonowa średni spadek w kierunku NE wynosi 0,02.

Od osi niecki w kierunku NE powierzchnia piezometryczna nieznacznie podnosi się, tworząc garb biegnący od rejonu Ostrowia – Wiślicy w kierunku Dąbrowy Tarnowskiej.

W kierunku E od tego wyniesienia powierzchnia piezometryczna ponownie obniża się. Kulminacja Słomniki – Dodów – Klonów w kierunku S przechodzi w niewielkie obniżenie piezometryczne, częściowo pokrywane z obniżeniem morfologicznym zawartym pomiędzy S krawędzią Wyżyny Krakowskiej i brzegiem Karpat. Średni spadek hydrauliczny od rejonu Słomnik ku SW wynosi 0,008. Inne wyraźne wyniesienie powierzchni piezometrycznej obserwuje się na S od Dąbrowy Tarnowskiej, w kierunku na Tarnów i dalej na W wzdłuż biegu Karpat aż po Brzesko. Wyniesienie to opisane jest przez hydroizopięzę 350 m n.p.m. W strefie najsilniej wyniesionej (rejon Pawązowa) wysokość naporu osiąga wartość 460 m n.p.m.

Wyniesienie Pawężów – Tarnów – Brzesko od południa ograniczone jest wysoką strefą obniżonej powierzchni piezometrycznej, której oś w przybliżeniu pokrywa się z brzegiem Karpat fliszowych na odcinku Tarnów – Brzesko – Bochnia – Kraków.

Strefa ta prawdopodobnie związana jest z wiązką regionalnych dyslokacji zrzucających na S podłoże platformowe. Na S od brzegu Karpat powierzchnia piezometryczna prawie wszędzie podnosi się osiągając wartości maksymalne w rejonie Myślenic (394 m n.p.m.), Łątki – Muchówki (242 – 484 m n.p.m.), na S od Brzeska oraz w rejonie Brzozowej (400 m n.p.m.). Oprócz opisanych wyniesień i obniżień powierzchni piezometrycznej należy jeszcze wspomnieć o wąskiej strefie depresyjnej biegnącej prostopadłe do osi synklinorium miechowskiego. Strefa ta począwszy od okolic Wiśniowej w Karpatach, poprzez rejon „zatoki gdowskiej” kontynuuje się w kierunku NE, wzdłuż linii Wisły. Na znacznym odcinku przebieg tej strefy pokrywa się z biegiem walnej dyslokacji Zawichost – Kurdwanów.

W opisanej strefie wysokości piezometryczne wahają się od 200 – 250 na SW do około 300 m n.p.m. na NE. Stosunkowo słabo poznany został rozkład pola ciśnień na NE skrzydle synklinorium miechowskiego. Na uwagę zasługują tutaj jednak strefy odznaczające się wysokimi spadkami hydraulicznymi (gradientami). Jedną z takich stref biegnie począwszy od rejonu złoże Brzozówka koło Ropczyc w kierunku na Pęciszów – Podole i dalej na NW w rejon Podborza – Partyni. Wzdłuż tej linii spadki hydrauliczne z SW na NE przekraczają niekiedy 0,1.

Na podstawie kształtu powierzchni piezometrycznej wnioskować można z pewnym przybliżeniem o regionalnych kierunkach migracji wód i węglowodorów. Jest to możliwe, ponieważ odejście powierzchni piezometrycznej (dla wód słodkich) od powierzchni piezometrycznej dla cieczy rzeczywistych nie jest zbyt duże, przy mineralizacjach nie przekraczających 50 g/l.

W opisywanej części zapadliska przedkarpacciego zaznaczają się następujące obszary zasilania. Najważniejszy z nich usytuowany na wyżynie Krakowskiej związany jest z wychodniami osadów mezo-paleozoicznych, a zwłaszcza z wychodniami jury i cenomanu. Według W. Burzewskiego (1970), w kulminacji obszaru źródłowego w rejonie Sułoszowa – Gołcza swobodne zwierciadło w utworach jurajskich kształtuje się na rzędnej około 420 m n.p.m., oraz na rzędnej 300 – 320 w strefie wychodni senonu (granica napięcia subartezyjskiego). Z wymienionego obszaru źródłowego wody infiltracyjne migrują w dwóch zasadniczych kierunkach: w kierunku osi synklinorium miechowskiego (kierunek NE) oraz w kierunku rowu krzeszowickiego i okolic Krakowa. Istnieje jeszcze jeden kierunek spływu będący niejako SE zamknięciem kulminacji obszaru źródłowego. Spływ z tego kierunku zaznacza się po dolinę Wisły (złoże Grobla).

Inny obszar zasilania, związany jest z SW obrzeżeniem mezozoicznym Gór Świętokrzyskich. Spływ z tego kierunku nie jest tak ewidentny jak spływ z Wyżyny Krakowskiej. Obrzeżenie Gór Świętokrzyskich jest prawdopodobnie obszarem zasilania dla tej części zapadliska, która położona jest na E od wyniesienia powierzchni piezometrycznej Ostrów – Dąbrowa Tarnowska.

Oprócz opisanych obszarów źródłowych istnieje jeszcze jeden niemniej ważny „obszar źródłowy” usytuowany w S części zapadliska, częściowo pod nasunięciem Karpat fliszowych.

Jego geneza nie jest w chwili obecnej zbyt jasna. Dowodem istnienia migracji z S jest kształt powierzchni piezometrycznej, jaka wykształciła się w tej części zapadliska.

Można tu wyróżnić obszary zasilania dla opisywanej części zapadliska. Najważniejszy z nich związany jest z wychodniami osadów mezozoicznych i paleozoicznych na Wyżynie Krakowskiej. Szczególne znaczenie mają tutaj wychodnie cenomanu i jury. Istniejące tutaj pole ciśnień jest w znacznym stopniu odizolowane od pola w bardziej zewnętrznej części zapadliska, związanej ze strefami zasilania na Wyżynie Krakowskiej. W chwili obecnej sugerować można dwie hipotezy robocze dotyczące jego powstania:

- 1) paleohydrogeologiczną,
- 2) sedymentacyjno – tektoniczną.

W pierwszym przypadku można przypuszczać, że istniejące obecnie pole ciśnień, może być pochodną warunków hydrodynamicznych, jakie istniały w tej części Przedgórze Karpat przed dolnobadeńską transgresją morską. Sądząc po obserwowanych obecnie wysokościach naporu, ówczesne obszary zasilania w S części przedgórze musiały być wysoko wydzwignięte, co najmniej tak jak obecny obszar zasilania na Wyżynie Krakowskiej.

Wykonana rekonstrukcja rzeźby przedtortońskiej (N. Oszczypko, A. Tomasz, 1976) jednoznacznie wykazuje, iż w tym okresie, warunek ten był spełniony. Obszary wyniesione stwierdzono między innymi na SE od Krakowa i na SE od Tarnowa i na S od Dębicy. Przedstawiona hipoteza wymaga spełnienia warunku, iż ruchy tektoniczne poprzedzające transgresję dolnotortońską, gwałtownie obniżyły podłoże mezozoiczno-paleozoiczne, co uniemożliwiło pełne rozładowanie istniejących wówczas nadwyżek ciśnienia.

Druga hipoteza, bardziej wiarygodna wiąże genezę istniejącego pola ciśnień z sedymentacją osadów miocenijskich, ich diagenезą oraz procesem nasuwania Karpat na przedpole. Teoretyczne podstawy litogenezy osadów ilasto-piaszczystych podane zostały w licznych pracach (L. F. Athy, 1930, N.B.; Wassejewicz, 1962; G. Jacquin, M. Poulet, 1973; K. Magara, 1976). Zasadnicze tezy tych badań prowadzą się do stwierdzenia, że podczas sedymentacji i subsydencji, jak również w okresie postsedymentacyjnym na skutek kompaktacji związanej z postępującym przysypywaniem osadów, następuje proces wyciskania wody zawartej w osadzie oraz jej cyrkulacja. Podczas kompaktacji osadów ciśnienie górotworu przekazywane jest częściowo cieczom wyciskanym z osadów.

W okresie sedymentacji ilasto-piaszczystych osadów miocenijskich na skutek kompaktacji wyciśnięte zostały miocenijskie wody sedymentacyjne. Część tych wód zapewne wyciśnięta została do przepuszczalnych osadów podłoża mezozoiczno-paleozoicznego. Oprócz ciśnień wywołanych

osiadaniem osadów mioceńskich, określony wpływ na rozkład ciśnień wywarło zapewne także nasunięcie się Karpat fliszowych, na częściowo tylko skonsolidowane osady mioceńskie.

Według badań (G. Jacquin, M. Poulet, 1973) maksymalne ciśnienie wyciskanych płynów, jakie może powstać w basenie o miąższości 3 000 m, wynosi 475 kG/cm². Ciśnienie maksymalne skupione są na powierzchni granicznej rozdzielającej przepływ skierowany w górę i w dół.

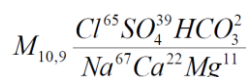
Strefy występowania samowypływów w bardziej północnej części zapadliska ograniczone są przebiegiem hydroizoplezy 250 m n.p.m., natomiast na S warunkowane są głównie ciężarem właściwym solanek. W tej części zapadliska, S zasięg samowypływów, w przybliżeniu wyznacza zarys izolinii mineralizacji 30 g/l. Nieco mniejsze rozprzestrzenienie w poziomie wapieni skalistych i w doggerze jest następstwem stosunkowo wyższych ciężarów właściwych solanek w tych poziomach.

Samowypływy z poziomów triasowych i paleozoicznych notowane były bardzo rzadko. Grupuje się ono również na pograniczu Wyżyny Krakowskiej i zapadliska (obszar między Krakowem i Kazimierzą Wielką).

Charakterystyka składu chemicznego wód podziemnych

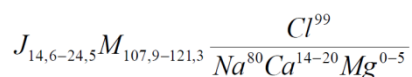
Wody w osadach prekambryjskich

Chemizm wód występujących w osadach prekambryjskich rozpoznano tylko w kilku otworach wiertniczych, w obszarach płytkiego zalegania prekambru. W otworze Trzonów-2 na NW od Krakowa zawodniona jest stropowa część prekambru, leżąca bezpośrednio poniżej triasu. Poziom wodonośny opróbowany na głębokości 1202,2 –1225 m odznaczał się następującym składem chemicznym:



Według klasyfikacji Szczukarewa są to wody chlorkowo-siarczanowo-sodowo-wapniowo-magnezowe (I-II-1-3-2), natomiast wg Sulina są to wody siarczanowo-sodowe.

Odmianą mineralizacją i składem chemicznym odznaczają się wody występujące w osadach prekambryjskich na powierzchni podmiocześkiej, na SW skrzydle antyklinorium dolnego Sanu. W rejonie Niwiska (otwory Niwiska-5, Niwiska-8), na głębokości od 1156 do 1200 m, występują wody o następującym składzie:

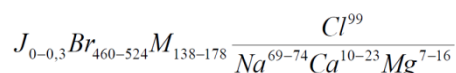


Są to wody chlorkowo-sodowo-wapniowe, odpowiadające wodom chlorkowo-wapniowym w ujęciu Sulina oraz wodom klasy Cl-Ca II według L. Bojarskiego (1970).

Na podstawie przytoczonych danych można wnioskować, że wody występujące w osadach prekambryjskich odznaczają się zmiennym składem chemicznym, należą do różnych stref hydrochemicznych i mają różną genezę. Wody w prekambrze z reguły pozostają w łączności hydraulicznej z wyżej leżącymi piętrami wodonośnymi.

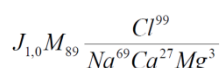
Piętro kambryjskie

Jak już wspomniano uprzednio piaskowce i zlepieńce kambryjskie występujące na SW od Krakowa są zawodnione. Chemizm wód zbadany został dokładnie w otworach Głogoczów IG-1 i Potrójna IG-1 (L. Bojarski, 1975):



Są to wysoko zmineralizowane solanki jodowo-bromowe, chlorkowo-sodowe lub chlorkowo-wapniowe, klasy Cl-Ca wg L. Bojarskiego (1970). Opisane wody występują poniżej głębokości 2963 m i należą do strefy stagnacji.

Znacznie mniej zmineralizowane wody chlorkowo-sodowo-wapniowe występują w kambrze w rejonie Kęty (otwór Kęty-7) gdzie opróbowane zostały na głębokości 1655-1167,5 m:



Piętro dewońskie

Chemizm wód występujących w osadach dewońskich rozpoznany został względnie dokładnie w porównaniu z pozostałymi piętrami paleozoicznymi.

Uśredniony skład chemiczny obliczony na podstawie 60 analiz jest następujący:

$$J_{6,4}Br_{98,8}M_{100,7} \frac{Cl^{98}SO_4^2}{Na^{70}Ca^{21}Mg^7}$$

Spośród 6 podstawowych jonów największą zmiennością (296%) odznacza się jon siarczanowy, najmniejszą sód i potas (63,0) oraz suma składników stałych (60%). Jod i brom występujące w ilości 0,001 % i 0,038 % mval, mają wskaźniki zmienności 125,0 i 220,0 %.

Wody w dewonie występują na głębokości od 700 m do 3168 m, średnio na głębokości 1717,9 m.

Mineralizacja ogólna tych wód wynosi od 1,5 g/l do 214,5 g/l. Maksymalną zawartość jodu, wynoszącą 58 mg/l stwierdzono w otworze Grobla-28 na głębokości 2084 m, natomiast maksymalną ilość bromu (1138,9 mg/l) zanotowano w otworze Dobieślawie-1.

Wody w dewonie z reguły pozbawione są siarkowodoru z wyjątkiem wiercenia Raclawice-2, gdzie stwierdzono 8 mg/l H₂S. W tym ostatnim przypadku opróbowano poziom występujący bezpośrednio poniżej triasu (retu). W opisywanych wodach niekiedy notowano obecność NH₄ w ilościach od śladowych do 48 mg/l.

Na podstawie średniego składu chemicznego wody dewońskie można zaliczyć do solanek jodowo-bromowych chlorkowo-sodowo-wapniowych (wg Szczukarewa).

W klasyfikacji Sulina są to wody chlorkowo-wapniowe, należące do klasy Cl-Ca III 114 wg L. Bojarskiego (1970).

Średnia wartość stosunku $100 * rSO_4 / rCl$ wynosi 2.3, natomiast Br:Cl wynosi 0,0016.

Najślabiej zmineralizowane wody w dewonie znane są z okolic Wyciąga-Niepołomic na E od Krakowa oraz z rejonu Raclawice – Skalbmierz - Kazimierza Wielka.

Wody te występują na głębokości od około 750 m do 1125 m. Skład tych wód jest następujący:

$$M_{2,3-5,2} \frac{SO_4^{68-73} Cl^{18-24} HCO_3^{1-13}}{Na^{27-43} Ca^{34-37} Mg^{22-33}}$$

Przy niższej mineralizacji są to wody siarczanowo-wapniowo-magnezowo-sodowe, przy wyższej siarczanowo-chlorkowo-sodowo-wapniowo-magnezowe. Według Sulina są to wody siarczanowo-sodowe. Wody te należą do strefy aktywnej bądź utrudnionej wymiany.

W tym samym rejonie przy głębokości około 950 – 1390 m, występują nieco wyżej zmineralizowane wody wielojonowe, o mineralizacji od 14,6 g/l do 22,1 g/l, w których decydującym składnikiem wśród anionów jest już jon Cl:

$$J_{0-1,1} M_{14,8-22,1} \frac{Cl^{58-87} SO_4^{8-40} HCO_3^{0-7}}{Na^{22-79} Ca^{17-62} Mg^{0-28}}$$

Według Szczukarewa wody te zakwalifikować można do następujących typów: chlorkowo-siarczanowo-sodowego, chlorkowo-wapniowo-sodowego, chlorkowo-wapniowo-sodowo-magnezowego.

W klasyfikacji Sulina można wyróżnić typ wód siarczanowo-sodowych i chlorkowo-wapniowych.

Opisane dotychczas wody występują poniżej przedjurajskiej powierzchni denudacyjnej i pozostają w łączności z jurajskim piętrzem wodonośnym.

Kolejna niżej leżąca strefa hydrochemiczna, występująca w opisywanym obszarze na głębokości 980 – 1620 m, nasycona jest wodami o składzie:

$$J_{0-6,8} Br_{0-46,3} M_{50,1-85,6} \frac{Cl^{86-96} HCO_3^{0-2} SO_4^{1-12}}{Na^{19-85} Ca^{8-66} Mg^{5-12}}$$

Najczęściej są to już wody chlorkowo-sodowe z wyjątkiem otworu Wyciąże-4, gdzie stwierdzono wody chlorkowo-wapniowo-sodowe. Według Sulina opisane wody należą do chlorkowo-magnezowych, natomiast wody z Wyciąża-4 do chlorkowo-wapniowych.

Najsilniej zmineralizowane wody w dewonie znane są z wierceń: Niepołomice-11 i Grobla-28 gdzie występują na głębokościach od 1767 do 2156 m.

$$J_{6,1-10,2} M_{167,7-185,7} \frac{Cl^{99-100}}{Na^{72-76} Ca^{16-21} Mg^{6-7}}$$

Przy niższych mineralizacjach są to wody chlorkowo-sodowe, przy wyższych chlorkowosodowo-wapniowe. Według Sulina należą one do chlorkowo-wapniowych, klasa Cl-Ca III wg L. Bojarskiego (1970). Strefowość hydrochemiczna podobna do opisanej występuje również w obszarze położonym na NE od Krakowa, w rejonie Raławice – Skalbmierz -Kazimierza Wielka.

Bardzo silnie zmineralizowane wody występują w osadach dewońskich związanych z osiową częścią synklinorium miechowskiego (Dobiesławie-1, Niwki-3, Radłów-5 i Radzanów-2). W wierceniach tych dewon występuje poniżej głębokości 2000 m.

Mineralizacja wód z reguły była większa od 150 g/l, a w otworze Radzanów-2, poniżej głębokości 2500 m mineralizacja przekroczyła 200 g/l.

Zmienność mineralizacji przedstawia się następująco:

$$J_{0-15,8} Br_{0-1138,821,2} M_{153,4-214,5} \frac{Cl^{99-100}}{Na^{61-68} Ca^{24-34} Mg^{1-7}}$$

Są to wody chlorkowo-sodowo-wapniowe, chlorkowo-wapniowe wg Sulina, klasa Cl-Ca III i IV wg L. Bojarskiego (1970).

Chemizm wód dewonu został również rozpoznany dobrze w W części zapadliska w wierceniach Bielsko-2, Kęty-1,4,7,9, Andrychów-4, Wysoka-1,2, Piotrowiec-1, Spytkowice-200, Zagacie-1,

Kryspinów-1 oraz Mogilany-1. Najczęściej są to wody chlorkowo-sodowo-wapniowe o mineralizacji od około 130 g/l do 170, zawierające jod w ilościach od 7 do 12 mg i brom od 0 do 400 mg/l. Wody występujące w osadach dolnego

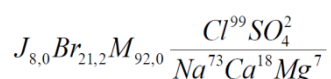
dewonu (old red) są przeciętnie o kilka g/l wyżej zmineralizowane.

Wody dewonu wg klasyfikacji Sulina zaliczyć można do typu chlorkowo-wapniowego, klasy Cl-Ca III wg L. Bojarskiego (1970).

Piętro karbońskie

Chemizm wód karbońskich rozpoznano niezbyt licznymi wierceniami, usytuowanymi głównie w W części zapadliska. W synklinorium miechowskim istnieją tylko nieliczne analizy wód z karbonu.

Uśredniony skład chemiczny obliczono na podstawie 25 analiz chemicznych.



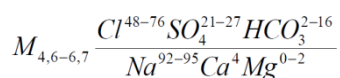
Z jonów podstawowych największą zmiennością odznacza się jon wodorowęglanowy (132 %), najmniejszą podobnie jak w przypadku dewonu Na+K (61 %). Niewielką zmiennością charakteryzuje się również suma składników stałych i sucha pozostałość. Jod i brom występują w ilościach 0,001 i 0,008 % mval, a zmienność wynosi 125 i 376 %. Wody w karbonie występują na głębokości od 868 m do 2393 m, średnio na głębokości 1595,1 m.

Mineralizacja ogólna zmienia się od 4,6 do 170,1 g/l. Maksymalna zawartość jodu wynosi 48,8 mg/l (w otworze Kęty-2, w stropie karbonu górnego), natomiast maksymalną zawartość bromu (391,6 mg/l) stwierdzono w otworze Kobylniki-1. W karbonie siarkowodór w niewielkiej ilości (1,2 mg/l) stwierdzono tylko w jednym przypadku, w otworze Zalesie-1, bezpośrednio pod triasem. W wielu przypadkach w wodach notowano znaczne ilości jonu NH₄.

Na podstawie średniego składu chemicznego wody karbonu zaliczyć można do solanek jodowo-bromowych, chlorkowo-sodowych. W klasyfikacji Sulina są to solanki chlorkowowapniowe, należące do klasy Cl-Ca II wg L. Bojarskiego (1970).

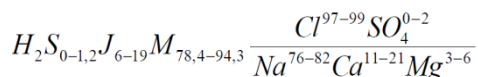
Średnia wartość $100 * rSO_4 / rCl$ wynosi 1,35, natomiast stosunek Br:Cl jest równy 0,0004.

Wody najslabiej zmineralizowane znane są z rejonu Słomniki-Skalbmierz na NE od Krakowa. Skład chemiczny tych wód jest następujący:

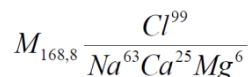


Są to wody chlorkowo-siarczanowo-sodowe w klasyfikacji Szczukarewa i siarczanowosodowe w ujęciu Sulina, należące do strefy aktywnej wymiany.

W osiowej części synklinorium miechowskiego oraz na skrzydle NE mineralizacja wód występujących w stropowych partiach karbonu (głębokość 1500 – 1700 m) jest wielokrotnie wyższa:



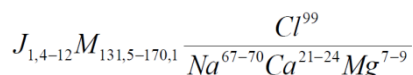
Wody te należą do typu chlorkowo-sodowego, przy wyższej mineralizacji: chlorkowosodowo-wapniowego. W klasyfikacji Sulina reprezentują typ wód chlorkowo-wapniowych, klasy Cl-Ca II. Maksymalną mineralizację w osadach karbonu stwierdzono w otworze Radzanów-2 na głębokości 2206,5 – 2217,0 m:



Jest to typ wód chlorkowo-sodowo-wapniowych, chlorkowo-wapniowych Sulina, klasy Cl-Ca IV, należących do strefy wód całkowicie odizolowanych (stagnujących).

Stosunkowo dobrze rozpoznano chemizm wód karbońskich występujących w W części zapadliska przedkarpacciego, często daleko na S od brzegu Karpat fliszowych.

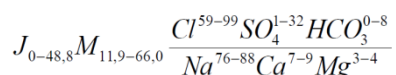
Wody występujące w partiach silnie obniżonych, głównie w osadach karbonu dolnego, odznaczają się wysokimi mineralizacjami:



Wody te należą do typu chlorkowo-sodowo-wapniowego, chlorkowo-wapniowego Sulina, klasa Cl-Ca III.

Znacznie słabiej zmineralizowane wody występują na powierzchni pod mioceńskiej, głównie w osadach karbonu górnego.

Skład chemiczny tych wód przedstawia się następująco:

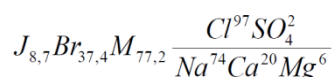


Przy niższych mineralizacjach występują wody chlorkowo-siarczanowo-sodowe, natomiast wyżej zmineralizowane należą do typu wód chlorkowo-sodowych. W ujęciu Sulina mamy tutaj do czynienia z wodami siarczanowo-sodowymi i chlorkowo-wapniowymi, klasy Cl-Ca III (wg L. Bojarskiego, 1970).

Wody występujące w stropowych partiach karbonu należą do strefy utrudnionej wymiany wód i strefy stagnacji.

Piętro triasowe

Chemizm wód triasowych w synklinorium miechowskim opracowano na podstawie 29 analiz chemicznych. Średni skład chemiczny tych wód jest następujący:



Największą zmiennością wśród podstawowych składników odznacza się wapń (85,5 %), najmniejszą magnez (61,6 %). Zmienność jodu i bromu jest podobna jak w starszych piętrach paleozoicznych. Maksymalną zawartość jodu (40,7 mg/l) stwierdzono w otworze Podborze-16, bezpośrednio pod jurą, natomiast najwyższą zawartość bromu (271,7 mg/l) zanotowano w otworze Dobiesławie-1, w pstrym piaskowcu.

Wody w triasie występują na głębokości od 950 m do 2855 m średnio na 1866,0 m. Mineralizacja wód mieści się w przedziale od 0,61 g/l do 176,6 g/l. Siarkowodór stwierdzony został tylko w otworze Zalesie-1 koło Szczucina. Wody triasowe zawierają niekiedy w śladowych ilościach jon NH₄.

Na podstawie średniego składu chemicznego omawiane wody zaliczyć można do solanek jodowo-bromowych, chlorkowo-sodowo-wapniowych (wg Szczukarewa).

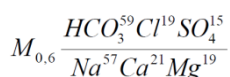
Według Sulina wody te należą do typu chlorkowo-wapniowego, klasa Cl-Ca II (L. Bojarskiego, 1970).

Średnia wartość stosunku $100 \cdot rSO_4/rCl$ wynosi 3,34.

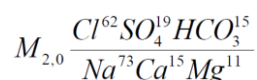
W triasie wyróżniono poziom wodonośny występujący na powierzchni podjurajskiej oraz poziomy głębsze związane głównie z utworami pstręgo piaskowca.

Najniżej zmineralizowane wody występują na NW i NE obrzeżeniu rynny triasowej oraz pod Karpatami w rejonie zatoki gdowskiej. Wody najsilniej zmineralizowane stwierdzono w osiowej części rynny pomiędzy Dąbrową Tarnowską i Tarnowem.

Wody słodkie napotkano tylko w jednym przypadku w otworze Raclawice-2 (na NW od Krakowa na głębokości 950-959 m):

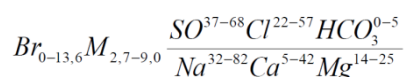


Są to wody wodorowęglanowo-sodowo-wapniowe. W tym samym otworze na głębokości 989 – 995 występowały już wody słabo zmineralizowane, chlorkowo-wapniowe:



W ujęciu Sulina reprezentują one typ siarczanowo-sodowy.

Odmiennym składem chemicznym odznaczają się nisko zmineralizowane wody występujące w rejonie Skalbmierz - Kazimierza Wielka - Kobylniki, na głębokości od 1083,3 m do głębokości 1425 m:

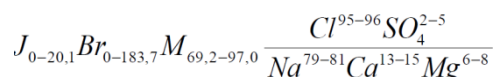


Są to wody siarczanowo-chlorkowo-wapniowo-sodowo-magnezowe oraz siarczanowo-chlorkowo-wapniowo-sodowe, a przy mineralizacji 9 g/l chlorkowo-siarczanowo-sodowe, z niewielką zawartością bromu. Według Sulina wszystkie te wody zaliczane są do typu siarczanowo-sodowego. Omawiane dotychczas wody triasu należą do strefy aktywnej wymiany.

Kolejne przedziały mineralizacji: 10-30 g/l i 30-50 g/l są słabo reprezentowane.

W przedziale 30-50 g/l mieszczą się analizy znane z otworów Słupiec-1, Dobieślawie-1, z głębokości od 1242 do 1617,5 m. Mineralizacja ogólna wynosi od 33,4 w Słupcu do 39,7 w Dobieślawicach. Są to solanki jodowo-chlorkowo-sodowe. Natomiast według klasyfikacji Sulina należą one do wód chlorkowo-magnezowych (Dobieślawie) i chlorkowo-wapniowych (Słupiec).

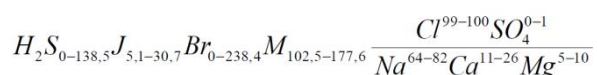
W osiowej części rynn tryasowej, między Buskiem Zdrój - Mielcem i Mędrzechowem występują wody chlorkowo-sodowe o mineralizacji od 50 do 100 g/l:



Wody te reprezentują typ chlorkowo-wapniowy Sulina oraz klasę Cl-Ca I i II wg L. Bojarskiego (1970). Brom stwierdzono tylko w otworze Ostrów-1.

W obszarze Mędrzechów – Radłów – Niwiska - Tarnów na powierzchni podjurajskiej występują solanki jodowe, chlorkowo-sodowe o mineralizacji ponad 100 g/l. W głębszych poziomach tryasowych, głównie w pstrym piaskowcu niższym, występują solanki wyżej zmineralizowane od tych które związane są z powierzchnią podjurajską.

Głębsze poziomy tryasowe charakteryzują się następującym składem chemicznym:



Najczęściej są to wody chlorkowo-sodowo-wapniowe, rzadziej sodowo-wapniowe, należące do typu wód chlorkowo-wapniowych Sulina, klasa Cl-Ca II i III.

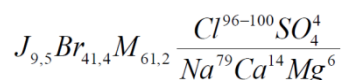
Mineralizacje niższe od 100 g/l w obrębie pstrygo piaskowca stwierdzono tylko w otworze Dobieślawie-1. W otworze tym na głębokości 1692,3 – 1700 m opróbowano solankę jodobromową, chlorkowo-sodową o mineralizacji 77,8 g/l, natomiast na głębokości 1770 – 1800 m występowała solanka jodowa, chlorkowo-sodowa o mineralizacji 29,6 g/l.

Solanki występujące w głębszych poziomach tryasowych z wyjątkiem powyżej przytoczonej wody z Dobieślawie-1, należą do strefy wód stagnujących.

Jurajskie piętro.

Poziom doggerski

Chemizm wód występujących w osadach jury środkowej opracowano na podstawie 29 analiz chemicznych. Średni skład tych wód jest następujący:



Wskaźniki zmienności składu chemicznego są tutaj przeciętnie od kilku do kilkunastu procent wyższe w porównaniu z tryasem i paleozoikiem. W doggerze procentowy udział jodu wzrasta do 0,004 %,

natomiast wskaźnik zmienności jodu i bromu utrzymuje się na tym samym poziomie co w triasie i paleozoiku. Najwyższa stwierdzona zawartość jodu wynosiła 38,5 mg/l (Świątniki-2), natomiast bromu 261,1 mg/l (Zabłocie-1).

W badanym obszarze poziom środkowojurajski występuje na głębokości od 445 m do 2471 m, przeciętnie na głębokości 1438,8 m. Mineralizacja opisywanych wód waha się od 0,57 g/l do 142,5 g/l. Siarkowódór w doggerze nie został stwierdzony, natomiast jon NH₄ notowany był dosyć często. Na podstawie średniego składu chemicznego omawiane wody zaliczyć można do solanek jodobromowych, chlorkowo-sodowych (wg Szczukarewa), chlorkowo-wapniowych Sulina, klasy Cl-Ca II wg L. Bojarskiego (1970).

Stosunek $100 \cdot r_{SO_4} / r_{Cl}$ wynosi 2,08.

Mineralizacja wód doggeru wzrasta od Wyżyny Krakowskiej w kierunku S i SE. Wody słodkie występują w rejonie Raclawice - Skalbmierz na NW od Krakowa, na głębokości od 858 m do 1000 m. Według klasyfikacji Szczukarewa zaliczyć je można do wód wodorowęglanowo-sodowo-wapniowo-magnezowych lub wodorowęglanowo-siarczanowo-chlorkowo-magnezowo-wapniowych:

$$M_{0,57-0,76} \frac{HCO_3^{44-62} SO_4^{12-34} Cl^{19-26}}{Na^{37-52} Ca^{25-32} Mg^{28-30}}$$

Wody o mineralizacji 1-10 g/l występują w pasie szerokości około 20 km, biegnącym od okolic Buska poprzez Kazimierz Wielką a następnie wzdłuż linii Wisły w kierunku Krakowa. Początkowo (przy mineralizacji 1,5 g/l) są to wody chlorkowo-sodowe, następnie siarczanowo-chlorkowo-wapniowo-sodowo-magnezowe (mineralizacja 5,6 – 5,7 g/l) i chlorkowo-wapniowo-sodowe (mineralizacja 9,8 g/l).

Zmienność składu chemicznego przedstawia się następująco:

$$M_{1,5-9,8} \frac{Cl^{23-84} SO_4^{23-73} HCO_3^{4-13}}{Na^{33-88} Ca^{9-54} Mg^{3-26}}$$

Te wielotonowe wody należą do strefy ułatwionej wymiany wód.

Kolejny przedział to mineralizacje w granicach 10 do 30 g/l. Początkowo są to jeszcze wody chlorkowo-siarczanowo-sodowe, a następnie przy mineralizacji około 20 g/l już chlorkowo-sodowe. Przy mineralizacji 12 – 13 g/l w wodzie pojawia się jod i brom w niewielkich ilościach. Według klasyfikacji Sulina przy mineralizacji ogólnej do 20 g/l są to wody siarczanowo-sodowe, a powyżej tej mineralizacji chlorkowo-wapniowe, klasy Cl-Ca I.

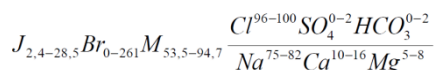
Skład opisywanych wód jest następujący:

$$J_{1,3-2,5} Br_{38-54} M_{12,1-27,2} \frac{Cl^{57-87} SO_4^{9-32} HCO_3^{1-8}}{Na^{81-85} Ca^{9-13} Mg^{4+6}}$$

Wody te należą do strefy utrudnionej wymiany.

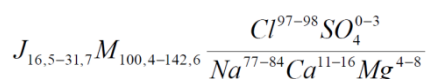
Kolejną grupę stanowią wody o mineralizacji 30-50 g/l, występujące w wąskim pasie, biegnącym od rejonu Wiśniowej na S od Krakowa – poprzez rejon Brzeska w kierunku na Busko. Są to solanki jodowo-bromowe, chlorkowo-sodowe, typu Cl-Ca klasy I. Znacznie szersze rozprzestrzenienie

posiadają solanki o mineralizacji 50-100 g/l, znane z szeregu wierceń usytuowanych w rejonie zatoki gdowskiej. Skład tych wód jest następujący:



W stosunku do poprzedniej grupy solanek różnią się one jedynie wyższą zawartością jodu i bromu oraz wyższym stopniem metamorfizacji (klasa Cl-Ca II).

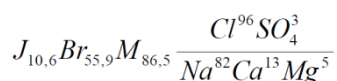
Najsilniej zmineralizowane wody występują w osadach doggerskich na S od brzegu Karpat oraz bezpośrednio na N od Tarnowa.



Są to wody tego samego typu, co poprzednio natomiast zawartość jodu znacznie wzrasta, przeciętnie o kilkanaście mg/l. W najwyższej zmineralizowanych wodach bromu nie stwierdzono.

Poziom w wapieniach płytowych i skalistych

Z osadów dolnego Oksfordu zgromadzono ponad 70 analiz chemicznych. Obliczeniom statystycznym poddano 55 analiz. Uzyskano następujący średni skład:



Najmniejszą zmiennością odznacza się jon siarczanowy i wodorowęglanowy, największą jony wapnia i magnezu. Zmienność jodu i bromu jest najniższa wśród wszystkich badanych poziomów wodonośnych. Procentowa zawartość jodu i bromu jest podobna jak w doggerze.

Maksymalną zawartość jodu, wynoszącą 38 mg/l, stwierdzono w otworze Pawężów-2.

Najwyższą zawartość bromu 309 mg/l zanotowano w otworze Jaworsko-1.

Poziom wapieni płytowych i skalistych występuje na głębokości od 567 m do 3470, średnio na głębokości 1506,4 m. Mineralizacja ogólna wód wynosi od 1,6 do 185,8 g/l.

Siarkowódór stwierdzono w 11 odwiertach, a maksymalna wartość wynosiła 390,7 mg/l (otwór Gruszów Wielki-1). W kilkunastu odwiertach zanotowano również obecność jonu NH₄. Na podstawie średniego składu omawiane wody zaliczyć można do solanek jodobromowych, chlorkowo-sodowych (wg Szczukarewa) i chlorkowo-wapniowych (wg Sulina), klasy Cl-Ca (wg L. Bojarskiego, 1970). Wody oksfordu odznaczają się podwyższoną zawartością siarczanów ($100 * rSO_4 / rCl = 2,65$).

Wody słodkie w poziomie wapieni płytowych i skalistych występują na SE skłonie Wyżyny Krakowskiej, w obszarze między Krakowem i Kłonowem.

Skład chemiczny tych wód jest następujący:

$$M_{1,6-8,1} \frac{SO_4^{50-78} Cl^{15-49} HCO_3^{2-11}}{Na^{33-72} Ca^{13-43} Mg^{3-28}}$$

Przy mineralizacji poniżej 0,5 g/l są to wody wodorowęglanowo-wapniowo-sodowe, natomiast przy mineralizacji 1,0 g/l występują już wody chlorkowo-wodorowęglanowosodowe.

Wody o mineralizacji 1 – 10 g/l występują w szerokim pasie na pograniczu wyżyny i zapadliska. Wody te odznaczają się zmiennym składem chemicznym.

Są to wody wielojonowe początkowo (1,6 g/l) siarczanowo-chlorkowo-sodowo-wapniowe, następnie (2,5 – 4,9 g/l) siarczanowo-chlorkowo-wapniowo-magnezowe i siarczanowowapniowo-sodowo-magnezowe, a przy mineralizacji 9,1 g/l chlorkowo-siarczanowo-sodowe.

Według klasyfikacji Sulina wody te należą do typu siarczanowo-sodowego.

Kolejną strefę stanowią wody o mineralizacji 10 – 30 g/l, występujące między Wieliczką i Buskiem.

Skład tych wód jest następujący:

$$J_{0-4,8} M_{12,2-29,9} \frac{Cl^{62-94} SO_4^{5-34} HCO_3^{0-2}}{Na^{69-87} Ca^{18-19} Mg^{6-12}}$$

Wraz ze wzrostem mineralizacji zmienia się typ wód z chlorkowo-siarczanowo-sodowych na chlorkowo-sodowe. Również w klasyfikacji Sulina obserwujemy zmianę typu wód z siarczanowo-sodowych na chlorkowo-wapniowy, klasy Cl-Ca I.

Wody o mineralizacji 30 – 50 g/l i 50 – 100 g/l kontaktują od S ze strefą wód o mineralizacji 10 – 30 g/l. Szerokość strefy wód o mineralizacji 30 – 100 g/l wynosi 10-12 km.

Skład tych wód jest następujący:

$$J_{1,4-25,7} Br_{0-247,8} M_{34,9-98,8} \frac{Cl^{90-97} SO_4^{2-8} HCO_3^{0-1}}{Na^{77-82} Ca^{11-13} Mg^{6-8}}$$

Wody te należą do typu chlorkowo-sodowego, a w klasyfikacji Sulina chlorkowo-wapniowego klasy Cl-Ca I-II. W otworach usytuowanych w pobliżu brzegu Karpat stwierdzono w szeregu analiz obecność bromu.

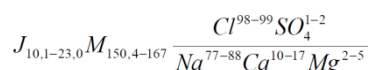
Wody o mineralizacji 100 – 150 g/l w omawianym poziomie występują na znacznym obszarze, szczególnie w SE części synklinorium w trójkącie Tarnów - Dąbrowa Tarnowska – Sędziszów.

Chemizm tych wód jest następujący:

$$J_{0,5-38,0} Br_{0-309,0} M_{164,6-144,4} \frac{Cl^{97-98} SO_4^{1-3}}{Na^{66-95} Ca^{12-23} Mg^{3-10}}$$

Wody te należą do typu chlorkowo-sodowego poza jednym przypadkiem, kiedy to mamy do czynienia z wodami chlorkowo-sodowo-wapniowymi. W klasyfikacji Sulina wszystkie wody należą do chlorkowo-wapniowych, klasy II-III.

Wody o mineralizacji wyższej od 150 g/l znane są jedynie z kilku wierceń, między innymi z rejonu Tarnowa. Skład tych wód jest następujący:

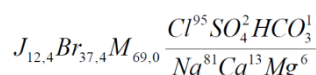


Wody te należą do typu chlorkowo-sodowego według Szczukarewa oraz chlorkowo-wapniowego w ujęciu Sulina, klasa Cl-Ca III.

Poziom jurajski na powierzchni podkredowej

Chemizm wód występujących w osadach jurajskich na powierzchni podkredowej, rozpoznano na podstawie 102 analiz chemicznych.

Średni skład tych wód jest następujący:



Najwyższą zmiennością odznacza się jon magnezowy, najmniejszą jony sodu i potasu.

Zmienność jodu wynosi 153,0 %, natomiast bromu 222,0 %. Najwyższą zawartość jodu, wynoszącą 44,8 mg/l stwierdzono w otworze Gruszów Wielki-1 koło Dąbrowy Tarnowskiej.

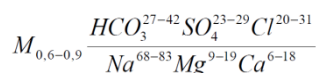
Poziom związany z powierzchnią podkredową występuje na głębokości od 215 m do 2977 m, przeciętnie na głębokości 1203,9 m. Mineralizacja ogólna wód waha się od 0,6 g/l do 208,6 g/l. Siarkowódor notowano względnie często, zwłaszcza w obrębie złoża Grobla – Pawłowice. Maksymalna stwierdzona zawartość H₂S wynosiła 182,4 mg/l (Grobla-8).

Jon NH₄ spotykano również dosyć często, zwłaszcza w otworach usytuowanych w S części obszaru badań.

Na podstawie średniego składu chemicznego omawiane wody zaliczyć można do solanek jodobromowych, chlorkowo-sodowych (wg Szczukarewa) i chlorkowowapniowych (wg W. A. Sulina) – klasy Cl-Ca I (wg L. Bojarskiego, 1970).

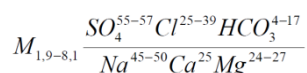
Wskaźnik siarczanowości $100 * rSO_4 / rCl$ jest względnie wysoki i wynosi 2,66.

W opisywanym poziomie najstabilniej zmineralizowane wody występują w obszarze położonym na NE od Krakowa. Początkowo są to wody słodkie o mineralizacji nie przekraczającej 1 g/l a następnie wody o mineralizacji od 1 do 10 g/l. Wody słodkie stwierdzono w kilku odwiertach w rejonie Słomniki – Łuczycy – Raclawice.



Wraz ze wzrostem mineralizacji zmienia się typ wód z siarczanowo-wodorowęglanowo-sodowych na wodorowęglanowo-chlorkowo-sodowe. Według klasyfikacji Sulina wody te reprezentują typ wodorowęglanowo-sodowy. Wody o mineralizacji od 1 do 10 g/l są stosunkowo słabo reprezentowane i występują na pograniczu Wyżyny Krakowsko-Miechowskiej i zapadliska przedkarpackiego.

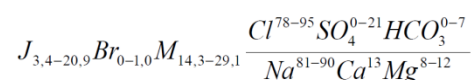
Skład tych wód jest następujący:



Są to wody siarczanowo-chlorkowo-sodowo-wapniowo-magnezowe według klasyfikacji Szczukarewa oraz siarczanowo-sodowe w ujęciu Sulina.

Wody o mineralizacji w granicach 10 – 30 g/l występujące najczęściej poniżej głębokości 1000,0 m posiadają szerokie rozprzestrzenienie, głównie w centralnej części synklinorium, oraz w mniejszym stopniu na skrzydłach.

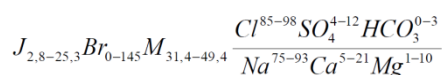
Skład tych wód przedstawia się następująco:



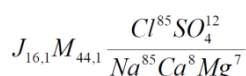
Opisywane wody odznaczają się zmiennym składem chemicznym, najczęściej są to wody chlorkowo-sodowe, rzadziej chlorkowo-siarczanowo-sodowe. W klasyfikacji Sulina omawiane wody przeważnie należą do typu chlorkowo-wapniowego, rzadziej chlorkowo-magnezowego lub siarczanowo-sodowego. Przy mineralizacji ogólnej około 10 g/l wśród anionów zdecydowanie przeważa jon chlorkowy, natomiast udział pozostałych anionów przeważnie spada poniżej 20% mval. W opisywanej klasie wód mimo utrudnionej wymiany zaznacza się jeszcze wyraźny związek z obszarami zasilania.

Kolejną klasę stanowią wody o mineralizacji 30-50 g/l, występujące w pasie o szerokości około 5 km, biegnącym poprzecznie do osi synklinorium.

Skład chemiczny wód jest następujący:

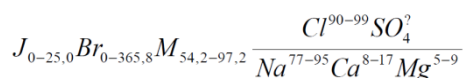


Przedstawione wody należą do solanek jodobromowych, chlorkowo-sodowych, wyjątkowo tylko chlorkowo-sodowo-wapniowych. W klasyfikacji Sulina reprezentowane są wody chlorkowo-wapniowe, a niekiedy tylko chlorkowo-magnezowe (np. Swarów-10, głęb. 628 m):

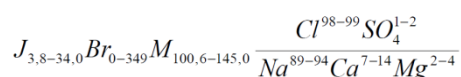


Według klasyfikacji L. Bojarskiego (1970) wody te reprezentują klasę Cl-Ca I-II. Opisane wody należą do strefy bardzo utrudnionej wymiany i stagnacji.

Solanki o mineralizacji 50 – 100 g/l występują w obszarach złożowych: Grobla –Pawłowice, Swarzów – Smęgorzów oraz Tarnów:



Oprócz opisanych wód chlorkowo-sodowych, w rejonie Grobla – Pławowice, stwierdzono w kilku przypadkach solanki chlorkowo-sodowo-wapniowe, w których udział jonów sodu spada niekiedy do 50% mval, natomiast udział jonów wapnia wzrasta do 39 % mval. Solanki o mineralizacji większej od 100 g/l szersze rozprzestrzenienie mają jedynie w południowej części zapadliska. Skład chemiczny tych wód jest następujący:



Przedstawione solanki należą do wód chlorkowo-sodowych (wg Szczukarewa) oraz chlorkowo-wapniowych (wg Sulina), klasy Cl-Ca II (wg L. Bojarskiego, 1970).

Ze wzrostem mineralizacji na ogół obserwuje się stopniowy wzrost zawartości jonów wapnia oraz spadek zawartości sodu i magnezu.

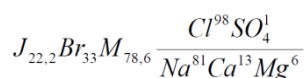
Wody o mineralizacji przekraczającej 150 g/l notowano bardzo rzadko. Solanki takie stwierdzono między innymi w odwiertach: Ładna-1 (174 g/l), Wierzchosławice-2 (162-167 g/l), Biadoliny-11 (216,7 g/l), Cikowice-1 (168,7 g/l) i Puszcza-4 (229,2 g/l).

Omawiane solanki często podścielone są przez wody znacznie niżej zmineralizowane, jak to ma miejsce w rejonie Puszcza – Cikowice, gdzie pod wodami o zasoleniu 167,9 – 229,2 g/l występują solanki o mineralizacji 10 – 30 g/l. Wody o zasoleniu 150 – 250 g/l należą do wód chlorkowo-sodowych (chlorkowo-wapniowych, wg Sulina).

Mimo wysokiej mineralizacji odznaczają się one niższym stopniem metamorfizacji od wód z paleozoiku. Rozprzestrzenienie solanek o mineralizacji 150 – 250 g/l wykazuje wyraźny związek z występowaniem osadów solnych w miocenie zapadliska.

Poziom jurajski na powierzchni podmiocieńskiej

Skład chemiczny wód występujących w osadach jurajskich na powierzchni podmiocieńskiej zbadano na podstawie ponad 100 analiz chemicznych, z czego przedmiotem opracowania statystycznego było 96 analiz. Średni skład chemiczny opisywanych wód jest następujący:



Z jonów podstawowych najmniejszą zmienność wykazuje chlor, największą jon wodorowęglanowy. Zmienność jodu i bromu jest stosunkowo wysoka (223 % i 253 %).

Z pośród opisanych dotychczas pięter i poziomów wodonośnych, poziom podmioceński odznacza się najwyższą średnią zawartością jodu, wynoszącą 0,008 % mval. Najwyższą zawartość jodu (88,8 mg/l) stwierdzono w otworze Podborze-19. W analizowanym zbiorze tylko w 2 przypadkach na 96 jodu nie stwierdzono. Poziom związany z powierzchnią podmioceńską występuje na głębokości od 267 m do 2531 m, przeciętnie na 1122,2 m.

Mineralizacja ogólna wód mieści się w szerokim interwale od 2,6 g/l do 229,1 g/l.

Siarkowódór stwierdzono tylko w dwóch przypadkach: w otworze Dąbrowica-3 – 54,4 mg/l, oraz w otworze Mędrzechów-1 – 697,0 mg/l. Jon NH₄ spotykany był znacznie częściej, szczególnie w obszarze położonym na S od brzegu Karpat. Na bazie średniego składu omawiane wody zaliczyć można do solanek jodobromowych chlorkowo-sodowych (wg Szczukarewa) i chlorkowo-wapniowych (wg Sulina) klasy Cl-Ca II (wg Bojarskiego, 1970). Stosunek $100 * rSO_4 / rCl$ jest równy 1,1.

W opisywanym poziomie najniżej zmineralizowane wody 1 – 10 g/l stwierdzono na SW skrzydle antyklinorium dolnego Sanu.

Skład tych wód jest następujący:

$$J_{0-1,4} M_{5,8-8,1} \frac{SO_4^{45-89} Cl^{6-43} HCO_3^{4-9}}{Na^{64-97} Ca^{1-26} Mg^{2-4}}$$

Niżej zmineralizowane wody reprezentują typ siarczanowo-sodowo-wapniowy (siarczanowo-sodowy wg Sulina), natomiast wyżej zmineralizowane siarczanowo-chlorkowo-sodowy, (wodorowęglanowo-sodowy wg Sulina). Te ostatnie zawierają już niewielkie ilości jodu.

Wody o mineralizacji od 10 do 30 g/l, są bardzo słabo reprezentowane i znane są jedynie z trzech odwiertów w rejonie Wojstawia. Są to wody chlorkowo-sodowe, zawierające jod.

W klasyfikacji Sulina reprezentują one typ chlorkowo-wapniowy, klasy Cl-Ca I.

Szerszego rozprzestrzenienia nie posiadają również wody o mineralizacji w granicach od 30 do 50 g/l. Tego rodzaju solanki znane są głównie z rejonu Mędrzechowa – Smęgorzowa – Swarzowa:

$$J_{11,6-25,3} M_{41,5-47,8} \frac{Cl^{97-100} HCO_3^{0-3}}{Na^{82-98} Ca^{7-12} Mg^{3-12}}$$

Są to w dalszym ciągu wody tego samego typu, co poprzednio opisywane.

Stosunkowo nisko zmineralizowane (28-42 g/l) wody chlorkowo-sodowe występują również na powierzchni podmioceńskiej pod Karpatami, na SE od Krakowa (Raciborsko – Dobczyce). Według klasyfikacji Sulina są to wody chlorkowo-magnezowe, a nie chlorkowo-wapniowe jak to ma miejsce w synklinorium miechowskim.

Najszerze rozprzestrzenienie w opisywanym poziomie posiadają wody o mineralizacji ogólnej w granicach od 50 do 100 g/l. Tego rodzaju wody najlepiej rozpoznano w obszarach złożowych Podborza – Partyni. Występujące tutaj wody odznaczają się dosyć zróżnicowanym składem chemicznym:

$$J_{10-85} M_{51,2-100,8} \frac{Cl^{98-100} SO_4^{0-2}}{Na^{54-88} Ca^{9-37} Mg^{5-9}}$$

Są to zarówno wody chlorkowo-sodowe jak i chlorkowo-sodowo-wapniowe. W klasyfikacji Sulina wody te należą do typu chlorkowo-wapniowego, klasy Cl-Ca I-IV (wg L. Bojarskiego, 1970).

Opisywane wody odznaczają się pewną specyfiką w stosunku do wód o podobnej wielkości mineralizacji, ale pochodzących z innych poziomów wodonośnych.

Dotyczy to zwłaszcza rejonu Partynia – Podborze, gdzie wody odznaczają się znaczną zawartością wapnia dochodzącą do 37 % mval/l. W innych poziomach wodonośnych zawartość wapnia w ilościach przekraczających 20 % mval, najczęściej pojawiała się przy mineralizacji ogólnej przekraczającej znacznie 100 g/l.

W szeregu otworach wiertniczych stwierdzono, że mineralizacja wód maleje wraz ze wzrostem głębokości, przy równoczesnym oddalaniu się od powierzchni kontaktu miocen – jura. Doskonale to ilustrują przykłady z otworów Podborze-15 i Podborze-34 (**Tabela 1.1.6_27**):

Tabela 1.1.6_27 Mineralizacja kolektora jurajskiego wg danych z otworów Podborze-15 i Podborze-34

	Odległość od kontaktu miocen – jura [m]	Mineralizacja [g/l]
P-15	0-1	102,5
	20	70,6
	58	90,8
	380	61,2
P-34	1	81,7
	31	74,4
	45	32,0

W tym ostatnim przypadku wraz ze spadkiem mineralizacji spadała również zawartość jodu z 47,4 mg/l do 21,6 mg/l.

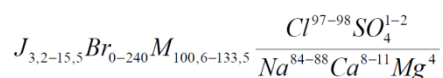
Przytoczone przykłady świadczą o istotnym wpływie sedymentacji miocenijskiej na chemizm wód występujących bezpośrednio poniżej powierzchni podmiocenijskiej.

Na S od brzegu Karpat wody o mineralizacji 50 -100 g/l należą do wód chlorkowo-sodowych i odznaczają się podwyższoną zawartością bromu, najczęściej przekraczającą 100 mg/l. Zawartość jodu jest podobna jak w innych obszarach.

Wody o mineralizacji 100 – 150 g/l występują w najbardziej S części obszaru badań.

Na W od Tarnowa front solanek o mineralizacji przekraczającej 100 g/l jest wyraźnie przesunięty na N od brzegu Karpat, natomiast w części bardziej W, jest on cofnięty na S pod

nasunięciem Karpat fliszowych. Skład chemiczny opisywanych wód jest następujący:



Są to solanki jodobromowe, chlorkowo-sodowe, odpowiadające wodom chlorkowo-wapniowym Sulina, klasy Cl-Ca II.

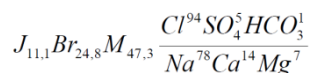
Należy podkreślić, że w obszarze położonym na E od Tarnowa granica wydzielenia 100 g/l wyraźnie odwzorowuje wychodnie osadów senońskich na powierzchnię podmioceńską.

Dowodzi to, że poziomy wodonośne znajdujące się w bezpośrednim kontakcie z osadami mioceńskimi odznaczają się wyższą mineralizacją wód, w stosunku do poziomów jurajskich, przykrytych osadami górnokredowymi.

Piętro kredowe

Poziom cenomańsko-turoński

Skład chemiczny wód cenomańsko-turońskich opracowano na podstawie 63 analiz chemicznych. Średni skład omawianych wód jest następujący:



Najmniejszą zmienność wykazuje jon magnezu, największą jon wapnia. Zmienność jodu i bromu jest podobna jak w pozostałych poziomach wodonośnych. Najwyższą zawartość jodu wynoszącą 90 mg/l stwierdzono w otworze Jadowniki-6, przy mineralizacji ogólnej 35,3439 g/l. Poziom cenomańsko – turoński występuje na głębokości od 238 m do głębokości 2932 m, średnio na głębokości 999,3 m. Mineralizacja ogólna wód cenomanu – turonu wynosi od 0,35 do 131,2 g/l. Siarkowódór w omawianych wodach występuje często, szczególnie w obszarze złożowym Grobla – Pławowice oraz w osiowej części synklinorium

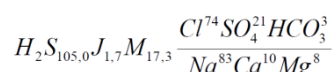
miechowskiego. Maksymalna stwierdzona zawartość siarkowodoru wynosi 839,8 mg/l (otwór Grobla-67). Oprócz siarkowodoru w wodach często notowany był również jon NH₄, zwłaszcza w obszarze Kazimierza Wielka – Pawłowice. Na podstawie średniego składu chemicznego omawiane wody zaliczyć można do solanek jodo-bromowych, chlorkowo-sodowych (wg Szczukarewa) i chlorkowo-wapniowych (wg Sulina), klasy Cl-Ca II (wg L. Bojarskiego, 1970).

Zawartość siarczanów $100 * rSO_4 / rCl = 4,9$ jest najwyższa ze wszystkich omawianych dotychczas poziomów wodonośnych.

Wody słodkie w cenomanie znane są jedynie z rejonu Słomnik, na SE skłonie Wyżyny Krakowskiej. Na pozostałym obszarze występują wody mineralne.

Najniżej zmineralizowane (do 30 g/l) wody występują w dwóch strefach. Pierwsza strefa pokrywa się z rynną cenomańską biegnącą od rejonu Słomnik w kierunku na Niepołomice i Kłaj. Strefa druga początkowo pokrywa się z osiową częścią niecki miechowskiej, po czym w dolinie Wisły, w rejonie Szczurowej skręca na SW i dalej biegnie wzdłuż Raby, zamykając się w pobliżu Bochni. W kierunku wschodni cenomanu mineralizacja wód stopniowo wzrasta, sięgając maksimum w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej oraz w rejonie Grobla – Pławowice. W pobliżu brzegu Karpat, mineralizacja wzrasta bardzo szybko w kierunku S przekraczając wartość 100 g/l.

N. Oszczytko i A. Tomasz (1976, 1976a) wyróżnili w oparciu o klasyfikację Sulina następujące typy wód w cenomanie-turonie: siarczanowo-sodowy, wodorowęglanowo-sodowy, chlorkowo-magnezowy i chlorkowo-wapniowy. Wody siarczanowo-sodowe o średnim składzie:

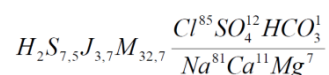


Odgrywają dominującą rolę w środkowej części niecki, zanikając w rejonie Bochni.

Cechą omawianych wód jest niekiedy duża zawartość siarkowodoru dochodząca do 721,6 mg/l. Według klasyfikacji Szczukarewa wody te zaliczyć można do typu I-II-1 oraz I-1 (chlorkowo-siarczanowo-sodowe i chlorkowo-sodowe).

Wody wodorowęglanowo-sodowe spotyka się sporadycznie, między innymi w rejonie Grobli.

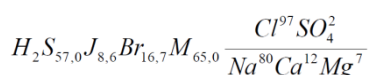
Wody chlorkowo-magnezowe w omawianym poziomie wodonośnym stanowią typ przejściowy między wodami siarczanowo-sodowymi i chlorkowo-wapniowymi. Szerokość strefy ich występowania jest niewielka i najczęściej nie przekracza 5 km. Średni skład chemiczny tych wód jest następujący:



Oprócz wymienionych składników sporadycznie zawierają one niewielkie ilości bromu.

Według Szczukarewa wody te należą do typu I-1 (chlorkowo-sodowe).

Wody chlorkowo-wapniowe powszechnie występują w brzeżnych częściach basenu cenomańskiego oraz w osiowej części basenu, na S od brzegu Karpat. Posiadają następujący średni skład chemiczny:



W omawianej grupie najniżej zmineralizowane wody występują w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej, najwyżej zmineralizowane w rejonie Grobli i na S od brzegu Karpat, gdzie wody te zawierają często brom.

Poziom występujący w osadach kredowych na powierzchni podmioceńskiej

Chemizm wód występujących bezpośrednio poniżej osadów mioceńskich rozpoznany został bardzo słabo, w oparciu o kilka zaledwie analiz chemicznych. Mineralizacja tych wód jest bardzo zróżnicowana: od 3,0 w otworze Mniszów-1 do 276 g/l w otworze Targowisko-1. Przeważnie są to bardzo silnie zmineralizowane wody chlorkowo-sodowe z minimalną zawartością wapnia i magnezu. Mineralizacja tych wód pozostaje prawdopodobnie w silnym związku przyczynowym z rozprzestrzenieniem facji chlorkowej tortońskich osadów chemicznych.

Rejon V - Lubelszczyzna (i Podlasie)

Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO₂ ze skałami

Temp °C	pH	Na ⁺ mol/kg _{H2O}	K ⁺ mol/kg _{H2O}	Ca ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Mg ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Sr ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Fe ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Al ⁺⁺⁺ mol/kg _{H2O}
60	4.6	3.27	1.16 · 10 ⁻²	7.57 · 10 ⁻²	3.13 · 10 ⁻²	1.48 · 10 ⁻³	6.40 · 10 ⁻⁴	1.50 · 10 ⁻⁸
gęstość g/l		Cl ⁻ mol/kg _{H2O}	SO ₄ ⁻ mol/kg _{H2O}	Br ⁻ mol/kg _{H2O}	Alk (OH) eq/kg _{H2O}			SiO ₂ mol/kg _{H2O}
1.13		4.8	7.63 · 10 ⁻³	2.01 · 10 ⁻³	1.35 · 10 ⁻³			3.37 · 10 ⁻⁴

Tabela 1.1.6_28 Przykładowy, typowy skład i parametry solanki przyjmowane w modelowaniach hydrogeochemicznych (Chadwick et al., 2006)

Obecność CO₂ rozpuszczonego w solance powoduje że jej odczyn pH jest coraz bardziej kwaśny. Według dotychczasowych badań (Chadwick et al., 2006) przy reakcjach solanki z rozpuszczonym CO₂ a skałą najistotniejsze są zjawiska rozpuszczania i wytrącania kalcytu (w mniejszym stopniu innych węglanów), rozkładu plagioklazów (w szczególności albitu na dawsonit i krzemionkę), rozkładu minerałów ilastych (szczególnie chlorytu, który w obecności rozpuszczonego kalcytu rozkłada się na syderyt, dolomit, kaolinit i krzemionkę) oraz miki (muskowitu, który w obecności rozpuszczonej krzemionki rozkłada się na skaień potasowy i kaolinit). Wszystkie te zjawiska zachodzą jednocześnie, jednakże w różnym natężeniu i tempie (kalcyt reaguje najszybciej, mika najwolniej), stąd też niełatwo jest przewidzieć ich wzajemne oddziaływania. Stąd właśnie informacje o obecności jonów i pierwiastków wymienionych w **Tabeli 1.1.6_28** są istotne dla przewidywania i symulacji procesów geochemicznych zachodzących przy i po zatłaczaniu dwutlenku węgla do górotworu (np. obecność Na⁺, Ca⁺, Mg⁺², SO₄⁻).

Charakterystyka hydrogeochemiczna i hydrodynamiczna kolektorów (L.Razowska-Jaworek, J. Wagner)

Charakterystykę hydrogeochemiczną i hydrodynamiczną kolektorów wykonano głównie na podstawie wyników uzyskanych z opróbowania poziomów zbiornikowych w głębokich otworach badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz w głębokich otworach wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa.

Celem opisanych badań była analiza poziomów wodonośnych dla wytypowania obszarów o największym rozprzestrzenieniu kolektora CO₂ spełniającego kryteria do lokowania.

Metodyka badań

Do wstępnego oszacowania warunków hydrogeologicznych i hydrogeochemii wytypowano 154 otwory ujmujące kompleksy skał o najbardziej korzystnych właściwościach zbiornikowych. Mogą one być potencjalnie podstawowymi zbiornikami do sekwestracji CO₂.

Charakterystykę hydrochemiczną i hydrodynamiczną opracowano dla kompleksów skał obejmujących poziomy stratygraficzne mezozoiku: jurę górną oraz paleozoiku: kambr, dewon i karbon.

Na mapach (**Fig. 1.1.6_26 - 29**) zlokalizowano otwory wiertnicze z wykonanymi badaniami hydrogeologicznymi odpowiednio dla poszczególnych poziomów stratygraficznych, przy każdym otworze zaznaczono mineralizację wody w g/l. Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

W przypadku zaburzenia reżimu hydrodynamicznego, na przykład przy odnawianiu się starych systemów tektonicznych, ważną informacją jest różnica ciśnień złożowych i mineralizacji wód pomiędzy sąsiednimi poziomami. Na podstawie różnicy gradientów ciśnień Bojarski (1996) określił lateralny ogólny kierunek przepływu wód. Informacja ta została również wykorzystana do analizy możliwości lokowania CO₂ w proponowanych kolektorach.

Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów (J.Wagner, L.Razowska-Jaworek)

W celu charakterystyki hydrodynamicznej kolektorów analizie poddano wyniki badań polowych i laboratoryjnych archiwalnych, wykonanych w latach 60-90 minionego wieku oraz wyniki badań laboratoryjnych wykonanych w 2010 r. w ramach tego tematu. Wszystkie badania wykonano w profilu geologicznym rejonu lubelskiego w interwale głębokości 500-5410 m.

Badany obszar leży w zasięgu 2 jednostek hydrogeologicznych (Paczyński, Sadurski, 2007): subregionu Bugu wyżynnego i subregionu Bugu nizinnego. W obrębie badanego obszaru, do głębokości 3000 m, występuje pięć pięter wodonośnych: kambryjskie, dewońskie, karbońskie, jurajskie, kredowe i czwartorzędowo-neogeńskie.

Piętro czwartorzędowo-neogeńskie występuje na przeważającej części omawianego obszaru, przykrywając płaszczem o miąższości, od kilku do kilkudziesięciu metrów, piętra wodonośne mezozoiku zapadające pod niewielkim kątem w kierunku SW. Warstwę wodonośną budują piaski i żwiry, które tworzą poziomy o swobodnym zwierciadle wód.

Piętro kredowe reprezentowane jest przez szczelinowo-porowy, węglanowy poziom kredy górnej oraz porowo-szczelinowy poziom kredy dolnej. Piętro kredowe charakteryzuje się podwyższoną przepuszczalnością w stropowej części oraz w strefie dyslokacji tektonicznych. Poziom kredy dolnej budują piaski i piaskowce położone na głębokości od kilku do kilkuset metrów, prowadząc wody pod ciśnieniem do kilku MPa.

Piętro jurajskie zalega w profilu geologicznym bezpośrednio pod kredowym oraz na stropie formacji węglonośnej karbonu. Są to utwory węglanowe, szczelinowo-porowe, a lokalnie szczelinowo-krasowe o zróżnicowanej przepuszczalności. Wody występują pod ciśnieniem. Miąższość utworów jurajskich wynosi od kilku do ponad 200 m.

Piętro karbońskie zbudowane jest z utworów namuru i westfalu. Wykształcone jest w postaci ławic szczelinowo-porowych piaskowców przewarstwionych mułowcami i iłowcami prowadzących głównie wody pod ciśnieniem. W stropowych częściach kompleksu poziomy te są w kontakcie hydraulicznym z wodami piętra jurajskiego. W profilu występują również przewarstwienia wapieni. Miąższość osadów karbońskich wynosi od kilku do ponad 1500 m i sięgają one do głębokości 2500 m. Całkowitej redukcji ulegają one w strefach osiowych antykliny Fajstawic i struktury Kocka. Regionalny przepływ wód skierowany jest ku północnemu-zachodowi. Wodonośność jest zróżnicowana zarówno w profilu pionowym jak i lateralnie, wzrastając znacząco w strefach dyslokacji tektonicznych. Współczynnik filtracji jest zróżnicowany w wynosi od 10^{-10} do 10^{-6} m/s, generalnie obserwuje się jego spadek od południowego wschodu ku północnemu-zachodowi (Rózkowski i in., 1984).

Aktywny drenaż poziomów wodonośnych karbonu, jak i kredy, jury przez kopalnię Bogdanka spowodował zaburzenie pierwotnego pola hydrodynamicznego i powstanie rozległego leja depresyjnego.

Piętro dewońskie stanowi zróżnicowany litologicznie zbiornik wodonośny w obrębie dolomityczno-wapiennych utworów dewonu górnego, wapienno-dolomityczno-piaskowcowych utworów dewonu środkowego oraz piaskowcowych osadów dewonu dolnego. Utwory te dobrze rozpoznano pod względem hydrogeologicznym tylko w południowej i południowo-zachodniej części zagłębia. Miąższość tych osadów jest duża, przekraczając nawet 3000 m, sięgają do głębokości 4000 m. Poziomy mają charakter szczelinowo-porowy i prowadzą wody pod wysokim ciśnieniem. Wyniki badań, przeprowadzonych w otworach naftowych, wykazały małą i zróżnicowaną przepuszczalność (do kilku mD) i wodonośność (kilka m^3/h przy kilkusetmetrowych depresjach) omawianych utworów, największą w dolnej części dewonu środkowego a najmniejszą w dewonie dolnym.

Piętro kambryjskie reprezentowane jest przez piaskowce przeławiczone utworami mułowcowo-iłastymi o stosunkowo dobrej przepuszczalności. Ich miąższość wynosi od 100 do 800 m, a głębokość zalegania osiąga maksymalnie 3500 m.

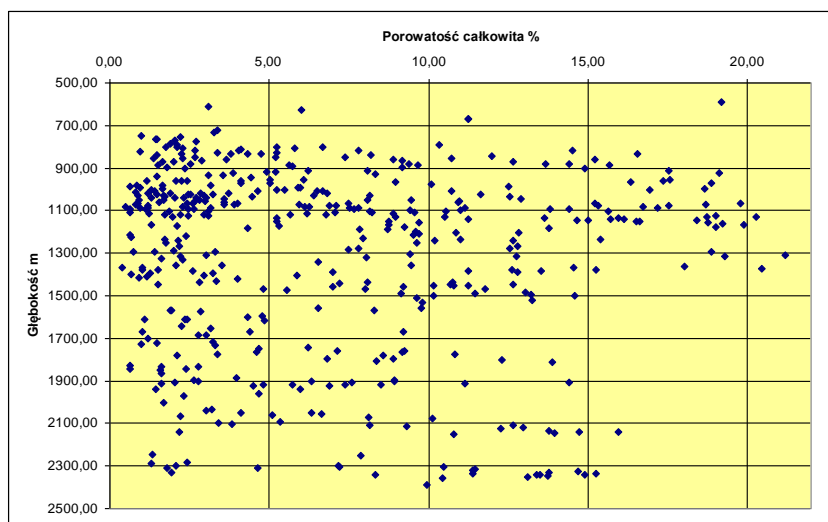


Fig. 1.1.6_18 Porowatość całkowita utworów karbonu regionu lubelskiego oznaczona laboratoryjnie w próbkach z wybranych otworów w 2010 r.

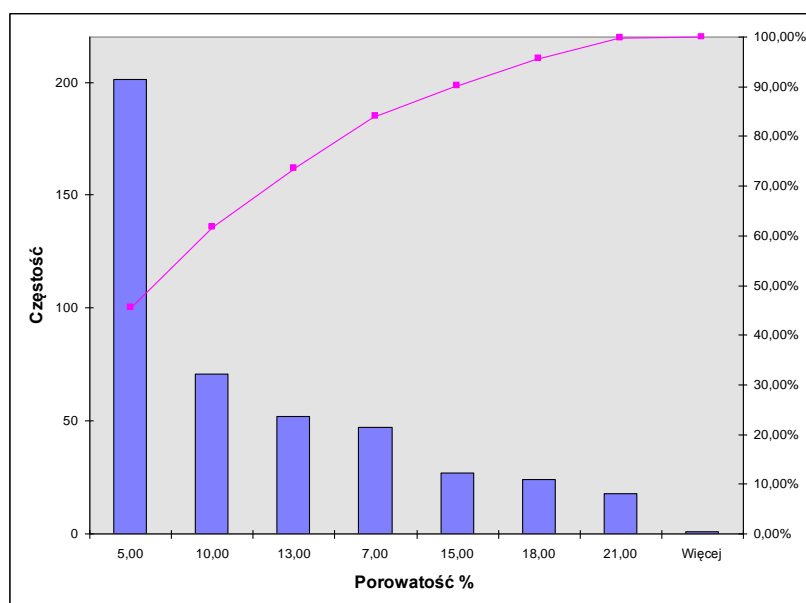


Fig. 1.1.6_19 Histogram porowatości całkowitej utworów karbonu regionu lubelskiego, oznaczonej laboratoryjnie w próbkach z wybranych otworów w 2010 r.

Parametry hydrogeologiczne występujących w omawianym obszarze warstw wodonośnych karbonu, dewonu i zalegającego głębiej kambru są różnicowane, niekiedy w granicach tych samych poziomów wodonośnych. Określono je na podstawie badań laboratoryjnych rdzenia skały według danych archiwalnych i badań z 2010 r. Piaskowce **karbonu** charakteryzują się bardzo zróżnicowaną porowatością wynoszącą według danych archiwalnych 0,3 - 24%, a według badań laboratoryjnych wykonanych w 2010 r. 0,63 – 21,2%. W badanym materiale nie stwierdzono zależności porowatości od głębokości (**Fig. 1.1.6_18**) do wartości 15%, natomiast wartości porowatości większe od 15%

występowały tylko do głębokości 1500 m. Z analizy rozkładu częstości porowatości (**Fig. 1.1.6_19**) wynika, że 50% oznaczeń porowatości mieści się w zakresie 0-5%, a tylko 10% oznaczeń porowatości przekracza wartość 15%. Przepuszczalność również jest bardzo zróżnicowana, od nieprzepuszczalnych do przepuszczalnych (176 mD). Odsączalność piaskowców nie była niestety badana laboratoryjnie. Piaskowce **dewonu** charakteryzują się również zróżnicowaną porowatością, która wynosi według danych archiwalnych 0,1- 19%. Utwory **kambru** są skałami o jeszcze bardziej zróżnicowanej porowatości od małej do bardzo dużej (2,0-40%). W poszczególnych otworach głębokich stwierdzono piaskowce o wyjątkowo korzystnych parametrach zbiornikowych, np. Kaplonosy IG1 (gł. 937 m), Radzyń IG1 (gł. 995 m).

Tabela 1.1.6_29 Parametry hydrogeologiczne w piętrze wodonośnym karbonu w otworach z rejonu Lublina (badania laboratoryjne w 2010 r.)

Stratygrafia	Ośrodek skalny	Porowatość [%]	Przepuszczalność [mD]
Karbon górny	piaskowce	0,64 - 21,2	0,001 - 176,3
	mułowce		
	iłowce		
Karbon dolny	piaskowce	0,63 - 14,4	0,001 - 146,1
	mułowce		
	iłowce		

Tabela 1.1.6_30 Parametry hydrogeologiczne w piętrach wodonośnych w otworach z rejonu Lublina (badania archiwalne)

Wiek	Litologia	Głębokość m		Porowatość %	
		min	max	min	max
Proterozoik	iłowce, piaskowce, wapienie	1353,2	5566,5	0,1	27,0
Kambr	piaskowce, mułowce	804,8	1622,9	2,0	40,0
Dewon	piaskowce, iłowce, mułowce	810,6	3248,6	0,1	19,0
Karbon	piaskowce, iłowce, mułowce, wapienie	800,6	2411,0	0,3	24,0
Jura	mułowce, piaskowce, wapienie	801,5	1389,8	3,0	22,0

Zasilanie i drenaż wód podziemnych. Zasilanie poziomów paleozoicznych odbywa się pośrednio poprzez kompleks dolnokredowo-jurajski, a drenaż, poza górniczym, następuje wzdłuż stref dyslokacji o charakterze regionalnym. Moduł infiltracji efektywnej jest bardzo zróżnicowany przestrzennie. Wartość jego zależy od wielkości opadów i przepuszczalności skał odstawiających się na powierzchni terenu. Hydrogeologicznie omawiany obszar leży w zlewni Wisły, Bugu i Wieprza. Naturalnymi strefami drenażu są dopływy w/w rzek, a dla głębiej położonych warstw wodonośnych są w/w rzeki. W rejonie Lublina największym ośrodkiem drenażu jest kopalnia „Bogdanka”, wokół której wytworzył się lej depresyjny o powierzchni około 260 km². Funkcję drenażu pełnią ponadto ujęcia wód podziemnych.

Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów (L.Razowska-Jaworek)

Procesy przemian chemicznych wód i ich przemieszczania się w głębokich poziomach geologicznych zachodzą na ogół w czasie geologicznym i współcześnie są trudno zauważalne. Jednak w przypadku wyraźnego zaburzenia reżimu hydrodynamicznego wywołanego na przykład bardzo dużym obniżeniem się zwierciadła wody przez intensywną eksploatację lub odwadnianie kopalń może nastąpić wyrównywanie się ciśnień przez dopływ solanek z głębszych części basenu. Tąpnięcia górnicze lub inne ruchy masywu skalnego mogą spowodować odnowienie się starych szczelin tektonicznych i uruchomienie przepływu ku powierzchni, przez pionowe drogi krążenia. Najbardziej niebezpieczny jest przepływ typu lateralnego z głębszej do płytszej części basenu, mniej niebezpieczny, ale gwałtowniejszy jest przepływ typu wertykalnego bezpośrednio z podłoża oraz w aureoli wysadów solnych typu lateralno-wertykalnego Macioszczyk (1971) i Bojarski (1996).

W celu charakterystyki hydrogeochemicznej dokonano analizy składu chemicznego wód z 154 otworów oraz wykonano uproszczone modelowanie analiz chemicznych wód za pomocą programu Wateval (Rock source deduction), oraz obliczono wybrane wskaźniki hydrochemiczne (Na/Cl i Cl/Br). Po zestawieniu tych danych dokonano ich interpretacji czyli oceny stopnia zmetamorfizowania wód będącego wskaźnikiem szczelności kolektora.

Poziomy wodonośne mezozoiku prowadzą wody pochodzenia infiltracyjnego o wysokich wartościach wskaźnika Na/Cl wskazujących na typ genetyczny 2 lub 3, które świadczą o słabej lub braku szczelności kolektorów, co było jednym z powodów wykluczenia ich z dalszych analiz przydatności do składowania dwutlenku węgla.

Charakterystykę hydrogeochemiczną kolektorów paleozoicznych przeprowadzono dla poziomów zbiornikowych występujących w profilu stratygraficznym regionu lubelskiego spełniających podstawowe kryteria. Są to: głębokość 800 – 4000 m, miąższość ponad 20 m, obecność izolującego nadkładu.

Te warunki spełniają solanki wypełniające utwory karbonu, dewonu i kambru.

Tabela 1.1.6_31 Mineralizacja i wybrane składniki wód podziemnych piętra paleozoiku w regionie lubelskim

	Mineralizacja	Cl	Na	Ca	Br	Wskaźnik Na/Cl	Interpretacja
	g/l				mg/l		
Karbon (n=119)							
średnia	73,4	43,8	20,0	5,0	326,5	0,23-1,73	2, 4-6
maksimum	218,5	137,7	54,4	22,124	2694,7		
minimum	0,7	0,08	0,03	0,007	0,4		

Dewon (n=173)							
średnia	106,9	63,6	28,1	8,94	573	0,3-1,54	4-6
maksimum	250,9	124,2	150,0	39,9	1500		
minimum	7,2	1,6	1,6	0,1	0		
Kambr (n=39)							
średnia	154,0	93,4	26,0	1,68	391,5	0,28-0,77	5-6
maksimum	250,4	147,1	67,6	7,3	2420,0		
minimum	51,9	26,2	7,0	0,2	7,7		

Karbon

Mineralizacja wód karbońskich jest bardzo zróżnicowana i waha się od 0,7 do 218,5 g/l, przy średniej 73,4 g/l. Solanki karbońskie charakteryzują się również bardzo zróżnicowanym stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl waha się od 0,23 do 1,73 (najczęściej 0,6- 1,0) co świadczy o występowaniu wód o różnym pochodzeniu, od infiltracyjnych do stagnujących. Zawartości Na wynoszą od 0,03 do 54,4 g/l, średnio 20,0 g/l, Cl wynoszą od 0,08 do 137,7 g/l, średnio 43,8 g/l.

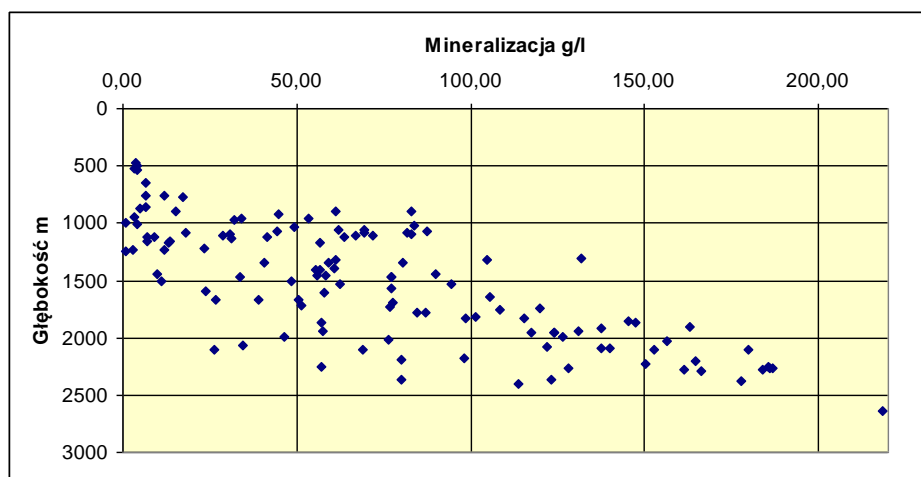


Fig. 1.1.6_20 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych karbonu w regionie lubelskim

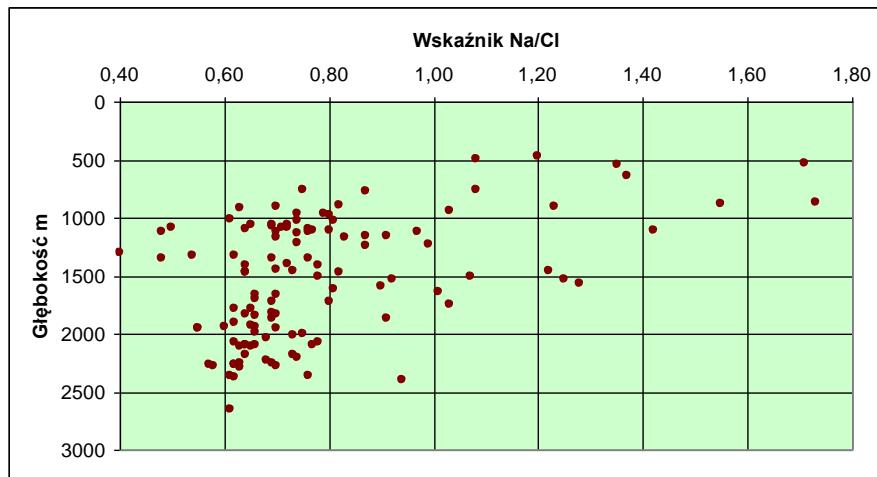


Fig. 1.1.6_21 Zależność wskaźnika Na/Cl od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych karbonu w regionie lubelskim

Dewon

Mineralizacja wód dewońskich jest większa od mineralizacji wód karbońskich i na ogół waha się od 7,2 do 250,9 g/l, przy średniej 106,9 g/l. Solanki dewonu charakteryzują się na ogół wysokim stopniem przemian chemicznych przy Na/Cl wynoszącym najczęściej około 0,55 – 0,80, co oznacza brak kontaktu z wodami infiltracyjnymi. W składzie solanek dominują Na i Cl, które wynoszą 1,6-150 g/l i 1,6-124,2 g/l, przy średnich dla Na 28,1 g/l, a dla Cl 63,6 g/l.

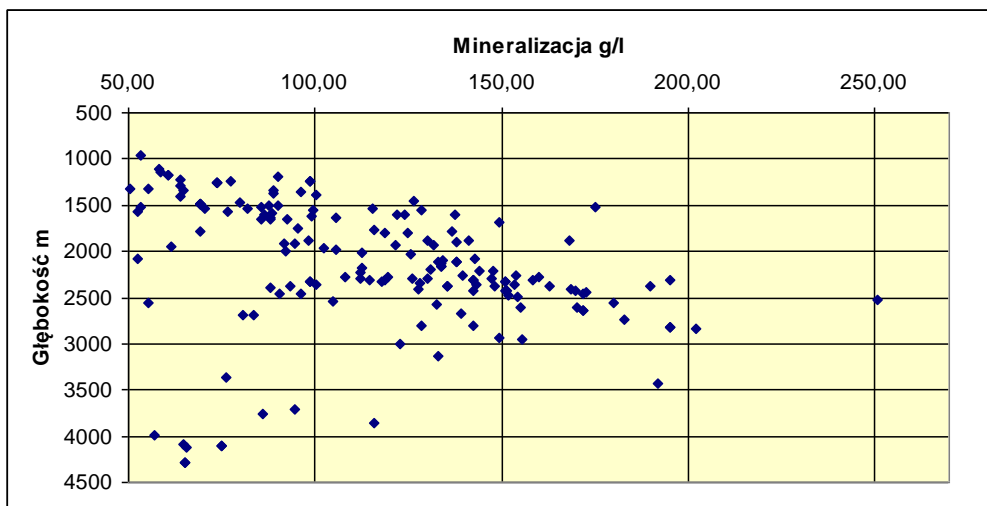


Fig. 1.1.6_22 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych dewonu w regionie lubelskim

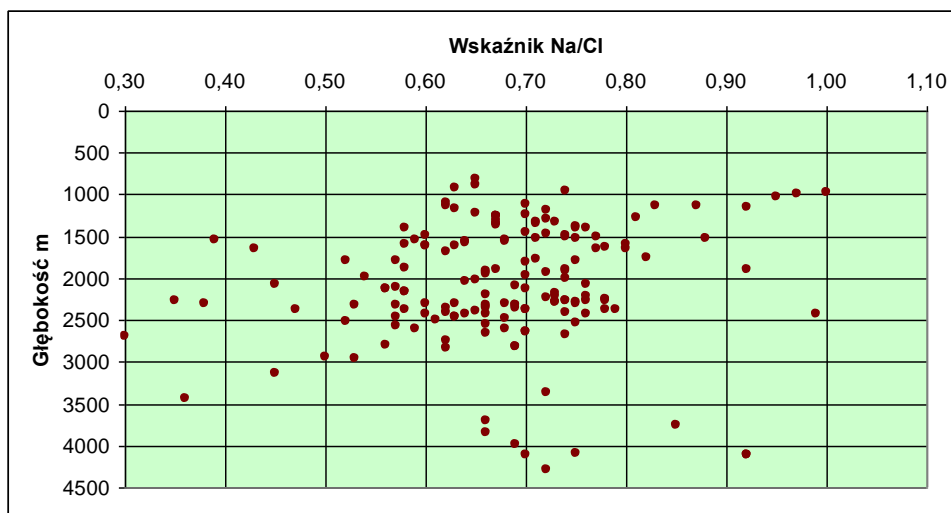


Fig. 1.1.6_23 Zależność wskaźnika Na/Cl od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych dewonu w regionie lubelskim

Kambr

Mineralizacja wód waha się w granicach: od 51,9 g/l do 250,4 g/l, średnio 154 g/l, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych. Zawartości Na wynoszą od 7,0 do 67,6 g/l, średnio 26 g/l, Cl wynoszą od 26,2 do 147,1 g/l, średnio 93,4 g/l. Wartość wskaźnika Na/Cl mieści się głównie w przedziale 0,3 – 0,5, co wskazuje na wody stagnujące, pochodzące z wyjątkowo szczelnych kolektorów.

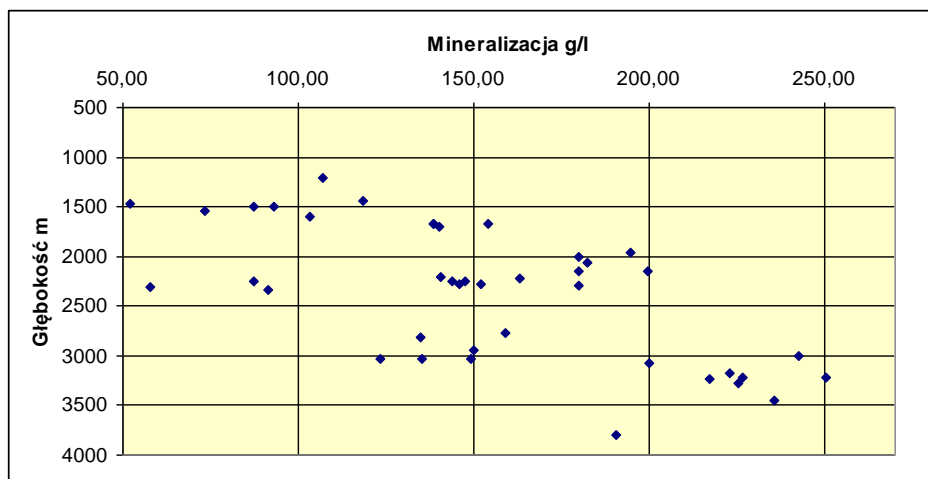


Fig. 1.1.6_24 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych kambru w regionie lubelskim

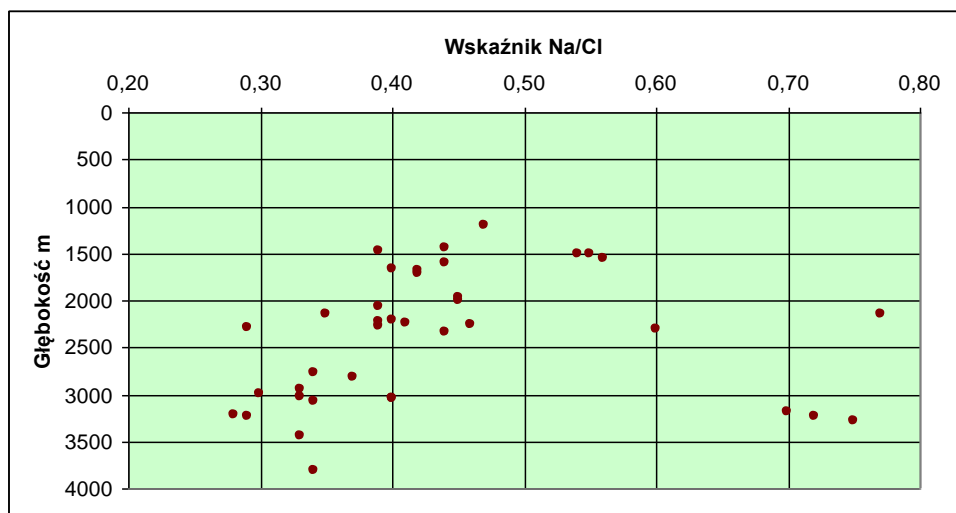


Fig. 1.1.6_25 Zależność wskaźnika Na/Cl od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych karbonu w regionie lubelskim

Stwierdzono zależność mineralizacji ogólnej badanych wód od głębokości stropu poziomów wodonośnych zarówno w karbonie, jak i dewonie oraz w kambrze. Najwyższe mineralizacje (ponad 200 g/l) stwierdzono w solankach z głębokości ponad 2 500 m w otworach Pionki 3, Tarkawica 1 i 2, Krowie Bagno IG1, Zubowice 1 (dla środkowego dewonu - 251 g/l), Narol PIG-2 i Ulhówek IG1.

Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO₂ (L.Razowska-Jaworek)

Występowanie solanek reliktowych o wysokim stopniu zaawansowania procesów przemian chemicznych, w tym wymiany jonowej, może świadczyć o istnieniu korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Na podstawie stopnia przeobrażenia składu chemicznego wód, wskaźników hydrochemicznych i wielkości stężenia solanek określono genetyczne typy wód obrazujące różne warunki dla składowania CO₂. Podstawą klasyfikacji jest uwzględnienie stopnia zaawansowania procesu wymiany jonowej solanek typu chlorkowo-wapniowego wyrażonego stosunkiem Na/Cl, Cl/Br, SO₄-100/Cl. W warunkach odizolowania poziomów zbiornikowych od strefy wymiany wód następuje spadek wartości stosunku Na/Cl<0,75; Cl/Br<300 i SO₄-100/Cl<1.

Duży wzrost jonu Ca²⁺ przy jednoczesnym spadku zawartości jonu Na⁺ świadczy o istnieniu ukierunkowanego procesu przemian chemicznych i odizolowaniu poziomów, co wiąże się z istnieniem korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Tabela 1.1.6_32 Klasy genetyczne wód podziemnych

Klasa	Stopień metamorfizmu i izolacji wód	Warunki do lokowania CO ₂
1	Wskaźnik Na/Cl >1 i/lub niska mineralizacja (M<3 g/l). Strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, wody współczesne.	nie można lokować (brak szczelności)
2	Wskaźnik Na/Cl>1, strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, ale wysoka mineralizacja i typ Cl-Na świadczą o ługowaniu pokładów soli.	interpretacja niepewna.
3	Wskaźnik Na/Cl 0,85-0,99, wysoka mineralizacja. Kontakt z wodami infiltracyjnymi istnieje, ale jest utrudniony, przepływ powolny, słaba wymiana. Kolektor rozszczelniony.	lokowanie warunkowe, po szczegółowym rozpoznaniu kolektora
4	Wskaźnik Na/Cl 0,66-0,84, wysoka mineralizacja. Dobra, długo trwająca izolacja, wody reliktowe, przepływ może być, ale znikomy, dobra szczelność kolektora, ale nie zupełna.	korzystne warunki do lokowania
5	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br 400-1000, bardzo wysoka mineralizacja. Wody reliktowe, bardzo dobra szczelność kolektora, ale są przesłanki świadczące o zmieszaniu wód z wodami młodszymi (w czasie geologicznym).	bardzo korzystne warunki do lokowania
6	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br <400, bardzo wysoka mineralizacja. Całkowita izolacja, wody reliktowe, stagnujące, bardzo szczelny kolektor.	najlepsze warunki do lokowania

Wydzielono 6 klas ze względu na stopień metamorfizmu wód i izolacji. Klasy 1 i 2 to wody strefy aktywnej wymiany (niekorzystne warunki do lokowania CO₂), klasy 3 i 4 to wody zmetamorfizowane, ale w kontakcie z wodami infiltracyjnymi w przeszłości, co stwarza słabo lub średnio korzystne warunki do lokowania CO₂, a klasy 5 i 6 to wody reliktywne, z bardzo szczelnych kolektorów o bardzo korzystnych warunkach do lokowania CO₂. Dla każdego kolektora, w którym wykonano analizę chemiczną wody, przyporządkowano jedną z 6 klas, co zostało zestawione w tabeli.

Na mapach (Fig. 1.1.6_26 i 27), przy każdym otworze zaznaczono symbolem mineralizację ogólną wód. Postępujący stopień przemian chemicznych wyrażony niskim stosunkiem Na/Cl (mniejszym od 0,9) świadczy o reliktywnym charakterze wód i odizolowaniu ich od strefy wymiany wód. Natomiast występowanie solanek silnie stężonych (powyżej 200 g/l) o zawartości NaCl powyżej 90% lub zawartości jonu Mg²⁺ powyżej 30% mvali świadczy o zachodzących wtórnych procesach ługowania soli kamiennych lub potasowo-magnezowych.

Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

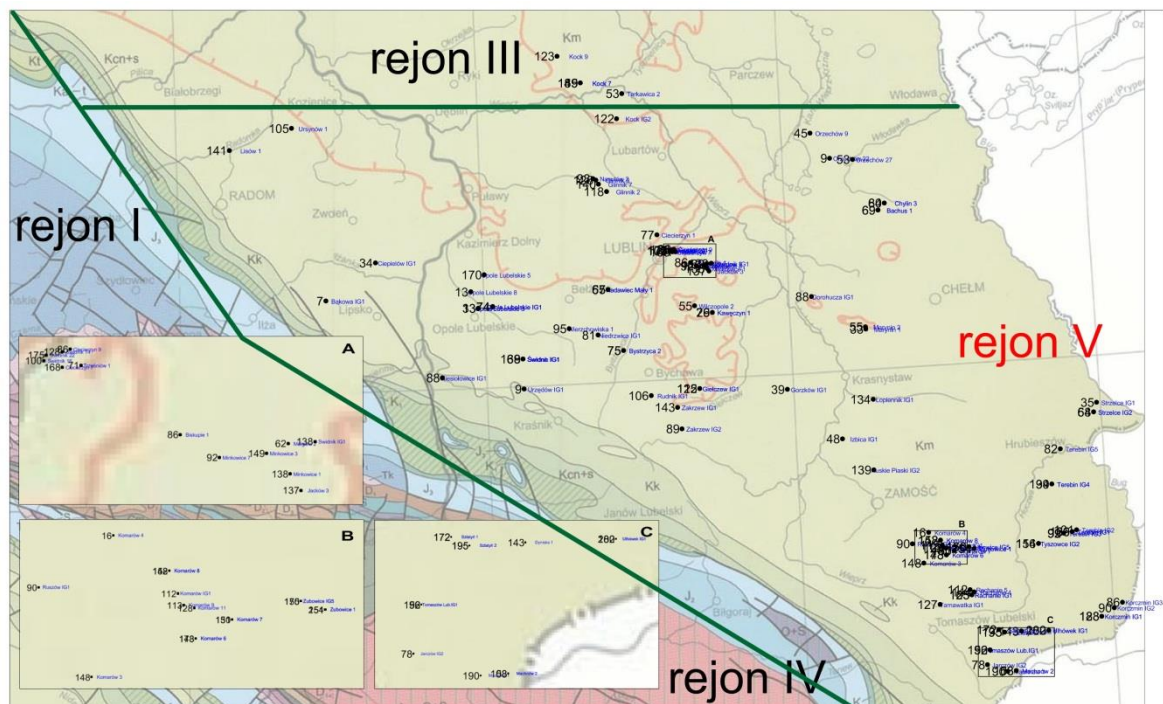


Fig. 1.1.6_26 Mineralizacja ogólna wód piętra dewońskiego w regionie lubelskim na tle budowy geologicznej obszaru

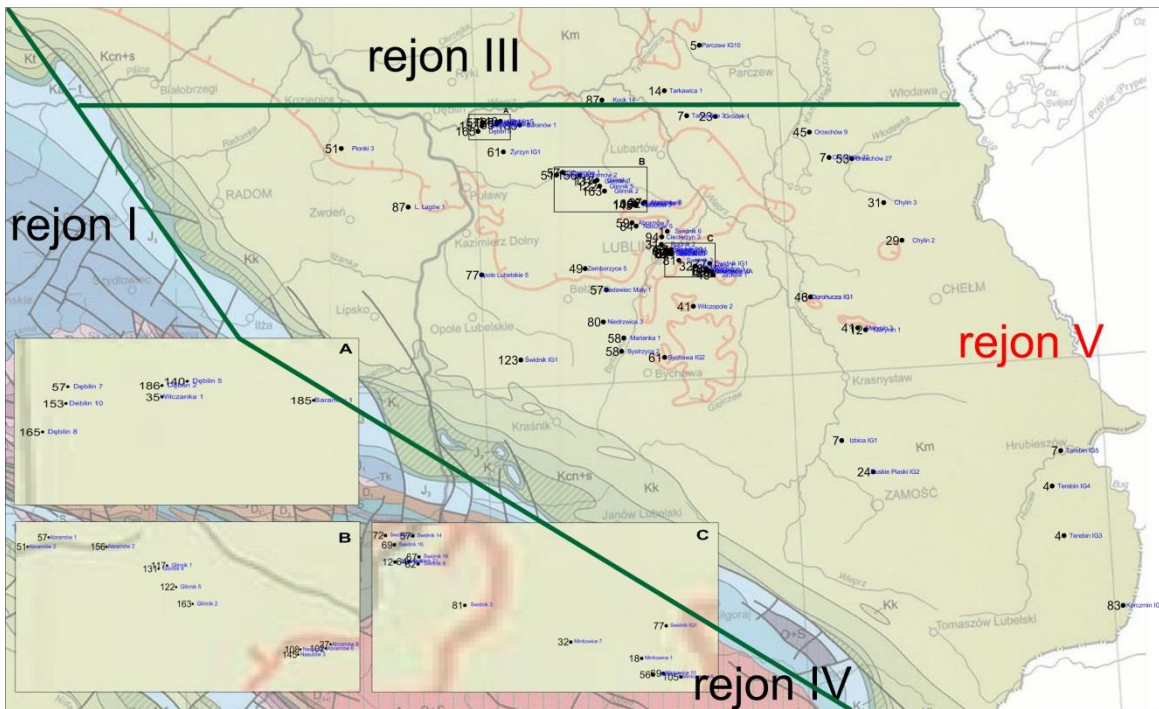


Fig. 1.1.6_27 Mineralizacja ogólna wód piętra karbońskiego w regionie lubelskim na tle budowy geologicznej obszaru

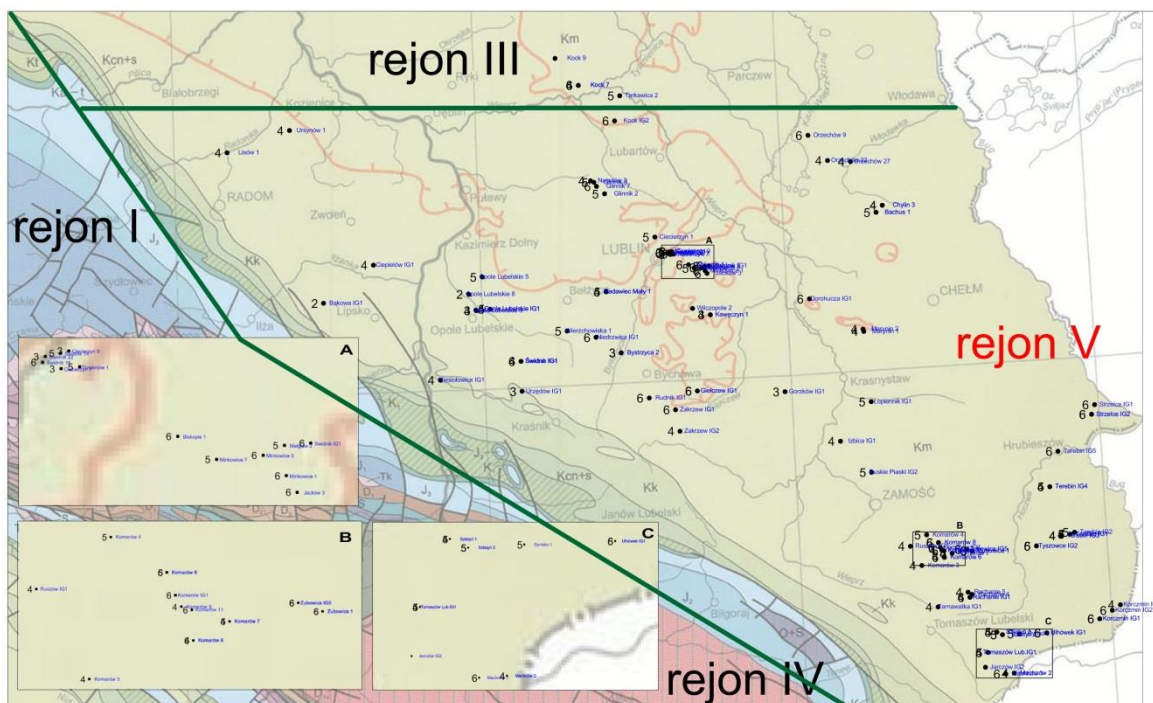


Fig. 1.1.6_28 Typy genetyczne wód piętra dewońskiego w regionie lubelskim na tle budowy geologicznej obszaru

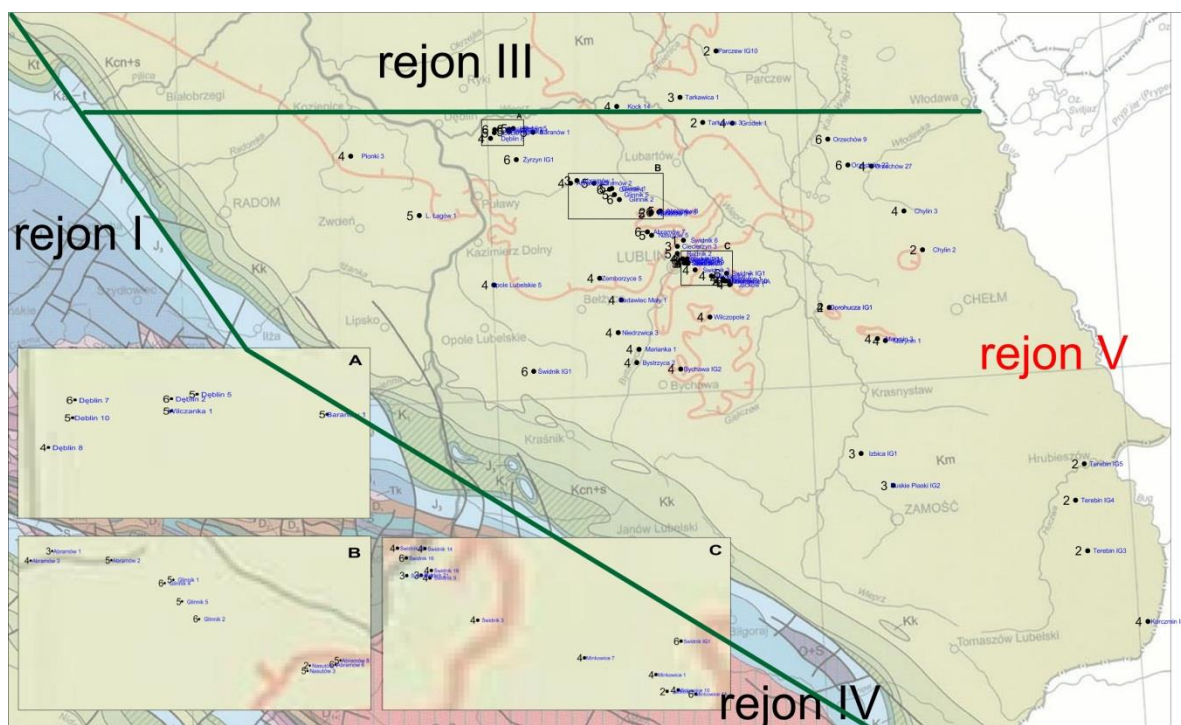


Fig. 1.1.6_29 Typy genetyczne wód piętra karbońskiego w regionie lubelskim na tle budowy geologicznej obszaru

Na mapach (Fig. 1.1.6_28 i 29) przy o przy każdym otworze zaznaczono symbolem typ genetyczny wody jako wskaźnik stopnia metamorfizmu wód czyli izolacji kolektora od wód infiltracyjnych czyli od powierzchni terenu.

W utworach dewońskich dominują typy genetyczne 5 i 6 czyli wody reliktowe, świadczące o kolektorach o bardzo dobrej szczelności. Jedynie w rejonie północo-zachodnim (Uniejów, Bąkowa) są to typy 4 i 2, czyli wody, które miały kontakt z wodami infiltracyjnymi bądź będące pod wpływem wysadów solnych.

W utworach karbońskich występują wszystkie typy genetyczne, ale przeważają typy 2 i 4, czyli wody, które miały kontakt z wodami infiltracyjnymi bądź będące pod wpływem wysadów solnych. Jedynie w centralnej części regionu, w rejonie na południowy zachód od Lubartowa i na południowy wschód od Dęblińska, mamy do czynienia z typami 5 i 6 (wody reliktowe) świadczące o szczelnych kolektorach.

Głębokość możliwej strefy wymiany/kontaktu solanek i wód słodkich infiltracyjnych (mineralizacja rzędu 10 g/l – patrz rejon I – Bełchatów) waha się najczęściej w granicach 800 - 1000 m (1200 w rejonie Świdnika). Jednak podobnie jak w rejonie Bełchatowa istotny wpływ na mineralizację solanek może mieć długookresowa pozioma migracja wód w obrębie kolektora regionalnego. Poza tym mineralizacja zależy zwykle od wieku utworów. Stąd dla oceny możliwości wymiany wód słodkich i solanki bardziej miarodajne wydają się być ww. wskaźniki i typy genetyczne.

Powyższa interpretacja została wykorzystana przy typowaniu kolektorów do lokowania CO₂ oraz wyborze stref wyłączonych.

Rejon VI - Wielkopolska - Kujawy

Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO₂ ze skałami

Temp °C	pH	Na ⁺ mol/kg _{H2O}	K ⁺ mol/kg _{H2O}	Ca ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Mg ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Sr ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Fe ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Al ⁺⁺⁺ mol/kg _{H2O}
60	4.6	3.27	1.16 · 10 ⁻²	7.57 · 10 ⁻²	3.13 · 10 ⁻²	1.48 · 10 ⁻³	6.40 · 10 ⁻⁴	1.50 · 10 ⁻⁸
gęstość g/l		Cl ⁻ mol/kg _{H2O}	SO ₄ ⁻ mol/kg _{H2O}	Br ⁻ mol/kg _{H2O}	Alk (OH) eq/kg _{H2O}			SiO ₂ mol/kg _{H2O}
1.13		4.8	7.63 · 10 ⁻³	2.01 · 10 ⁻³	1.35 · 10 ⁻³			3.37 · 10 ⁻⁴

Tabela 1.1.6_33 Przykładowy, typowy skład i parametry solanki przyjmowane w modelowaniach hydrogeochemicznych (Chadwick et al., 2006)

Obecność CO₂ rozpuszczonego w solance powoduje że jej odczyn pH jest coraz bardziej kwaśny. Według dotychczasowych badań (Chadwick et al., 2006) przy reakcjach solanki z rozpuszczonym CO₂ a skałą najistotniejsze są zjawiska rozpuszczania i wytrącania kalcytu (w mniejszym stopniu innych węglanów), rozkładu plagioklazów (w szczególności albitu na dawsonit i krzemionkę), rozkładu minerałów ilastych (szczególnie chlorytu, który w obecności rozpuszczonego kalcytu rozkłada się na syderyt, dolomit, kaolinit i krzemionkę) oraz miki (muskowitu, który w obecności rozpuszczonej krzemionki rozkłada się na skałen potasowy i kaolinit). Wszystkie te zjawiska zachodzą jednocześnie, jednakże w różnym natężeniu i tempie (kalcyt reaguje najszybciej, mika najwolniej), stąd też niełatwo jest przewidzieć ich wzajemne oddziaływania. Stąd właśnie informacje o obecności jonów i pierwiastków wymienionych w **Tabeli 1.1.6_33** są istotne dla przewidywania i symulacji procesów geochemicznych zachodzących przy i po zatłaczaniu dwutlenku węgla do górotworu (np. obecność Na⁺, Ca⁺, Mg⁺², SO₄⁻).

Charakterystyka hydrogeochemiczna i hydrodynamiczna kolektorów (L.Razowska-Jaworek, J. Wagner)

Charakterystykę hydrogeochemiczną i hydrodynamiczną kolektorów wykonano głównie na podstawie wyników uzyskanych z opróbowania poziomów zbiornikowych w głębokich otworach badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz w głębokich otworach wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa.

Celem opisanych badań była analiza poziomów wodonośnych dla wytypowania obszarów o największym rozprzestrzenieniu kolektora CO₂ spełniającego kryteria do lokowania.

Metodyka badań

Warunki hydrogeologiczne i wyniki badań parametrów hydrogeologicznych przedstawiono dla 3 podregionów: Monokliny Przedsudeckiej, Niecki Mogileńsko-Uniejowskiej i Wału Kujawskiego.

Parametry hydrogeologiczne skał utworów czerwonego spągowca w **Monoklinie Przedsudeckiej** zostały określone na podstawie wykonanych badań laboratoryjnych próbek z rdzeni wiertniczych otworów badawczych lub poszukiwawczych, odwierconych z powierzchni w granicach Monokliny (**Fig. 1.1.6_30**). W tym celu wytypowano 1036 otworów wiertniczych, z których rdzenia pobrano próbki z przedziału głębokości od 1241,25 m do 3119,45 m p.p.t. (**Tabela 1.1.6_34**). Otwory wykonane zostały w latach 1950-1990. Wtedy wykonano badania polowe i laboratoryjne. Natomiast ostatnie badania laboratoryjne wykonano w 2010 r. Oznaczono następujące parametry hydrogeologiczne: porowatość całkowita (103 otwory), porowatość efektywna (5 otworów), przepuszczalność pionowa (42 otwory), przepuszczalność pozioma (63 otwory).

Przepuszczalność zbadanych fragmentów rdzeni określono w przedziałach: < 1 mD w 82 otworach (707 oznaczeń); 1-10 mD w 80 otworach (834 oznaczeń); 10-100 mD w 72 otworach (819 oznaczeń) i 100-1000 mD w 25 otworach (160 oznaczenia).

Analizie zostały poddane również wyniki badań laboratoryjnych zestawionych w dokumentacjach geologicznych otworów wykonanych w latach 1950-1990 (źródło – Centralna Baza Danych Geologicznych - CBDG). Oznaczono następujące parametry hydrogeologiczne: porowatość całkowita (176 otworów), porowatość efektywna (10 otworów), przepuszczalność pionowa (27 otworów), przepuszczalność pozioma (156 otworów).

Przepuszczalność zbadanych fragmentów rdzeni określono w przedziałach: < 1 mD w 173 otworach (5624 oznaczenia); 1-10 mD w 128 otworach (1566 oznaczeń); 10-100 mD w 108 otworach (1029 oznaczeń); 100-1000 mD w 43 otworach (206 oznaczeń) i >1000 mD w 2 otworach (3 oznaczenia).

W **Niecce Mogileńsko-Uniejowskiej** parametry hydrogeologiczne skał zostały określone na podstawie wykonanych badań laboratoryjnych próbek z rdzeni wiertniczych otworów badawczych lub poszukiwawczych, odwierconych z powierzchni w granicach Niecki (**Fig. 1.1.6_30**). W tym celu

wytypowano 5 otworów wiertniczych, z których rdzenia pobrano próbki z przedziału głębokości od 840,5 m do 2722,5 m p.p.t. Otwory wykonane zostały latach 1950-1990, natomiast badania laboratoryjne wykonano w 2010 r. Oznaczono następujące parametry hydrogeologiczne: porowatość całkowita (5 otworów) i przepuszczalność (5 otworów).

Przepuszczalność zbadanych fragmentów rdzeni określono w przedziałach: < 1 mD w 5 otworach (8 oznaczeń); 1-10 mD w 2 otworach (3 oznaczeń); 10-100 mD w 2 otworach (3 oznaczeń); 100-1000 mD w 5 otworach (11 oznaczenia) i >1000 mD w 1 otworze (1 oznaczenie). Oznaczenie przepuszczalności nie powiodło się w 4 przypadkach na 30 próbek.

Analizie zostały poddane wyniki badań laboratoryjnych zestawionych w dokumentacjach geologicznych otworów wykonanych w latach 1950-1990 (źródło – Centralna Baza danych Geologicznych CBDG). Oznaczono następujące parametry hydrogeologiczne: porowatość całkowita (4 otwory), porowatość efektywna (4 otwory), przepuszczalność pionowa (4 otwory) i przepuszczalność pozioma (2 otwory).

Przepuszczalność zbadanych fragmentów rdzeni określono w przedziałach: < 1 mD w 4 otworach (34 oznaczenia); 1-10 mD w 3 otworach (18 oznaczeń); 10-100 mD w 3 otworach (8 oznaczeń); 100-1000 mD w 1 otworze (1 oznaczenie); >1000 mD w 1 otworze (2 oznaczenia). Oznaczenie przepuszczalności nie powiodło się w 93 przypadkach na 156 próbek.

W rejonie **Wału Kujawskiego** analizie zostały poddane wyniki badań laboratoryjnych zestawionych w dokumentacjach geologicznych otworów archiwalnych (źródło – CBDG). W tym celu wytypowano 6 otworów wiertniczych, z których rdzenia pobrano próbki z przedziału głębokości od 968,40 m do 2264,10 m p.p.t. Otwory wykonane zostały latach 1950-1990, natomiast badania laboratoryjne wykonano w 2010 r. Oznaczono następujące parametry hydrogeologiczne: porowatość całkowita (6 otworów), przepuszczalność pionowa (4 otwory).

Przepuszczalność zbadanych fragmentów rdzeni określono w przedziałach: < 1 mD w 4 otworach (22 oznaczeń); 1-10 mD w 3 otworach (15 oznaczeń); 10-100 mD w 4 otworach (20 oznaczeń); 100-1000 mD w 3 otworach (26 oznaczeń); >1000 mD w 1 otworze (3 oznaczenia). Oznaczenie przepuszczalności nie powiodło się w 33 przypadkach na 119 próbek.

Analizie zostały poddane również wyniki badań laboratoryjnych zestawionych w dokumentacjach geologicznych otworów wykonanych w latach 1950-1990 (źródło – CBDG): Brześć Kujawski IG1, IG2, IG3; Ciechocinek IG2, Kłokoczyn 1, Krośniewice 1, Kutno 1, Rduń 2. Oznaczono następujące właściwości hydrogeologiczne skał: porowatość całkowita (7 otworów), porowatość efektywna (5 otworów), przepuszczalność pionowa (7 otworów) i przepuszczalność pozioma (7 otworów).

Przepuszczalność zbadanych fragmentów rdzeni określono w przedziałach: < 1 mD w 7 otworach (54 oznaczenia); 1-10 mD w 6 otworach (17 oznaczeń); 10-100 mD w 7 otworach (20 oznaczeń); 100-1000 mD w 6 otworach (57 oznaczeń); >1000 mD w 4 otworach (19 oznaczenia). Oznaczenie porowatości nie powiodło się w 99 przypadkach na 266 próbek.

Do wstępnego wykonania badań hydrogeochemicznych wytypowano 263 otwory ujmujące kompleksy skał o najbardziej korzystnych właściwościach zbiornikowych. Mogą one być potencjalnie podstawowymi zbiornikami do sekwestracji CO₂.

Charakterystykę hydrochemiczną i hydrodynamiczną opracowano dla kompleksów skał obejmujących poziomy stratygraficzne mezozoiku: jurę górną oraz paleozoiku: kambry, dewon i karbon.

Na mapach (Fig. 1.1.6_37 i 38) zlokalizowano otwory wiertnicze z wykonanymi badaniami hydrogeologicznymi, odpowiednio dla poszczególnych poziomów stratygraficznych, przy każdym otworze zaznaczono mineralizację wody w g/l. Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

W przypadku zaburzenia reżimu hydrodynamicznego, na przykład przy odnawianiu się starych systemów tektonicznych, ważną informacją jest różnica ciśnień złożowych i mineralizacji wód pomiędzy sąsiednimi poziomami. Na podstawie różnicy gradientów ciśnień Bojarski (1996) określił lateralny ogólny kierunek przepływu wód. Informacja ta została również wykorzystana do analizy możliwości lokowania CO₂ w proponowanych kolektorach.

Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów (J.Wagner, J. Szulik)

W związku ze zmiennymi regionalnie warunkami hydrogeologicznymi, ich charakterystyka została przedstawiona w podziale na trzy subregiony - jednostki geologiczne: Monoklinę Przedsudecką, Niekę Mogileńsko-Uniejowską oraz Wał Kujawski (Fig. 1.1.6_30).

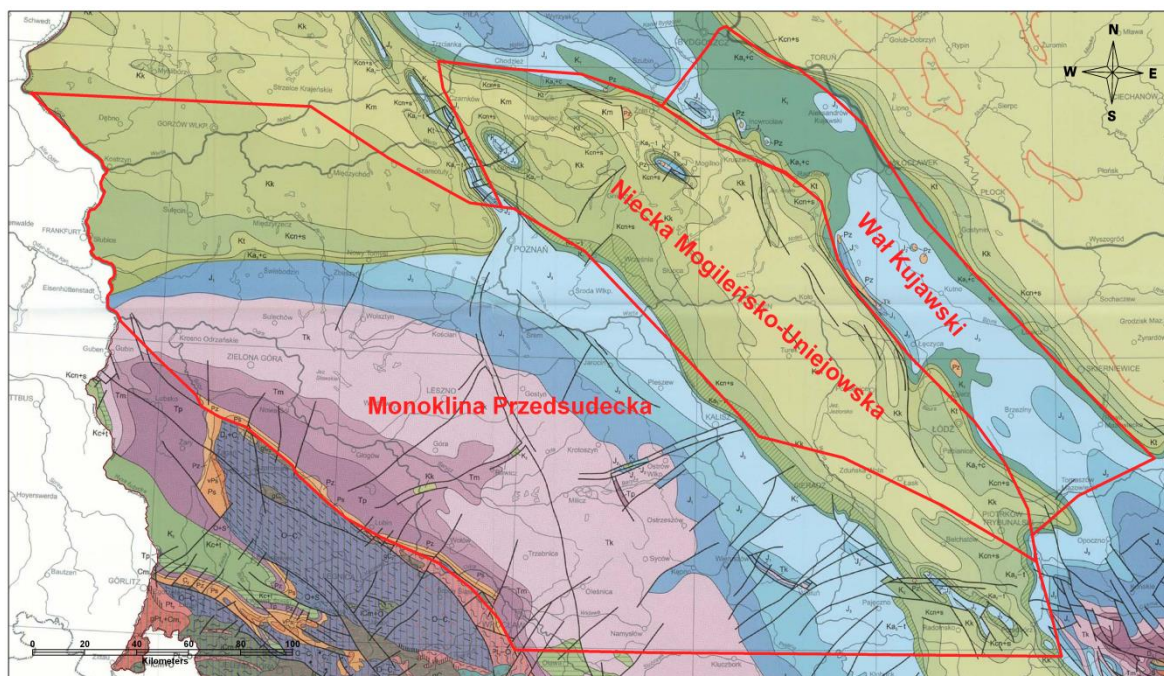


Fig. 1.1.6_30 Granice jednostek geologicznych w regionie Wielkopolski

Parametry wyszczególnionych jednostek geologiczne zostały scharakteryzowane na podstawie:

- wykonanych w 2010 r. badań laboratoryjnych na próbkach z rdzeni wiertniczych otworów badawczych lub poszukiwawczych odwierconych z powierzchni w latach 1950-1990 – w granicach Monokliny Przedsudeckiej;
- wyników badań laboratoryjnych zestawionych w dokumentacjach geologicznych otworów wykonanych w latach 1950-1990 - w granicach Monokliny Przedsudeckiej, Niecki Mogileńsko-Uniejowskiej oraz Wału Kujawskiego;
- wyników badań polowych przeprowadzonych w otworach wykonanych w poszczególnych piętrach/poziomach wodonośnych, zestawionych w dokumentacjach geologicznych otworów odwierconych w latach 1950-1990 - w granicach Monokliny Przedsudeckiej, Niecki Mogileńsko-Uniejowskiej oraz Wału Kujawskiego.

MONOKLINA PRZEDSUDECKA

Wyniki badań laboratoryjnych wykonanych w 2010 r.

Zakładając systematyczny i reprezentatywny pobór prób, należy stwierdzić, że wśród opróbowanych rdzeni dominowały skały o przepuszczalności mniejszej niż 100 mD (2360 oznaczeń)- czyli skały półprzepuszczalne i nieprzepuszczalne (Pazdro Z., Kozerski B., 1990). Skały o przepuszczalności powyżej 100mD (160 oznaczeń) stanowiły zdecydowaną mniejszość oznaczeń ok. 6,3% (przy czym nie powiodło się wykonanie 519 oznaczeń próbek rdzenia).

Tabela 1.1.6_34 Wartości maksymalne, średnie i minimalne parametrów hydrogeologicznych oznaczonych laboratoryjnie w 2010 r. – Monoklina Przedsudecka

Wiek		Głębokość m	Porowatość całkowita %	Porowatość efektywna %	Przepuszczalność Z mD	Przepuszczalność X mD
perm czerwony spągowiec	min	1241,3	0,27	0,01	0,000	0,001
	max	3119,5	46,31	26,67	814,870	888,250
	średnia		13,76	15,80	39,880	20,730

Porowatość całkowita została określona w przedziałach mających znaczenie dla sekwestracji CO₂:

- porowatość poniżej 10 % stwierdzono w 79 otworach (862 oznaczenia),
- porowatość 10-20 % stwierdzono w 92 otworach (1560 oznaczeń),

- porowatość powyżej 20 % stwierdzono w 56 otworach (540 oznaczeń).

Biorąc pod uwagę kryteria wyboru formacji i struktur do bezpiecznego składowania CO₂ należy rozpatrywać te ośrodki skalne, których porowatość wynosi minimum 10%.

Porowatość efektywną scharakteryzowano w oparciu o te same kryteria jak przy porowatości całkowitej:

- porowatość poniżej 10 % stwierdzono w 3 otworach (7 oznaczeń),
- porowatość 10-20 % stwierdzono w 5 otworach (35 oznaczeń),
- porowatość powyżej 20 % stwierdzono w 5 otworach (13 oznaczeń).

Wartości ekstremów właściwości hydrogeologicznych skał w poszczególnych otworach (badania laboratoryjne w 2010 r.) zostały przedstawione w **Tabeli 1.1.6_34**.

Wyniki badań laboratoryjnych wykonanych w latach 1950-1990

Porowatość całkowita została określona w przedziałach mających znaczenie dla sekwestracji CO₂:

- porowatość poniżej 10 % stwierdzono w 172 otwory (6991 oznaczeń),
- porowatość 10-20 % stwierdzono w 136 otworach (2442 oznaczeń),
- porowatości powyżej 20 % w 79 otworach (558 oznaczeń).

Tabela 1.1.6_35 Wartości maksymalne, średnie i minimalne parametrów hydrogeologicznych z badań archiwalnych – Monoklina Przedsudecka

Wiek		Głębokość m	Porowatość całkowita %	Porowatość efektywna %	Przepuszczalność Z mD	Przepuszczalność X mD
jura	min	1670,7	0,56		0,012	
	max	1682,9	5,8		0,638	
	średnia		3,23		0,154	
perm	min	320,55	0,02	0,19	0	0
	max	4960	41,65	28,1	570,41	2813,28
	średnia		6,79	7,48	11,17	12,07
karbon	min	382,4	0,01	0	0,046	0

max	3398	30,98	26,41	8,414	1330
średnia		7,48	3,52	0,51	9,17

Porowatość efektywną scharakteryzowano w oparciu o te same kryteria jak przy porowatości całkowitej:

- porowatość poniżej 10 % stwierdzono w 10 otworach (473 oznaczenia),
- porowatość 10-20 % stwierdzono w 10 otworach (113 oznaczeń),
- porowatości powyżej 20 % w 6 otworach (21 oznaczeń).

Wartości ekstremów właściwości hydrogeologicznych skał w poszczególnych otworach CBDG zostały przedstawione w **Tabeli 1.1.6_35**.

Charakterystyka warunków hydrogeologicznych

W granicach Monokliny Przedsudeckiej występują następujące piętra wodonośne: czwartorzędu, neogenu- paleogenu, kredy, jury, triasu, permu i karbonu.

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje na prawie całym obszarze Monokliny Przedsudeckiej. Wodonośne są piaski różnoziarniste i żwiry z różnowiekowych struktur dolin rzecznych, dolin kopalnych, poziomów fluwioglacjalnych powierzchniowych i kopalnych (poziomy międzyglinowe), rynien lodowcowych i innych drobnych form lodowcowych (np. sandry). Liczba i miąższość poziomów wodonośnych i ich zasięg jest związany z zasięgiem kolejnych zlodowaceń (Dąbrowski S., Przybyłek J., Górski J., 2007). Miąższość utworów czwartorzędowych dochodzi do 100-120 m (w obrębie obniżień podłoża neogeńskiego, np. rejon Leszna oraz na wschód od Nowej Soli i w dolinie Baryczy). Przewodność warstw wynosi od 0,4-200 m²/h. Moduł odnawialności zasobów waha się w przedziale od 3,0 do 14,1 m³/h·km² (Dąbrowski S., Przybyłek J., Górski J., 2007 w Paczyński B, Sadurski A., red., 2007).

Neogeńsko-paleogeńskie piętro wodonośne zbudowane jest z dwóch poziomów wodonośnych, tj. mioceni i oligoceni (porozdzielanych warstwami mułkowo-ilastymi i węglowymi). Poziom mioceni składa się z dwóch istotnych warstw wodonośnych: warstwa górna (środkowy i górny miocen budują kwarcowe piaski drobnoziarniste i pylaste warstw adamowskich), warstwa dolna (dolny miocen budują piaski kwarcowo-łuszczkowe drobnoziarniste i pylaste). Poziom oligoceni budują warstwy drobnoziarnistych piasków kwarcowo-łuszczkowo-glaukonitowych. Zbiornik w poziomie mioceni jest intensywnie eksploatowany, szczególnie tam, gdzie jest brak poziomu czwartorzędowego, dlatego wskutek eksploatacji zasobów obserwuje się obniżanie się ciśnienia piezometrycznego w tempie od 0,25 do 0,75 m/rok (okolice miejscowości od Środa Wielkopolska, Poznań, Śrem do Jarocina), wskazujące na ubytek zasobów z przyczyny antropogenicznej działalności człowieka. W centralnej części basenu neogeńskiego ma miejsce wyraźne zróżnicowanie ciśnień piezometrycznych w obu poziomach wodonośnych. Wyższe ciśnienia utrzymują się w poziomie

oligocenijskim, szczególnie w strefie obszaru występowania wód słodkich w utworach liasu i dolnego doggeru.

Kredowe piętro wodonośne w granicach Monokliny Przedsudeckiej występuje miejscami w północnej i północno-wschodniej części jednostki strukturalnej. Litologicznie kredowe piętro wodonośne stanowią spękane piaskowce, margle, wapienie, opoki i gezy.

Jurajskie piętro wodonośne występuje w północnej, północno-wschodniej i wschodniej części jednostki (Fig. 1.1.6_30).

Poziom górnourajski - zbudowany jest z wapieni i margli oksfordu i kimerydu oraz wapieni piaszczystych i piaskowców keloweju. Parametry hydrogeologiczne tych utworów zależą od głębokości i gęstości spękań. Prowadzą wody o ciśnieniu subartezyjskim lub artezyjskim (Dąbrowski S., Przybyłek J., Górski J., 2007 w Paczyński B, Sadurski A., red., 2007).

Poziom środkourajski - tworzą serie piaskowców i piasków aalenu i bajosu, tzw. piaskowce kościeliskie oraz warstwy piasków i piaskowców wyższego batonu. Poziom ma charakter subartezyjski. Utwory jury środkowej stanowią poziom skał zbiornikowych charakteryzujący się dogodnymi warunkami dla występowania w nich wód (Bojarski L., Płochniewski Z, Stachowiak J., 1979). Na podstawie badań polowych określono ciśnienie złożowe (Pz) wynoszące 7,89-9,54 MPa, gradient ciśnienia wynosi 0,098-0,100 (3 oznaczenia), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 2,19-21,90 m³/h (4 oznaczenia), przyływ solanki (V) wynosił 2,50-8,80 m³/h (3 oznaczenia).

Poziom dolnourajski - tworzą piaskowce, żwiry i zlepieńce. Utwory jury dolnej stanowią najlepszy poziom skał zbiornikowych wśród wszystkich utworów od karbonu do kredy i charakteryzują się dogodnymi warunkami dla występowania w nich wód termalnych (Bojarski L., Płochniewski Z, Stachowiak J., 1979). Prowadzi on wody pod ciśnieniem subartezyjskim. Na podstawie badań polowych określono ciśnienie złożowe (Pz) wynoszące 8,18-85,90 MPa (4 oznaczenia), gradient ciśnienia wynosi 0,095-0,108 (6 oznaczeń), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,7-76,000 m³/h (12 oznaczeń).

Triasowe piętro wodonośne występuje w granicach całej rozpatrywanej jednostki strukturalnej. Utwory triasu są na ogół słabo przepuszczalne. Nieliczne poziomy zbiornikowe występują głównie w środkowym pstrym piaskowcu (T₁) oraz w poziomie piaskowca trzcinowego kajpru (T₃).

W wyniku opróbowania poziomu górnourajskiego (kajpru) uzyskano małe przykławy ciśnienie złożowe (Pz) wynoszące 9,60-9,95 MPa (2 oznaczenia), gradient ciśnienia wynosi 0,099-0,107 (3 oznaczenia), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,17-11,00 m³/h (6 oznaczeń). Na podstawie badań polowych wykonanych na utworach triasu środkowego określono wydajność poziomu (Q) na poziomie 2,800 m³/h (1 oznaczenie), przyływ solanki (V) wynosił 2,19 m³/h (1 oznaczenie).

Nieliczne poziomy zbiornikowe dolnourajskie występują w środkowym pstrym piaskowcu, gdzie na podstawie badań polowych uzyskano przykławy (V) 4,7-218,0 m³/h (6 oznaczeń). Ciśnienie złożowe wynosiło 16,72-22,70 MPa (7 oznaczeń), gradient ciśnienia określono na 0,100-0,109 (7 oznaczeń).

Permskie piętro wodonośne stwierdzono na całym terenie Monokliny Przedsudeckiej.

W cechszynie (P₂) najlepszym poziomem zbiornikowym jest dolomit główny, który charakteryzuje się ogromną zmiennością własności kolektorskich skał. W wyniku jego opróbowania na ogół nie uzyskano żadnego przyływu i jedynie w strefach dyslokacyjnych stwierdzono silne przyływy solanek z zawartością H₂S o ciśnieniach złożowych anomalnych, prawie dwukrotnie wyższych od ciśnienia hydrostatycznego, gradient ciśnienia 0,108-0,213 (68 oznaczeń). Wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,086-26,92 m³/h (85 oznaczeń), przyływ solanki (V) wynosił 0,200-9,500 m³/h (31 oznaczeń).

Utwory czerwonego spągowca (P₁) wykazują miejscami dość dobre własności zbiornikowe. W wyniku opróbowania stropowych partii piaskowców w niektórych otworach stwierdzono przyływy solanek 0,310-13,500 m³/h (68 oznaczeń) lub gazu ziemnego od 100 do 604 Nm³/min. Ciśnienie złożowe określono na poziomie 26,46-42,58 MPa (154 oznaczenia). Gradient ciśnienia jest niski i wynosi 0,097-0,990 (149 oznaczeń).

Karbońskie piętro wodonośne zbudowane jest z nieprzepuszczalnych, zwięzłych piaskowców drobnoziarnistych oraz iłowców. W profilu geologicznym omawianego rejonu stwierdzono kilka wyraźnych poziomów zbiornikowych. Na podstawie badań polowych określono ciśnienie złożowe (P_z) wynoszące 26,21÷40,37 MPa (11 oznaczeń), gradient ciśnienia wynosi 0,101-0,115 (10 oznaczeń), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,030-24,280 m³/h (12 oznaczeń), przyływ solanki (V) wynosił 5,20-8,70 m³/h (2 oznaczenia).

NIECKA MOGILEŃSKO - UNIEJOWSKA

Wyniki badań laboratoryjnych wykonanych w 2010 r.

Zakładając systematyczny i reprezentatywny pobór prób, należy stwierdzić, że wśród opróbowanych rdzeni dominowały skały o przepuszczalności mniejszej niż 100 mD.

Porowatość całkowita została określona w przedziałach mających znaczenie dla sekwestracji CO₂:

- porowatość poniżej 10 % stwierdzono w 3 otworach (8 oznaczenia),
- porowatość 10-20 % stwierdzono w 5 otworach (16 oznaczeń),
- porowatość powyżej 20 % stwierdzono w 4 otworach (6 oznaczeń).

Biorąc pod uwagę kryteria wyboru formacji i struktur do bezpiecznego składowania CO₂ należy rozpatrywać tylko ośrodki z porowatością minimum 10%.

Wartości hydrogeologiczne w poszczególnych otworach (badania laboratoryjne w 2010 r.) zostały przedstawione w **Tabeli 1.1.6_36**.

Tabela 1.1.6_36 Wartości maksymalne, średnie i minimalne parametrów hydrogeologicznych oznaczonych laboratoryjnie w 2010 r. – Niecka Mogileńsko-Uniejowska

Wiek		Głębokość m	Porowatość całkowita %	Przepuszczalność mD
kreda	min	840,5	0,61	0,001
	max	1932,3	26,12	1015,224
	średnia		15,36	382,414
jura	min	1056,6	1,11	0,125
	max	2722,5	28,46	482,197
	średnia		12,84	99,289

Wyniki badań laboratoryjnych wykonanych w latach 1950-1990

Porowatość całkowita została określona w przedziałach mających znaczenie dla sekwestracji CO₂:

- porowatość poniżej 10 % stwierdzono w 4 otworach (85 oznaczeń),
- porowatość 10-20 % stwierdzono w 3 otworach (13 oznaczeń),
- porowatości powyżej 20 % w 1 otworze (1 oznaczenie),
- oznaczenie porowatości nie powiodło się w 57 przypadkach na 156 próbek.

Tabela 1.1.6_37 Wartości maksymalne, średnie i minimalne parametrów hydrogeologicznych z badań archiwalnych – Niecka Mogileńsko-Uniejowska

Wiek		Głębokość m	Porowatość całkowita %	Porowatość efektywna %	Przepuszczalność Z mD	Przepuszczalność X mD
jura	min	1409	0,75	0,16	0,1	0,1
	max	3624,1	21,36	25,27	1200	530
	średnia		6,09	10,45	44,08	28,3
trias	min	2325	0,75	0,34	0,1	0,1
	max	3906,5	5	15,19	335,2	0,1
	średnia		2,23	6,59	69,3	0,1

Porowatość efektywną scharakteryzowano w oparciu o te same kryteria jak przy porowatości całkowitej:

- porowatość poniżej 10 % stwierdzono w 4 otworach (37 oznaczeń),
- porowatość 10-20 % stwierdzono w 3 otworach (31 oznaczeń),
- porowatości powyżej 20 % w 4 otworach (6 oznaczeń),
- oznaczenie porowatości nie powiodło się w 82 przypadkach na 156 próbek.

Wartości ekstremów właściwości hydrogeologicznych skał w poszczególnych 7 otworach CBDG zostały przedstawione w **Tabeli 1.1.6_37**.

Charakterystyka warunków hydrogeologicznych

W granicach Niecki Mogileńsko-Uniejowskiej występują następujące piętra wodonośne: czwartorzędu, neogenu-paleogenu, kredy, jury, triasu i permu.

Czwartorzędowe piętro wodonośne stwierdzono na prawie całym obszarze jednostki. Podobnie, jak to miało miejsce w Monoklinie Przedsudeckiej, wody podziemne prowadzone są przez piaski różnoziarniste i żwiry z różnowiekowych struktur dolin rzecznych, dolin kopalnych, poziomów fluwioglacjalnych powierzchniowych i kopalnych (poziomy międzyglinowe), rynien lodowcowych i innych drobnych form lodowcowych.

Neogeo-paleogeońskie piętro wodonośne budują 1-2 poziomy piasków o niewielkiej miąższości i zasobności, na ogół głębokości 20-35 m. Lokalnie zróżnicowanie miąższości jest większe, a niekiedy brak jest warstw wodonośnych (Sempolno-Kruszwica, rejon Słupcy). Współczynnik filtracji waha się od 0,168,2 do 38,4 m/24h. Zasilanie poziomu mioceńskiego odbywa się poza granicami jednostki, pewne znaczenie ma przesączanie z czwartorzędu, zwłaszcza przez struktury kopalne, oraz przez struktury mezozoiczne (Malinowski J., red., 1990).

Kredowe piętro wodonośne występuje prawie na całej powierzchni jednostki mogileńsko-uniejowskiej. Strefa aktywnej wymiany wód, w osadach marglisto-wapiennych, sięga do głębokości około 200 m. Poziom użytkowy występuje najczęściej na głębokości 50-100 m, ku północnemu zachodowi nieco głębiej (100-150 m). Zasilanie piętra kredowego odbywa się na kontakcie z utworami młodszymi kenozoiku, a istotne znaczenie ma również zasilanie związane z dalekim krążeniem. Wydajność jednostkowa wynosi na ogół 3-50 m³/h, współczynnik filtracji 0,2-100 m/24h, wody pozostają pod ciśnieniem do 1500 Kpa (Malinowski J., red., 1990).

Utwory kredy górnej reprezentowane są przez skały węglanowe, których wodonośność wynika ze szczelinowatości malejącej na ogół z głębokością. W otworze Uniejów IGH-1, na podstawie badań geofizycznych, stwierdzono występowanie trzech poziomów wodonośnych: na głębokości 475,0-525,0 m w opokach kampanu; na głębokości 976,5-1019,0 m w opokach santonu i koniaku; na głębokości 1823,0-1857,5 m w silnie skawernowanych skałach wapienno-marglistych. Poziom kredy górnej z uwagi na stwierdzone wody termalne nie jest brany pod uwagę dla sekwestracji CO₂.

Poziom dolnokredowy, na podstawie analiz z 7 otworów, prowadzi wody pod ciśnieniem złożowym (Pz) wynoszącym 15,2-24,7 MPa (2 oznaczenia), przy gradiencie ciśnienia wynosi 0,097-0,132 (6 oznaczenia), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,275-41,000 m³/h (7 oznaczeń).

Jurajskie piętro wodonośne występuje na całej powierzchni badanej jednostki geologicznej.

Poziom górnourajski zbudowany jest z utworów oksfordu, kimerydu. W wyniku opróbowania poziomu uzyskano ciśnienie złożowe (Pz) wynoszące 18,13-22,83 MPa (2 oznaczenia), gradient ciśnienia wynosi 0,095-0,128 (5 oznaczeń), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 2,80-8,25 m³/h (3 oznaczenia).

Poziom środkowourajski tworzą serie piaskowców i piasków aalenu i bajosu oraz warstwy piasków i piaskowców wyższego batonu. Na podstawie badań polowych określono ciśnienie złożowe (Pz) wynoszące 15,71-22,83 MPa (2 oznaczenia), gradient ciśnienia wynosi 0,101-1,020 (3 oznaczenia), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,013-8,25 m³/h (4 oznaczenia).

Poziom dolnourajski zbudowany jest z piaskowców, żwirów i zlepieńców. Zgodnie z wynikami badań polowych określono ciśnienie złożowe (Pz) wynoszące 13,96-22,83 MPa (3 oznaczenia), gradient ciśnienia wynosi 0,095-0,128 (5 oznaczeń), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 2,5-45,49 m³/h (6 oznaczeń).

Triasowe piętro wodonośne występuje w granicach całej rozpatrywanej jednostki.

Poziom górnotriasowy (kajpru) charakteryzuje się ciśnieniem złożowym (Pz) wynoszącym 22,83-30,13 MPa (2 oznaczenia), gradient ciśnienia wynosi 0,120-0,128 (2 oznaczenia), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,19-8,25 m³/h (3 oznaczenia).

Poziom dolnotriasowy występuje w środkowym pstrym piaskowcu, gdzie na podstawie badań polowych uzyskano ciśnienie złożowe (Pz) 35,94-42,85 MPa (2 oznaczenia), gradient ciśnienia wynosi 0,130-0,131 (2 oznaczenia), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,236-2,000 m³/h (2 oznaczenia).

Permskie piętro wodonośne stwierdzono na całym terenie jednostki.

W wyniku opróbowania wód z utworów cechsztynu ciśnienie złożowe (Pz) określono na 56,25 MPa (1 oznaczenie), gradient ciśnienia wynosił 0,174-0,206 (2 oznaczenia). Wydajność poziomu (Q) wynosiła 0,25 m³/h (1 oznaczenie).

Poziom dolnego permu (utwory czerwonego spągowca) charakteryzuje ciśnienie złożowe (Pz) o wartości 43,02-48,35 MPa (2 oznaczenia), gradient ciśnienia wynosił 0,110-0,112 (2 oznaczenia). Wydajność poziomu (Q) wynosiła 0,026-0,1 m³/h (2 oznaczenia).

WAŁ KUJAWSKI

Wyniki badań laboratoryjnych wykonanych w 2010 r.

Porowatość całkowita została określona w przedziałach mających znaczenie dla sekwestracji CO₂:

- porowatość poniżej 10 % stwierdzono w 6 otworach (44 oznaczenia),
- porowatość 10-20 % stwierdzono w 6 otworach (62 oznaczenia),
- porowatości powyżej 20 % w 4 otworach (13 oznaczeń).

Tabela 1.1.6_38 Wartości maksymalne, średnie i minimalne parametrów hydrogeologicznych oznaczonych laboratoryjnie w 2010 r. – Wał Kujawski

Wiek		Głębokość m	Porowatość całkowita %	Przepuszczalność mD
jura	min	968,4	1,67	0,001
	max	2264,1	25,5	1141,34
	średnia		12,24	135,317

Wyniki badań laboratoryjnych wykonanych w latach 1950-1990

Porowatość całkowita została określona w przedziałach mających znaczenie dla sekwestracji CO₂:

- porowatość poniżej 10 % stwierdzono w 7 otworach (49 oznaczeń),
- porowatość 10-20 % stwierdzono w 7 otworach (73 oznaczenia),
- porowatości tylko powyżej 20 % w 6 otworach (64 oznaczenia),
- oznaczenie porowatości nie powiodło się w 80 przypadkach na 266 próbek.

Tabela 1.1.6_39 Wartości maksymalne, średnie i minimalne parametrów hydrogeologicznych z badań archiwalnych – Wał Kujawski

Wiek		Głębokość m	Porowatość całkowita %	Porowatość efektywna %	Przepuszczalność Z mD	Przepuszczalność X mD
jura	min	808,6	0,72	0	0,001	0,001
	max	2863	33,53	27,71	3200	2600

	średnia		15,41	11,24	306,206	280,471
trias	min	2121		0		
	max	2469,9		5,4		
	średnia			1,26		

Porowatość efektywną scharakteryzowano w oparciu o te same kryteria jak przy porowatości całkowitej:

- porowatość poniżej 10 % stwierdzono w 5 otworach (124 oznaczenia),
- porowatość 10-20 % stwierdzono w 4 otworach (62 oznaczenia),
- porowatości tylko powyżej 20 % w 4 otworach (52 oznaczenia).
- oznaczenie porowatości nie powiodło się w 28 przypadkach na 266 próbek.

Wartości ekstremów własności hydrogeologicznych w poszczególnych 8 otworach CBDG zostały przedstawione w **Tabela 1.1.6_39**.

Charakterystyka warunków hydrogeologicznych

W granicach Wału Kujawskiego występują następujące piętra wodonośne: czwartorzędu, neogenu-paleogenu, kredy, jury, triasu i dewonu.

Czwartorzędowe piętro wodonośne stwierdzono na prawie całym obszarze jednostki geologicznej. Wody podziemne prowadzone są przez piaski różnoziarniste i żwiry z różnowiekowych struktur dolin rzecznych, dolin kopalnych, poziomów fluwioglacjalnych powierzchniowych i kopalnych (poziomy międzyglinowe), rynien lodowcowych i innych drobnych form lodowcowych. W środkowej części antyklinorium kujawskiego występują liczne obniżenia podłoża czwartorzędowego wypełnione osadami czwartorzędu dużej miąższości (nawet od 130 m do ponad 300 m). Są to: strefa dyslokacyjna żychlin-łowicz, rowy tektoniczne, szczeliny tektoniczno-krasowe, niecki zapadliskowe wokół lub wzdłuż wysadów solnych koło Rogoźna, Kłodawy, Lubienia i Łaniet, rynny eworsyjne lub młyny lodowcowe, depresje glacitektoniczne (np. koło Krośniewic i Łowicza) oraz doliny rzeczne (Baraniecka M.D., 1980 w Malinowski J., red., 1991). W północno-wschodniej części regionu piętro wodonośne związane jest z utworami doliny i pradoliny Wisły, a w utworach podłoża czwartorzędu występują wody zasolone (rejon Ciechocinka). Piaski fluwioglacjalne i piaski współczesnej doliny Wisły, na ogół o miąższości 5-20 m, lokalnie nieco większej budują poziom wodonośny o wydajności najczęściej ponad 30 m³/h i ostrożnym reżimie eksploatacji wód (Malinowski J., red. 1991).

Neogeńsko-paleogeńskie piętro wodonośne budują 1-2 poziomy piasków o niewielkiej miąższości i zasobności. Piętro neogenu jest związane głównie z utworami miocenijskimi, a poziom oligoceński występuje fragmentarycznie w północno-zachodniej części regionu. Poziom wodonośny występuje najczęściej na głębokości 50-100 m w części kujawskiej antyklinorium. Utwory wodonośne mają miąższość od kilku do około 20 m, a na znacznych obszarach brak ich całkowicie lub występują wyspowo (np. rejon Kutna), budują one poziom wodonośny o wydajności najczęściej poniżej 30 m³/h i wskaźniku przewodności 48-120 m²/24h (Malinowski J., red., 1991).

Kredowe piętro wodonośne występuje również na obszarze jednostki geologicznej. Jest to zbiornik wód termalnych.

Poziom dolnej kredy charakteryzuje ciśnienie złożowe (Pz) o wartości 17,15 MPa (1 oznaczenie), gradient ciśnienia wynosił 0,098 (1 oznaczenie). Wydajność poziomu (Q) wynosiła 3,88 m³/h (1 oznaczenie).

Jurajskie piętro wodonośne występuje na przeważającej części badanej jednostki i obok piętra czwartorzędowego ma największe znaczenie użytkowe. Tylko w rejonie Włocławek-Wieniec Zdrój, w okolicy Ciechocinka oraz w strefach otaczających wysady solne i w wąskiej strefie towarzyszącej dolinie Moszczenicy i Bzury do Łowicza utwory jurajskie nie stanowią wodonośnego piętra użytkowego (Malinowski J., red., 1991). W kujawskiej części antyklinorium piętro wodonośne jury występuje przeważnie na głębokości 50-100 m, rzadko 100-150 m dostarczając zmiennej ilości wody 20-200m³/h. Strefa wód użytkowych w utworach jury zależy od głębokości występowania drożnych szczelin oraz od głębokości pojawiania się wód mineralnych. W skali regionalnej miąższość strefy wód

słodkich jest znaczna (300-700 m), lokalnie nie przekracza jednak 100-200 m (okolice Brześcia Kujawskiego i Włocławka – uzdrowisko Wieniec Zdrój).. (Malinowski J., red., 1991).

Poziom górnourajski zbudowany jest z utworów oksfordu, kimerydu. W wyniku opróbowania poziom uzyskano ciśnienie złożowe (Pz) wynoszące 1,37-11,080 MPa (4 oznaczenia), gradient ciśnienia wynosi 0,095-1,1 (4 oznaczenia), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,50-27,00 m³/h (4 oznaczenia).

Poziom środkowourajski tworzą serie piaskowców i piasków aalenu i bajosu oraz warstwy piasków i piaskowców wyższego batonu. Na podstawie badań polowych określono ciśnienie złożowe (Pz) wynoszące 2,5-26,36 MPa (36 oznaczeń), gradient ciśnienia wynosi 0,96-1,050 (35 oznaczeń), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,4÷85,00 m³/h (36 oznaczeń).

Poziom dolnourajski zbudowane są z piaskowców, żwirów i zlepieńców. Zgodnie z wynikami badań polowych określono ciśnienie złożowe (Pz) wynoszące 11,17-19,74 (25 oznaczeń), gradient ciśnienia wynosi 0,097-1,06 (25 oznaczeń), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,9-130,00 m³/h (22 oznaczenia).

Triasowe piętro wodonośne występuje w granicach całej rozpatrywanej jednostki.

Poziom górnotriasowy charakteryzuje się ciśnieniem złożowym (Pz) wynoszącym 24,43-67,60 (6 oznaczeń), gradient ciśnienia wynosi 0,103-0,166 (6 oznaczeń), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,041-11,00 m³/h (6 oznaczeń).

Poziom środkowotriasowy występuje w środkowym pstrym piaskowcu, gdzie na podstawie badań polowych uzyskano ciśnienie złożowe (Pz) 49,66 MPa (1 oznaczenie) i gradient ciśnienia wynosi 0,12 (1 oznaczenie).

Poziom dolnotriasowy występuje w środkowym pstrym piaskowcu, gdzie na podstawie badań polowych uzyskano ciśnienie złożowe (Pz) 19,23÷49,66 MPa (5 oznaczeń), gradient ciśnienia wynosi 0,103-0,131 (5 oznaczeń), wydajność poziomu (Q) waha się w przedziale 0,120-2,000 m³/h (5 oznaczeń).

Dewońskie piętro wodonośne występuje również na terenie tej jednostki geologicznej. W wyniku opróbowania wód utworów dewonu dolnego ciśnienie złożowe (Pz) określono na 22,390 MPa (1 oznaczenie) a gradient ciśnienia wynosił 0,101 (1 oznaczenie).

CHARAKTERYSTYKA GŁÓWNYCH ZBIORNIKÓW WÓD PODZIEMNYCH

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych występujące na obszarze Monokliny przedsudeckiej, Niecki Mogileńsko-Uniejowskiej i Wału Kujawskiego są stosunkowo dobrze rozpoznane. Określono w większości zasady ich ochrony w ramach CPBP 04.10.09. Natomiast postępuje degradacja ich jakości i zasobów wód (Błaszyk T., Dąbrowski S., Górski J., Przybyłek J., 1991).

W granicach Monokliny przedsudeckiej stwierdzono 47 Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (**Fig. 1.1.6_31** i **Tabela 1.1.6_40**, które przedstawiono zgodnie z publikacją (Kleczkowski A.S. red., 1990).

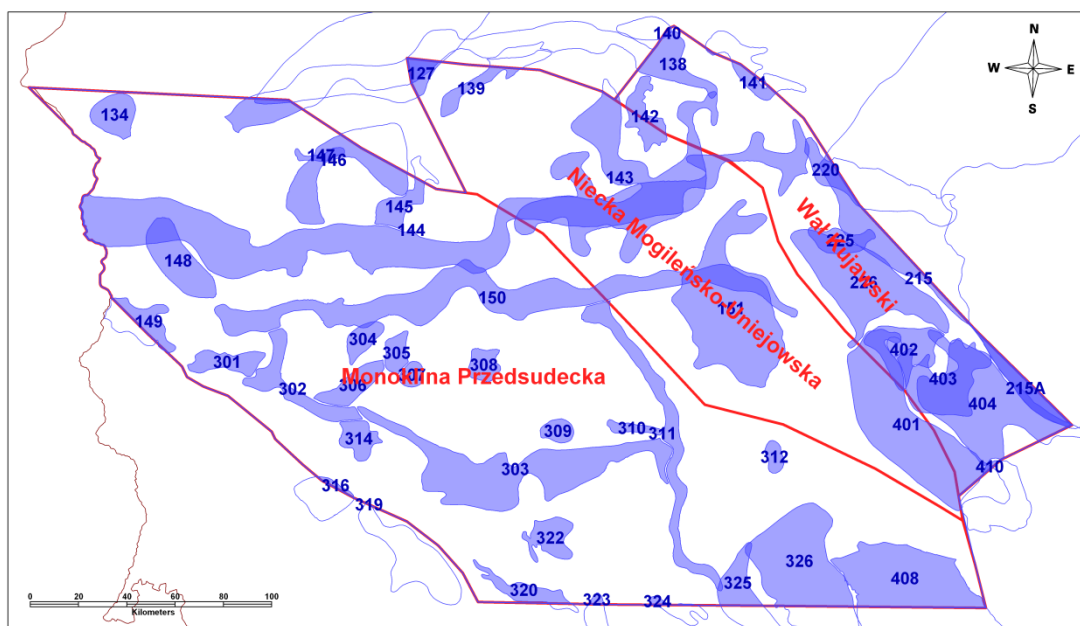


Fig. 1.1.6_31 Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych występujących w granicach regionu Wielkopolska

Tabela 1.1.6_40 Wykaz Głównych Zbiorników Wód Podziemnych występujących w granicach opracowania Wielkopolska

NUMER GZWP	NAZWA GZWP	POWIERZCHNIA CAŁEGO GZWP	WIEK GZWP
127	Subzbiornik Złotów-Piła-Strzelce Kraj.	3876	Tr
134	Zbiornik Dębno	242	Qm,Tr
138	Pradolina Toruń-Eberswalde (Noteć)	2100	Qp
139	Dolina kopalna Smogulec-Margonin	250	Qpk
140	Subzbiornik Bydgoszcz	170	Tr
141	Zbiornik rzeki dolna Wisła	354	Qpm
142	Zbiornik międzymorenowy Inowrocław-Dąbrowa	252	Qm
143	Subzbiornik Inowrocław-Gniezno	2000	Tr
144	Dolina kopalna Wielkopolska	4000	Qk
145	Dolina kopalna Szamotuły-Duszniki	200	Qk
146	Subzbiornik Jeż.Bytyńskie-Wronki-Trzciel	750	Tr

147	Dolina rzeki Warta (Sieraków-Międzychód)	50	Qd
148	Sandr rzeki Pliszka	506	Qs
149	Sandr Krosno-Gubin	340	Qsk
150	Pradolina Warszawa-Berlin (Koło-Odra)	1904	Qp
151	Zbiornik Turek-Konin-Koło	1760	Cr3
215	Subniecka warszawska	51000	Tr
215A	Subniecka warszawska (część centralna)	17500	Tr
220	Pradolina rzeki środkowa Wisła (Włocławek-Płock)	800	Qp
225	Zbiornik międzymorenowy Chodcza-Łanięta	200	Qm
226	Zbiornik Krośniewice Kutno	1200	J3
301	Pradolina Zasieki-Nowa Sól	236	Qpk
302	Pradolina Barycz-Głogów (W)	435	Qp
303	Pradolina Barycz-Głogów (E)	1620	Qp
304	Zbiornik międzymorenowy Zbąszyn	164	Qm
305	Zbiornik międzymorenowy Leszno	130	Qm
306	Zbiornik Wschowa	200	Qsm
307	Sandr Leszno	80	Qs
308	Zbiornik międzymorenowy rzeki Kania	140	Qm
309	Zb. m.m. Smoszew-Chwaliszew-Sulmierzyce	96	Qm
310	Dolina kopalna rzeki Ołobok	50	Qk
311	Zbiornik rzeki Prosna	535	Qdk
312	Zbiornik Sieradz	78	Cr3
314	Pradolina rzeki Odra (Głogów)	347	Qpk
316	Subzbiornik Lubin	258	Tr
320	Pradolina rzeki Odra	231	Qp
322	Zbiornik Oleśnica	232	Qmk
323	Subzbiornik rzeki Stobrawa	180	Tr
324	Dolina kopalna Kluczbork	84	Qk
325	Zbiornik Częstochowa (W)	848	J2
326	Zbiornik Częstochowa (E)	3257	J3

401	Niecka łódzka	1875	Cr1
402	Zbiornik Stryków	260	J3
403	Zbiornik międzym. Brzeziny-Lipce Reymontowskie	726	Qm
404	Zbiornik Koluszki-Tomaszów	1109	J3
408	Niecka miechowska (NW)	3194	Cr3
410	Zbiornik Opoczno	474	J3

W Tabeli 1.1.6_40 zestawiono zbiorniki wg Fig. 1.1.6_31 z podaniem ich nazwy, numeru rejestru wg AGH (Kleczkowski A.S. red. 1990), powierzchni zbiornika oraz wieku. Z zestawienia jasno wynika, że największymi zbiornikami wód podziemnych w piętrze czwartorzędowym w Wielkopolsce są trzy pradoliny, wyraźnie zaznaczające się w rzeźbie terenu, a związane z kolejnymi zasięgami faz zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego: na północy- Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, w części środkowej- Pradolina Warszawsko-Berlińska, na południu- Pradolina Baryczy. Ponadregionalny charakter ma zbiornik wielkopolskiej doliny kopalnej (WDK), która przebiega równoleżnikowo od rejonu Jeziora Gopło do granicy państwa w rejonie Słubic nad Odrą (Błaszyk T., Dąbrowski S., Górski J., Przybyłek J., 1991).

Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka stanowi rozległą, wklęsłą formę. Szerokość pradoliny szacuje się średnio na około 20 km. W strukturze pionowej występuje tu kilka poziomów akumulacji rzecznej, związanej z etapami kształtowania się odpływu w rytmie wahań klimatu. Budują ją wodonośne piaski różnoziarniste z przewagą średnio i drobnoziarnistych, natomiast w spągowych partiach – pospółki i żwiry.

Pradolina Warszawsko-Berlińska jest dość wąskim, kilkumetrowym obniżeniem, długości około 200 km, licząc od ujścia Proсны do granicy państwa, zajęty przez równoleżnikowe odcinki dolin Warty, Obry i Odry. Pradolina rozszerza się lokalnie do kilkunastu kilometrów (m.in. w okolicy Mosiny), gdzie łączy się lokalnie z WDK. Ten duży system drenażowy charakteryzuje się płytkim występowaniem utworów neogenu, głównie iłów poznańskich. W pradolinie występują dwa piętra wodonośne: czwartorzędu i neogenu, rozdzielone kilkudziesięciu- a nawet 100 metrowym kompleksem iłów poznańskich i glin zwałowych. (Malinowski J., 1991).

Pradolina Barycko-Głogowska jest to dość duży obszar, o zróżnicowanej morfologii i warunkach hydrogeologicznych, składająca się z trzech części (wschodniej, środkowej i zachodniej) (Malinowski J., 1991). Wschodni odcinek, najlepiej wykształcony, z Kotlinami Milicką (Odolanowską) i żmigrodzką, gdzie występują 2 lub 3 poziomy wodonośne schodzące do głębokości 80-120 m. Środkowy odcinek, obejmujący współczesną dolinę Odry po Nową Sól, charakteryzujący się największą miąższością i wodonośnością utworów czwartorzędowych, ale też gorszą jakością wody. Zachodni odcinek, wąski i płytki, ze stożkami napływowymi Bobru i Nysy Łużyckiej, ogólnie mało zasobny i sporadycznie użytkowany.

Jednostki pradolinne, sygnowane jako GZWP, mimo ciągłości i na ogół wyższej wodoprzewodności (200-500 m²/d), z wyjątkiem barycko-głogowskiej, cechuje jednak średnia lub zła jakość wody. Region wielopolski jest regionem deficytowym pod względem zaopatrzenia w wodę. Warunki polepszają się

ku północnemu-wschodowi wraz z rosnącym udziałem wodonośnego mezozoiku (głównie poziomów kredy górnej) i czwartorzędu. Przejawem deficytowości regionu wielopolskiego i niskiej zasobności mioceńskiego poziomu wodonośnego był długo utrzymujący się trend obniżania lustra wody tego poziomu na wysoczyźnie gnieźnińskiej (Dąbrowski S., 1978; Pich J., Zawadzka M., 1983).

Wielkopolska Dolina Kopalna (WDK), o długości 200 km i o szerokości od kilku do 20 km (Dąbrowski S., Szynalski M., 1975). Dolina kopalna Wielkopolska wyznaczona została w utworach piaszczystych i żwirowych o miąższości do 60 m. Posiada charakter subartezyjski, strefowo artezyjski i swobodny. Warstwę napinającą stanowi kompleks glin zwałowych o miąższości 30-65 m. Warunki swobodne występują w strefie nałożenia się Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej na Dolinę kopalną Wielkopolską (odcinek w okolicach miejscowości Górki-Rogalin i Radzewice-Mosina). Parametry hydrogeologiczne poziomu są następujące: współczynnik filtracji od $8,0 \cdot 10^{-5}$ do $2,8 \cdot 10^{-4}$ m/s; wodoprzewodność od kilku do 80 m²/h; zasobność sprężysta 0,00015 przy nadkładzie glin ponad 45 m i 0,00033 przy nadkładzie mniejszym; odnawialność wód podziemnych od 4,34 do 5,75, śr. 4,82 m³/h·km² (Przewodnik 62 Zjazdu PTG- Wycieczka D Wody podziemne rejonu Poznania problematyka ich eksploatacji i ochrony (Dąbrowski S., Górski J., Przybyłek J., 1991).

Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów

(L.Razowska-Jaworek)

Procesy przemian chemicznych wód i ich przemieszczania się w głębokich poziomach geologicznych zachodzą na ogół w czasie geologicznym i współcześnie są trudno zauważalne. Jednak w przypadku wyraźnego zaburzenia reżimu hydrodynamicznego wywołanego na przykład bardzo dużym obniżeniem się zwierciadła wody przez intensywną eksploatację lub odwadnianie kopalń może nastąpić wyrównywanie się ciśnień przez dopływ solanek z głębszych części basenu. Tąpięcia górnicze lub inne ruchy masywu skalnego mogą spowodować odnowienie się starych szczelin tektonicznych i uruchomienie przepływu ku powierzchni, przez pionowe drogi krążenia. Najbardziej niebezpieczny jest przepływ typu lateralnego z głębszej do płytszej części basenu, mniej niebezpieczny, ale gwałtowniejszy jest przepływ typu wertykalnego bezpośrednio z podłoża oraz w aureoli wysadów solnych typu lateralno-wertykalnego Macioszczyk (1971) i Bojarski (1996).

W celu charakterystyki hydrogeochemicznej dokonano analizy składu chemicznego 387 analiz wód z 263 otworów z głębokości 280-4530 m oraz wykonano uproszczone modelowanie analiz chemicznych wód za pomocą programu Wateval (Rock source deduction) oraz obliczono wybrane wskaźniki hydrochemiczne (Na/Cl i Cl/Br). Po zestawieniu tych danych dokonano ich interpretacji czyli oceny stopnia zmetamorfizowania wód będącego wskaźnikiem szczelności kolektora.

Poziomy wodonośne w kredzie i jurze prowadzą wody pochodzenia infiltracyjnego o wysokich wartościach wskaźnika Na/Cl wskazujących na typ genetyczny 1 do 3, które świadczą o słabej lub braku szczelności kolektorów, co było jednym z powodów wykluczenia ich z dalszych analiz przydatności do składowania dwutlenku węgla.

Charakterystykę hydrogeochemiczną kolektorów paleozoicznych przeprowadzono dla poziomów zbiornikowych występujących w profilu stratygraficznym regionu Wielkopolski spełniających podstawowe kryteria. Są to: głębokość 800–4000 m, miąższość ponad 20 m, obecność izolującego nadkładu.

Te warunki spełniają solanki wypełniające utwory triasu, permu i karbonu.

Tabela 1.1.6_41 Mineralizacja i wybrane składniki wód podziemnych piętra paleozoiku
w regionie Wielkopolskim

	Minerali- zacja	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO4	HCO3	Wskaźnik Na/Cl	Wskaźnik Na+K/Cl	Wskaźnik Cl/Br	Typ genety- czny
	g/l	mg/l										
Kreda dolna (n=12)												
Średnia	32,6	10540,5	386,9	883,6	256,2	18184,0	688,5	346,9	0,91	0,94	1443	3
Maksimum	93,0	31669,9	1520,1	2193,1	590,0	55165,0	1588,0	1198,0	0,99	1,06	4478	3
Minimum	8,7	2481,9	80,0	100,0	60,0	3900,0	41,0	61,0	0,86	0,88	596	2
Jura górna (n=13)												
Średnia	36,7	10784,9	521,6	1428,7	454,3	19457,2	2005,3	287,9	1,02	1,05		3
Maksimum	120,4	40262,5	1932,5	7137,0	1577,0	70920,0	3686,0	648,0	2,28	2,35		5
Minimum	0,8	115,5	5,5	21,0	2,0	156,0	47,0	36,0	0,62	0,64		1
Jura środkowa (n=10)												
Średnia	81,0	28034,7	865,6	2603,4	465,2	37138,5	1333,3	663,3	1,08	1,10	652	3
Maksimum	214,0	61250,0	1877,4	14600,0	2080,0	64283,0	2892,8	1891,0	3,20	3,20	1524	5
Minimum	10,9	3056,9	93,7	174,1	39,6	4255,2	43,0	7,0	0,01	0,02	88	2
Jura dolna (n=27)												
Średnia	45,8	14502,0	550,9	1259,8	1034,4	24588,0	739,2	425,4	1,21	1,24	1585	1-3
Maksimum	305,4	71382,7	3426,3	9410,0	19697,0	188369,0	6300,0	2200,0	4,89	5,03	13736	6
Minimum	0,5	102,0	11,0	11,0	6,8	57,0	13,0	76,0	0,58	0,60	74	1
Trias górny (n=13)												
Średnia	183,2	55820,1	1485,2	8174,1	1345,7	107947,4	2596,3	349,8	0,80	0,82	1556	3-4
Maksimum	311,0	107170,0	4184,2	37300,0	3223,0	189700,0	7819,0	1023,0	0,96	0,97	5458	6
Minimum	65,0	15978,1	185,0	1728,0	261,9	26240,0	242,0	56,0	0,56	0,57	69	3
Trias dolny (n=19)												
Średnia	287,4	72249,0	2753,4	26489,3	4114,9	174296,5	1001,7	126,5	0,65	0,67	313	4-6
Maksimum	370,7	123540,0	5325,0	63750,0	19782,0	223659,0	4366,0	438,5	1,00	1,01	1772	6
Minimum	113,7	23819,7	870,0	5719,8	692,8	67201,4	21,6	16,3	0,23	0,24	68	2

Perm - cechsztyń (n=91)												
Średnia	320,3	74243,3	4529,4	30957,2	7207,9	194573,1	1047,0	861,0	0,602	0,622	532	4-6
Maksimum	458,4	122000,0	27780,0	76536,0	85299,0	288124,2	6691,8	4178,5	0,970	0,990	7322	6
Minimum	22,0	4100,0	95,0	1280,1	209,6	12550,0	69,1	2,6	0,040	0,060	48	3
Perm - czerwony spągowiec (n=189)												
Średnia	258,6	55437,8	2678,4	33761,6	2674,5	156773,5	641,3	377,2	0,55	0,56	4583	5-6
Maksimum	360,2	112123,2	5381,7	73496,0	22130,0	221809,3	13161,0	5795,0	1,24	1,25	490487	6
Minimum	46,9	10900,0	220,0	1603,2	32,6	26050,0	0,9	32,7	0,14	0,14	32	2
Karbon (n=12)												
Średnia	250,5	59338,2	2867,1	27886,9	1493,8	150939,4	721,0	315,1	0,60	0,62	270	3-6
Maksimum	297,6	93121,1	4469,7	58350,0	3375,2	181049,7	2695,7	732,0	0,91	0,93	1008	6
Minimum	180,2	1517,0	1040,0	3419,0	400,0	108292,4	80,0	85,0	0,02	0,03	75	3

Trias dolny

Mineralizacja wód piętra triasu dolnego jest wysoka i wynosi od 65 do 311 g/l, przy średniej 183,2 g/l (**tab. 1.1.6_41**). Solanki górnego triasu charakteryzują się zróżnicowanym stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl waha się od 0,57 do 0,97 (najczęściej 0,75- 0,85) co świadczy o występowaniu wód o różnym pochodzeniu, od infiltracyjnych do stagnujących. Zawartości Na wynoszą od 56 do 107 g/l, średnio 16 g/l, Cl wynoszą od 26 do 190 g/l, średnio 108 g/l.

Mineralizacja wód piętra triasu górnego jest bardzo wysoka i wynosi od 114 do 371 g/l, przy średniej 287 g/l. Solanki górnego triasu charakteryzują się bardzo zróżnicowanym stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl waha się od 0,23 do 1,00 (najczęściej około 0,50-0,70), co świadczy o występowaniu wód o różnym pochodzeniu, od infiltracyjnych do stagnujących. Zawartości Na wynoszą od 23 do 124 g/l, średnio 72 g/l, Cl wynoszą od 67 do 224 g/l, średnio 174 g/l.

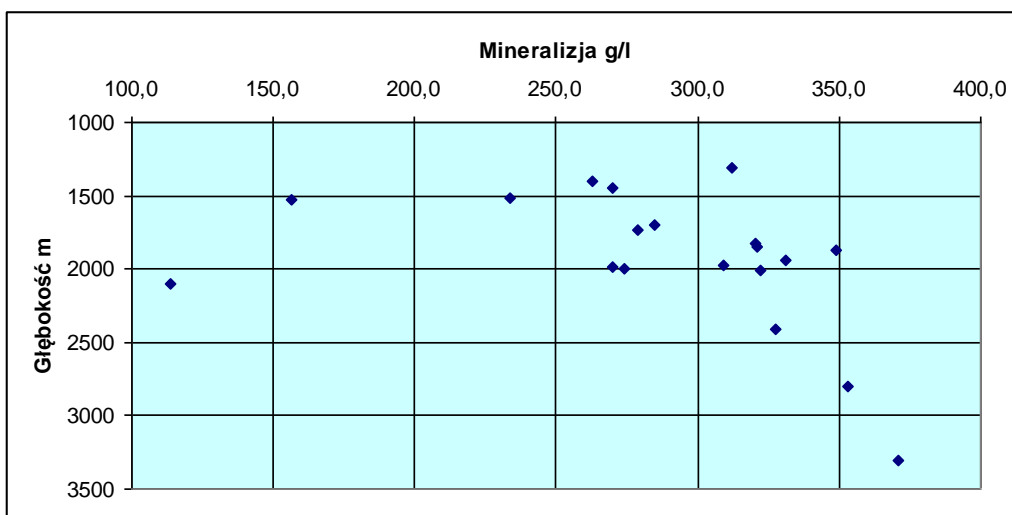


Fig. 1.1.6_32 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla dolnotriasowych poziomów wodonośnych w regionie wielkopolskim

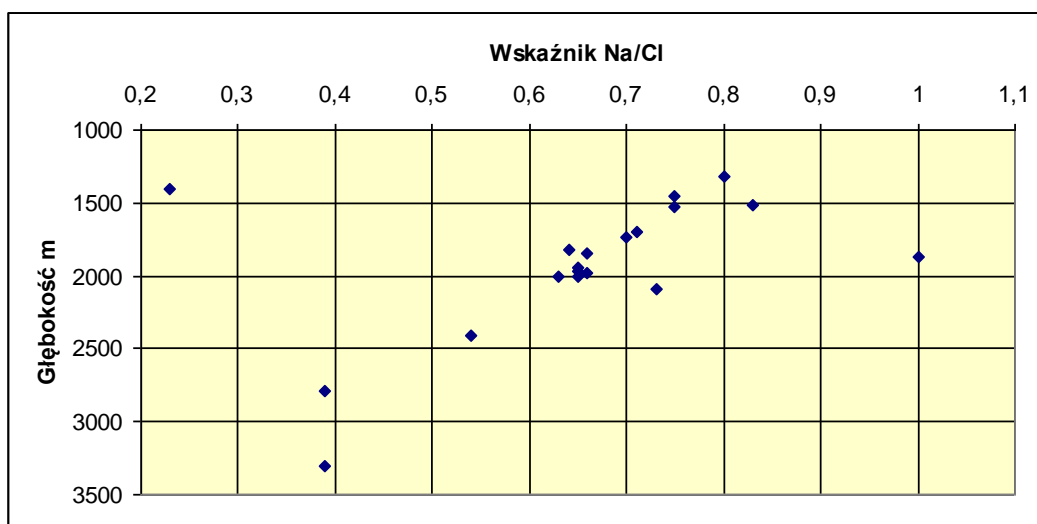


Fig. 1.1.6_33 Zależność wskaźnika Na/Cl od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych triasu dolnego w regionie wielkopolski

Perm - cechsztyń

Mineralizacja wód poziomów cechsztyńskich jest większa od mineralizacji wód poziomów triasowych i na ogół waha się od 22 do 458 g/l, przy średniej 320,3 g/l. Solanki cechsztyńskie charakteryzują się na ogół wysokim stopniem przemian chemicznych przy Na/Cl wynoszącym najczęściej około 0,55–0,85, co oznacza bardzo słaby kontakt z wodami infiltracyjnymi lub jego brak. W składzie solanek dominują Na i Cl, które wynoszą 41-122 g/l i 12-288 g/l, przy średnich dla Na 74 g/l, a dla Cl 195 g/l.

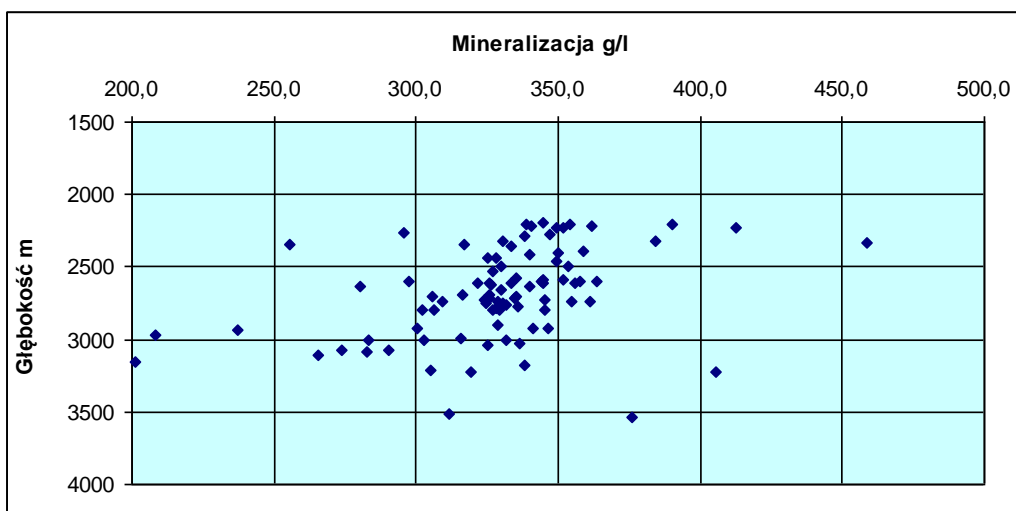


Fig. 1.1.6_34 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych cechsztynu w regionie wielkopolskim

Perm - czerwony spągowiec

Mineralizacja ogólna wód jest zróżnicowana, ale na ogół bardzo wysoka i waha się w granicach: od 47 g/l do 360 g/l, średnio 259 g/l, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych. Zawartości Na wynoszą od 11 do 112 g/l, średnio 55 g/l, Cl wynoszą od 26 do 222 g/l, średnio 157 g/l. Wartość wskaźnika Na/Cl mieści się w szerokim przedziale 0,1–1,2; ale w ponad 80% analiz w przedziale 0,4-0,6 co wskazuje na wody stagnujące, pochodzące z wyjątkowo szczelnych kolektorów.

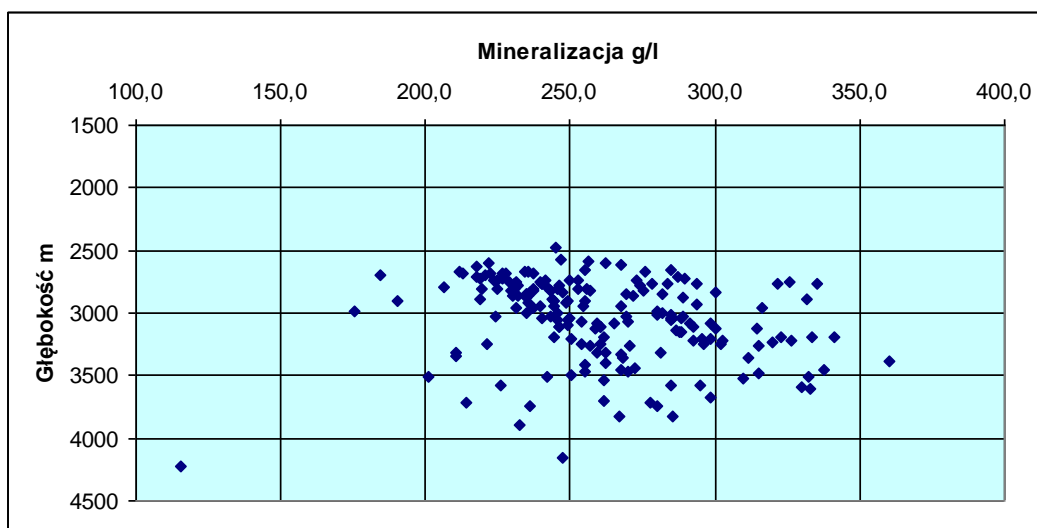


Fig. 1.1.6_35 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych w czerwonym spągowcu w regionie wielkopolskim

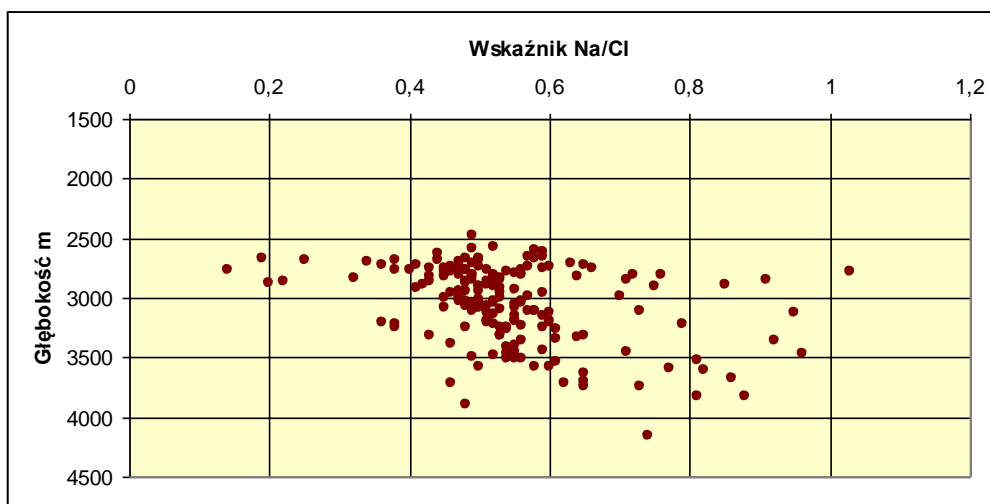


Fig. 1.1.6_36 Zależność wskaźnika Na/Cl od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych w czerwonym spągowcu w regionie wielkopolskim

W utworach permskich brak jest zależności mineralizacji ogólnej badanych wód od głębokości stropu poziomów wodonośnych. Najwyższe mineralizacje (ponad 400 g/l) stwierdzono w solankach cechsztyńskich, w otworach Września IG (405 g/l na głębokości 3220 m), Paproć 3 (412 g/l na głębokości 2234 m) oraz Paproć 1 (458 g/l na głębokości 2332 m). Na największych głębokościach (ponad 3900 m) w poziomie czerwonego spągowca, w otworach Objezierze IG1 i Zakrzyn IG1 mineralizacje są niższe i wynoszą odpowiednio 247 i 115 g/l, a w poziomie cechsztynu w otworze Obrzycko 2 109,5 g/l.

Karbon

Mineralizacja wód piętra karbońskiego jest bardzo wysoka i wynosi od 180 do 298 g/l, przy średniej 250 g/l. Solanki karbońskie charakteryzują się stosunkowo wysokim stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl wynosi najczęściej od 0,5 do 0,7 co świadczy o występowaniu wód silnie przeobrażonych, reliktowych. Zawartości Na wynoszą średnio 59 g/l, a Cl średnio 151 g/l.

Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO₂ (L.Razowska-Jaworek)

Występowanie solanek reliktowych o wysokim stopniu zaawansowania procesów przemian chemicznych, w tym wymiany jonowej, może świadczyć o istnieniu korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Na podstawie stopnia przeobrażenia składu chemicznego wód, wskaźników hydrochemicznych i wielkości stężenia solanek określono genetyczne typy wód obrazujące różne warunki dla składowania CO₂. Podstawą klasyfikacji jest uwzględnienie stopnia zaawansowania procesu wymiany jonowej solanek typu chlorkowo-wapniowego wyrażonego stosunkiem Na/Cl, Cl/Br, SO₄-100/Cl. W warunkach odizolowania poziomów zbiornikowych od strefy wymiany wód następuje spadek wartości stosunku Na/Cl<0,75; Cl/Br<300 i SO₄*100/Cl<1.

Duży wzrost jonu Ca²⁺ przy jednoczesnym spadku zawartości jonu Na⁺ świadczy o istnieniu ukierunkowanego procesu przemian chemicznych i odizolowaniu poziomów, co wiąże się z istnieniem korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Tabela 1.1.6_42 Klasy genetyczne wód podziemnych

Klasa	Stopień metamorfizmu i izolacji wód	Warunki do lokowania CO ₂
1	Wskaźnik Na/Cl >1 i/lub niska mineralizacja (M<3 g/l). Strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, wody współczesne.	nie można lokować (brak szczelności)
2	Wskaźnik Na/Cl>1, strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, ale wysoka mineralizacja i typ Cl-Na świadczą o ługowaniu pokładów soli.	interpretacja niepewna.
3	Wskaźnik Na/Cl 0,85-0,99, wysoka mineralizacja. Kontakt z wodami infiltracyjnymi istnieje, ale jest utrudniony, przepływ powolny, słaba wymiana. Kolektor rozszczelniony.	lokowanie warunkowe, po szczegółowym rozpoznaniu kolektora
4	Wskaźnik Na/Cl 0,66-0,84, wysoka mineralizacja. Dobra, długo trwająca izolacja, wody reliktowe, przepływ może być, ale znikomy, dobra szczelność kolektora, ale nie zupełna.	korzystne warunki do lokowania
5	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br 400-1000, bardzo wysoka mineralizacja. Wody reliktowe, bardzo dobra szczelność kolektora, ale są przesłanki świadczące o zmieszaniu wód z wodami młodszymi (w czasie geologicznym).	bardzo korzystne warunki do lokowania
6	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br <400, bardzo wysoka mineralizacja. Całkowita izolacja, wody reliktowe, stagnujące, bardzo szczelny kolektor.	najlepsze warunki do lokowania

Wydzielono 6 klas ze względu na stopień metamorfizmu wód i izolacji (**Tab. 1.1.6_42**). Klasy 1 i 2 to wody strefy aktywnej wymiany (niekorzystne warunki do lokowania CO₂), klasy 3 i 4 to wody zmetamorfizowane, ale w kontakcie z wodami infiltracyjnymi w przeszłości co stwarza słabo lub średnio korzystne warunki do lokowania CO₂, a klasy 5 i 6 to wody reliktowe, z bardzo szczelnych kolektorów o bardzo korzystnych warunkach do lokowania CO₂. Dla każdego kolektora, w którym wykonano analizę chemiczną wody, przyporządkowano jedną z 6 klas, co zostało zestawione w **Tabeli 1.1.6_42**.

Na mapach (**Fig. 1.1.6_37 i 38**), w sygnaturze każdego otworu zaznaczono kolorem mineralizację ogólną wód. Postępujący stopień przemian chemicznych wyrażony niskim stosunkiem Na/Cl (mniejszym od 0,9) świadczy o reliktowym charakterze wód i odizolowaniu ich od strefy wymiany wód. Natomiast występowanie solanek silnie stężonych (powyżej 200 g/l) o zawartości NaCl powyżej 90% lub zawartości jonu Mg²⁺ powyżej 30% mvali świadczy o zachodzących wtórnych procesach ługowania soli kamiennych lub potasowo-magnezowych.

Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

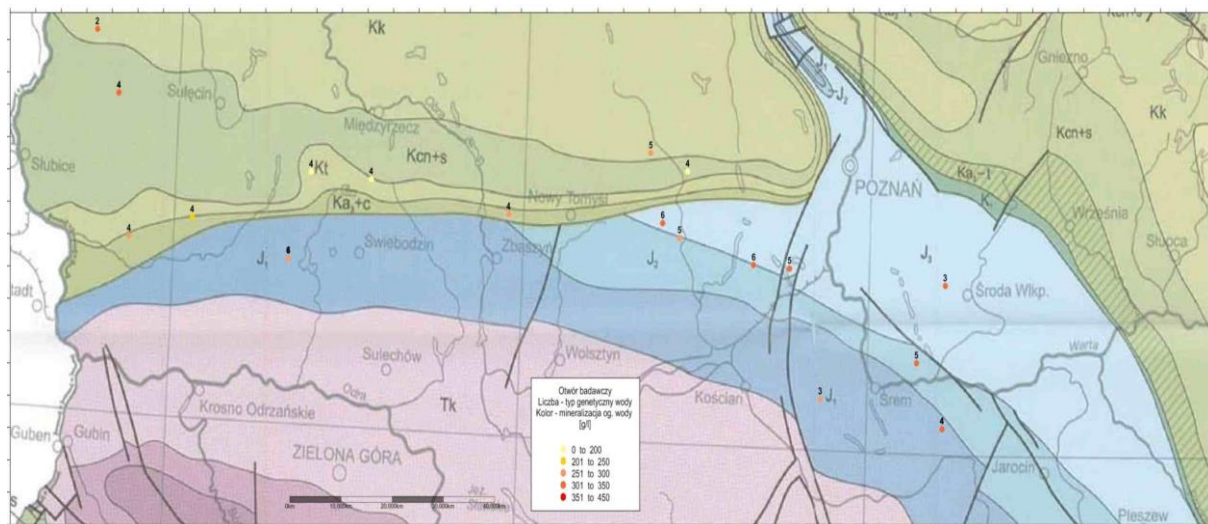


Fig. 1.1.6_37 Mineralizacja ogólna i typy genetyczne wód piętra triasowego w regionie Wielkopolski na tle budowy geologicznej obszaru

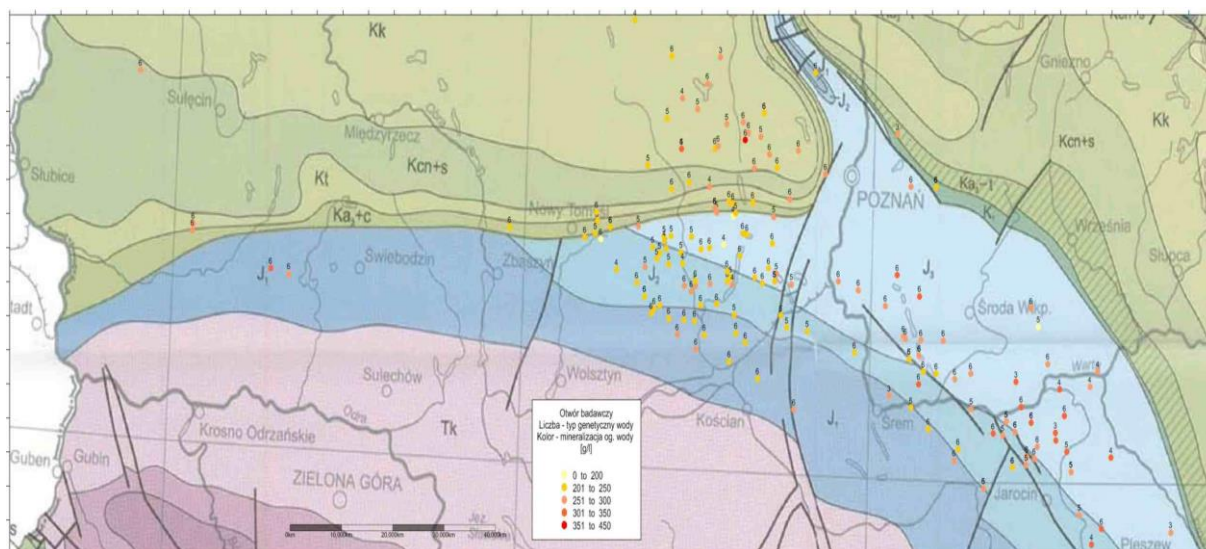


Fig. 1.1.6_38 Mineralizacja ogólna i typy genetyczne wód poziomu czerwonego spągowca w regionie Wielkopolski na tle budowy geologicznej obszaru

Na mapach (**Fig. 1.1.6_37 i 38**) przy każdym otworze zaznaczono też symbolem typ genetyczny wody jako wskaźnik stopnia metamorfizmu wód czyli izolacji kolektora od wód infiltracyjnych czyli od powierzchni terenu.

W utworach triasowych dominują typy genetyczne 4 czyli kolektory o szczelności dobrej, ale nie zupełnej. W rejonie wschodnim (Zakrzyn i Florentyna) mamy wody silnie przeobrażone, typu 5 i 6, czyli wody reliktowe, świadczące o bardzo szczelnych kolektorach.

W utworach cechsztynu dominują typy 4 i 5 czyli wody reliktowe świadczące o szczelnych i bardzo szczelnych kolektorach.

W wodach z czerwonego spągowca występują prawie wyłącznie typy 5 i 6, czyli wody stagnujące i reliktowe, świadczące o bardzo szczelnych kolektorach.

W wodach piętra karbońskiego występują głównie typy genetyczne 5 i 6 również świadczące o bardzo szczelnych kolektorach.

Głębokość możliwej strefy wymiany/kontaktu solanek i wód słodkich infiltracyjnych (mineralizacja rzędu 10 g/l – patrz rejon I – Bełchatów) waha się najczęściej w granicach 800 - 1000 m. Jedynie na Kujawach, w rejonie Koła osiąga ponad 1500 m. Jednak podobnie jak w rejonie Bełchatowa istotny wpływ na mineralizację solanek może mieć długookresowa pozioma migracja wód w obrębie kolektora regionalnego. Poza tym mineralizacja zależy zwykle od wieku utworów (np. dolna kreda, nawet jeśli leży bardzo głęboko, ma zwykle dość niską mineralizację). Stąd dla oceny możliwości wymiany wód słodkich i solanki bardziej miarodajne wydają się być ww. wskaźniki i typy genetyczne.

Powyższa interpretacja została wykorzystana przy typowaniu kolektorów do lokowania CO₂ oraz wyborze stref wyłączonych.

Rejon VII - NW Polska

Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO₂ ze skałami

Temp °C	pH	Na ⁺ mol/kg _{H2O}	K ⁺ mol/kg _{H2O}	Ca ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Mg ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Sr ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Fe ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Al ⁺⁺⁺ mol/kg _{H2O}
60	4.6	3.27	1.16 · 10 ⁻²	7.57 · 10 ⁻²	3.13 · 10 ⁻²	1.48 · 10 ⁻³	6.40 · 10 ⁻⁴	1.50 · 10 ⁻⁸
gęstość g/l		Cl ⁻ mol/kg _{H2O}	SO ₄ ⁻ mol/kg _{H2O}	Br ⁻ mol/kg _{H2O}	Alk (OH) eq/kg _{H2O}			SiO ₂ mol/kg _{H2O}
1.13		4.8	7.63 · 10 ⁻³	2.01 · 10 ⁻³	1.35 · 10 ⁻³			3.37 · 10 ⁻⁴

Tabela 1.1.6_43 Przykładowy, typowy skład i parametry solanki przyjmowane w modelowaniach hydrogeochemicznych (Chadwick et al., 2006)

Obecność CO₂ rozpuszczonego w solance powoduje że jej odczyn pH jest coraz bardziej kwaśny. Według dotychczasowych badań (Chadwick et al., 2006) przy reakcjach solanki z rozpuszczonym CO₂ a skałą najistotniejsze są zjawiska rozpuszczania i wytrącania kalcytu (w mniejszym stopniu innych węglanów), rozkładu plagioklazów (w szczególności albitu na dawsonit i krzemionkę), rozkładu minerałów ilastych (szczególnie chlorytu, który w obecności rozpuszczonego kalcytu rozkłada się na syderyt, dolomit, kaolinit i krzemionkę) oraz miki (muskowitu, który w obecności rozpuszczonej krzemionki rozkłada się na skaień potasowy i kaolinit). Wszystkie te zjawiska zachodzą jednocześnie, jednakże w różnym natężeniu i tempie (kalcyt reaguje najszybciej, mika najwolniej), stąd też niełatwo jest przewidzieć ich wzajemne oddziaływanie. Stąd właśnie informacje o obecności jonów i pierwiastków wymienionych w Tabeli 1.1.6_43 są istotne dla przewidywania i symulacji procesów geochemicznych zachodzących przy i po zatłaczaniu dwutlenku węgla do górotworu (np. obecność Na⁺, Ca⁺, Mg⁺², SO₄⁻).

Charakterystyka hydrogeochemiczna i hydrodynamiczna kolektorów

Charakterystykę hydrogeochemiczną i hydrodynamiczną kolektorów wykonano głównie na podstawie wyników uzyskanych z opróbowania poziomów zbiornikowych w głębokich otworach badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz w głębokich otworach wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa.

Celem opisanych badań była analiza poziomów wodonośnych dla wytypowania obszarów o największym rozprzestrzenieniu kolektora CO₂ spełniającego kryteria do lokowania.

Metodyka badań

Własności hydrogeologiczne oznaczono na podstawie próbek pobranych z rdzenia 48 otworów, w których współcześnie (2011 r.) wykonano oznaczenia: porowatości całkowitej, przepuszczalności. Dla utworów jurajskich wykonano 48 oznaczeń, dla triasowych 40 oznaczenia, dla permskich 3 oznaczenia oraz dla karbońskich 7 oznaczeń.

Analizie zostały poddane również wyniki badań laboratoryjnych zestawionych w archiwalnych dokumentacjach geologicznych 49 otworów (źródło – Centralna Baza Danych Geologicznych - CBDG). Oznaczono następujące parametry hydrogeologiczne: porowatość całkowita, porowatość efektywna, przepuszczalność pionowa i przepuszczalność pozioma. Dla utworów jurajskich analizie poddano 196 wyników, dla triasowych 298 wyników, dla permskich 514 wyników oraz dla karbońskich 15000 oznaczeń.

Do wstępnego wykonania badań hydrogeochemicznych wytypowano 263 otwory obejmujące kompleksy skał o najbardziej korzystnych właściwościach zbiornikowych. Mogą one być potencjalnie podstawowymi zbiornikami do sekwestracji CO₂.

Charakterystykę hydrochemiczną i hydrodynamiczną opracowano dla kompleksów skał obejmujących poziomy stratygraficzne mezozoiku: jurę górną oraz paleozoiku: kambr, dewon i karbon.

Na mapach (**Fig. 1.1.6_50 i 51**) zlokalizowano otwory wiertnicze z wykonanymi badaniami hydrogeologicznymi odpowiednio dla poszczególnych poziomów stratygraficznych, przy każdym otworze kolorem sygnowana jest mineralizacja wody w g/l. Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

W przypadku zaburzenia reżimu hydrodynamicznego, na przykład przy odnawianiu się starych systemów tektonicznych, ważną informacją jest różnica ciśnień złożowych i mineralizacji wód pomiędzy sąsiednimi poziomami. Na podstawie różnicy gradientów ciśnień Bojarski (1996) określił lateralny ogólny kierunek przepływu wód. Informacja ta została również wykorzystana do analizy możliwości lokowania CO₂ w proponowanych kolektorach.

Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów (J.Wagner, L. Razowska-Jaworek, J. Szulik)

Parametry wyszczególnionych jednostek geologicznych zostały scharakteryzowane na podstawie:

- wykonanych w 2011 r badań laboratoryjnych na próbkach z rdzeni wiertniczych otworów badawczych lub poszukiwawczych odwierconych z powierzchni w latach 1950÷1990 r.
- wyników badań laboratoryjnych zestawionych w dokumentacjach geologicznych otworów wykonanych w latach 1950÷1990
- wyników badań polowych wykonanych w otworach wykonanych w poszczególnych piętrach/poziomach wodonośnych, zestawionych w dokumentacjach geologicznych otworów wykonanych w latach 1950÷1990

Warunki hydrogeologiczne opisano w granicach Pomorza Zachodniego czyli obszaru struktur geologicznych: niecki szczecińskiej, wału pomorskiego i niecki pomorskiej (Fig. 1.1.6_39) w części północno-zachodniej Polski.

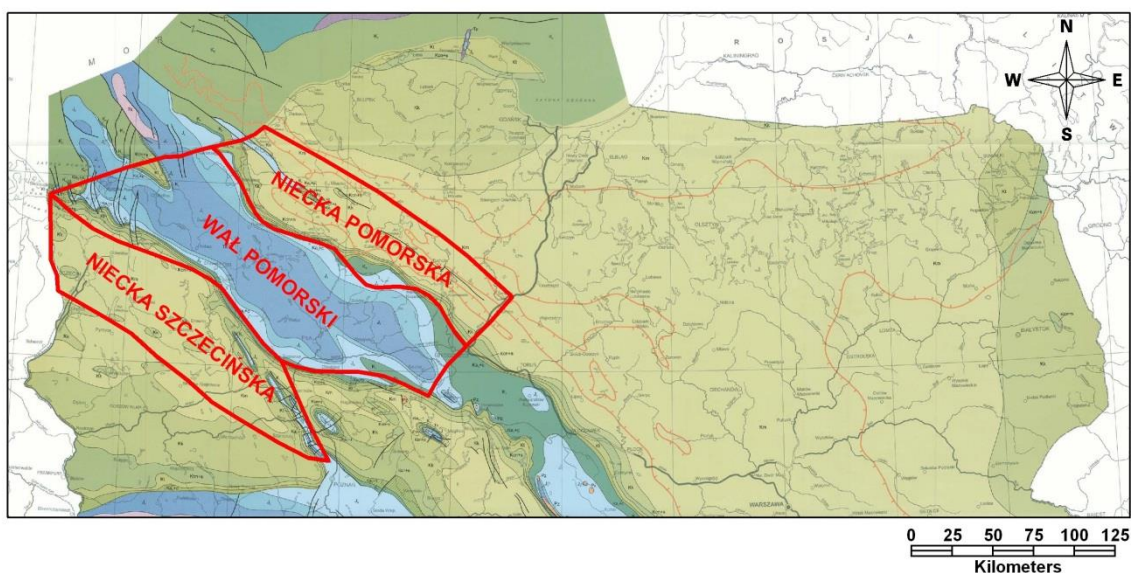


Fig. 1.1.6_39 Granice jednostek geologicznych w granicach Pomorza Zachodniego

Zgodnie z kryteriami wyboru formacji i struktur do bezpiecznego składowania CO₂ (na podstawie CO2STORE) głębokość występowania zbiornika powinna wynosić od 800÷1000 m do 2000÷2500 m, przy minimalnej miąższości warstw uszczelniających zbiornik wynoszącej 50 m. Miąższość warstwy zbiornika powinna wynosić powyżej 30 m (minimum 20 m), przy porowatości powyżej 20% (minimum 10%) i przepuszczalności zbiornika powyżej 200÷300 mD (minimum 100 mD). Zasolenie wód złożowych określono na minimum 30 g/l. Kryteria geologiczno-złożowe odnoszą się do projektów w skali demonstracyjnej i przemysłowej i charakteryzują się znacznym marginesem bezpieczeństwa.

Charakterystyka warunków hydrogeologicznych

W granicach regionu Pomorza Zachodniego występują następujące piętra wodonośne: czwartorzędu, neogenu, kredy, jury, triasu, permu, karbonu i dewonu. Ze względów na znaczenie dla sekwestracji CO₂, parametry hydrogeologiczne opisano dla dewonu, karbonu, permu, triasu i jury.

Tabela 1.1.6_44 Archiwalne wyniki badań polowych parametrów hydrogeologicznych w rejonie Pomorza Zachodniego

Wiek		Wydajność piętra/poziomu wodonośnego Q	Dopływ piętra/poziomu wodonośnego V	z	Ciśnienie złożowe Pz	Gradient ciśnienia złożowego
Neogen	Min	0,02			12,60	
	Max	0,02			12,60	
	Średnia	0,02			12,60	
	Licznik	1,00			1,00	
Kreda górna	Min	0,02			6,67	0,093
	Max	9,20			10,10	0,111
	Średnia	2,65			8,39	0,100
	Licznik	7,00			2,00	6,000
Kreda dolna	Min	0,55	3,09		0,89	0,098
	Max	11,53	3,09		19,14	0,103
	Średnia	4,93	3,09		8,68	0,100
	Licznik	11,00	1,00		7,00	8,000
Jura górna	Min	0,22	2,45		4,37	0,094
	Max	20,40	2,45		19,14	0,111
	Średnia	7,51	2,45		10,95	0,101
	Licznik	15,00	1,00		8,00	10,000
Jura środkowa	Min	0,09	5,70		4,94	0,096
	Max	20,40	6,30		17,34	0,106
	Średnia	6,07	6,00		8,82	0,100
	Licznik	19,00	2,00		12,00	16,000
Jura dolna	Min	0,09	4,25		7,40	0,092
	Max	51,00	11,60		24,39	0,108

	Średnia	14,33	6,91	14,18	0,101
	Licznik	41,00	6,00	24,00	33,000
Trias górny	Min	0,32	4,35	8,20	0,095
	Max	78,80	10,60	29,73	0,104
	Średnia	10,99	7,48	16,36	0,100
	Licznik	27,00	2,00	18,00	21,000
Trias środkowy	Min	0,08			
	Max	0,72			
	Średnia	0,31			
	Licznik	3,00			
Trias dolny	Min	0,03	2,00	10,46	0,089
	Max	46,80	7,70	28,22	0,118
	Średnia	8,59	4,46	19,19	0,103
	Licznik	52,00	6,00	32,00	41,000
Perm górny	Min	0,01	0,14	18,47	0,104
	Max	60,00	10,00	72,05	0,206
	Średnia	3,53	3,72	49,82	0,170
	Licznik	66,00	19,00	37,00	37
Perm dolny	Min	0,04	0,35	2,44	0,100
	Max	16,00	6,78	55,19	0,160
	Średnia	2,69	3,94	37,20	0,115
	Licznik	29,00	19,00	27,00	27,000
Karbon	Min	0,03	0,95	2,44	0,091
	Max	65,00	8,20	59,29	0,154
	Średnia	4,97	4,54	31,25	0,105
	Licznik	42,00	14,00	31,00	32,000
Dewon górny	Min	0,07			0,104
	Max	14,30			0,104
	Średnia	3,70			0,104
	Licznik	4,00			2,000

Dewon środkowy	Min	0,06		21,95	0,100
	Max	102,00		22,98	0,106
	Średnia	12,18		22,47	0,103
	Licznik	12,00		3,00	8,000
Dewon dolny	Min	0,05	0,38	33,61	0,102
	Max	0,12	0,38	41,79	221,200
	Średnia	0,08	0,38	37,70	73,808
	Licznik	3,00	1,00	2,00	3,000

Utwory dewonu charakteryzują się na ogół słabymi własnościami zbiornikowymi. Według Bojarskiego (Raczyńska /red./, 1987) w wyniku opróbowania 84 poziomów, aż w 34 przypadkach stwierdzono całkowity brak przyływu lub tylko sączenie się solanki. Wydajności przyływów na ogół 0,1-1,0 m³/h. Polepszenie własności laboratoryjnych (porowatość do 23%, przepuszczalność do 220mD) wpływa na wzrost wydajności 10 poziomów zbiornikowych Q10-26,8 m³/h w interwale głębokości 1914-2720m (otw.Wyszebórz 1). Warunki ciśnienia w obrębie piętra są naturalne, nie napotymano anomalnie wysokich ciśnień, jest to obszar niskich i najwyżej średnich ciśnień o gradientach 1,03 ·10³-1,09·10³ hPa/10m (Bojarski, 1996).

Parametry hydrogeologiczne piętra dewonu określone dla tematu na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 0,06-102,0 m³/h, ciśnienie złożowe 21,95-41,79 MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,100-0,106 MPa/m (**tab. 1.1.6_44**).

Utwory karbonu charakteryzują się na ogół słabymi, nieco lepszymi od dewonu własnościami zbiornikowymi. Według Bojarskiego (Raczyńska /red./, 1987) w wyniku opróbowania 95 poziomów (, aż w 35 przypadkach stwierdzono całkowity brak przyływu. Najlepiej rozpoznane są okolice kilku złóż gazu ziemnego: Wierzchowo, Białogard, Daszewo, Gorzysław, Wrzosowo i Trzebusz (Bojarski, 1996). Najlepsze własności laboratoryjne wykazują piaszczysto-ilaste utwory karbonu dolnego (Rosnów-Wierzchów) średnia porowatość 18%, przepuszczalność 100-224mD – w wyniku opróbowania uzyskano przyływ 12-25 m³/h. Jest to obszar niskich i najwyżej średnich ciśnień o gradientach 1,06·10³- 1,07·10³ hPa/10m. W połączonym poziomie karbonu i czerwonego spągowca (otw. Białokury 2) ciśnienie przekracza o 20% ciśnienie hydrostatyczne (gradient ciśnienia 1,19). W karbonie gradient ciśnienia wzrasta pasami równoległymi do granicy niecki pomorskiej i syneklizy perybałtyckiej, lub koncentrycznie wokół Gorzysławia, od 1,05 do 2,0 pasami: <1,05, 1,05-1,1, 1,1-1,35; <1,25; 1,25-2,0 malejąc w kierunku z północnego-wschodu na południowy zachód (Bojarski, 1996). Własności zbiornikowe pogarszają się w kierunku na południe aż do braku przyływu (otwory Biały Bór1, 3 i Brda 1). Utwory piaszczysto-ilaste karbonu górnego mają gorsze i jeszcze bardziej zróżnicowane własności zbiornikowe.

Parametry hydrogeologiczne piętra karbonu określone dla tematu na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 0,03-65,0 m³/h; ciśnienie złożowe 2,44-59,29 MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,091-0,154 MPa/m (**tab. 1.1.6_44**).

Utwory permu dolnego (czerwonego spągowca) to piaskowce oraz lokalnie zlepieńce, które wielokrotnie opróbowano łącznie z wapieniem cechsztyńskim, bowiem wspólnie stanowią jeden poziom zbiornikowy. Poziom wykazuje niekorzystne własności zbiornikowe. Według Bojarskiego (Raczyńska /red./, 1987) na ogólną liczbę 88 opróbowanych poziomów aż w 58 przypadkach nie uzyskiwano przyptywów (Bojarski, 1987). W nadmorskiej części niecki szczecińskiej, łącznie z niecką pomorską, przyptywy solanek wynoszą przeważnie 0,1- 0,5 m³/h, tylko lokalnie przyptywy solanek 1,7- 6,5 m³/h wskazują na poprawę własności zbiornikowych poziomu (otw. Debrzno 1,7 m³/h; otw. Kłanino 2,6 m³/h; otw. Polanów 4,8 m³/h; otw. Bielica 6,5 m³/h). W centralnej i południowej części wału pomorskiego uzyskano przyptywy minimalne (otw. Czaplinek IG 1 Q=0,07 m³/h w int. głębokości 4093-5045m; otw. Czaplinek IG 2 Q=0,00 m³/h w int. głębokości 3450 - 4735m). Natomiast z pierwszej warstwy wodonośnej 4971-5156m dopiero na głęb. 4971-4974m uzyskano samowypływ solanki 1,93 m³/h przy anomalnie wysokim gradiencie ciśnienia 1,96 · 10³ hPa/10m (otw. Szubin IG1). Jedyna strefa w Polsce, o anomalnie wysokich gradientach ciśnień w czerwonym spągowcu, została stwierdzona badaniami polowymi w rejonie Bydgoszczy (otw. Szubin IG1 1,96 · 10³ hPa/10m; otw. Unisław IG1 1,82 · 10³ hPa/10m) (Bojarski, 1996).

Parametry hydrogeologiczne piętra permu dolnego określone dla tematu na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 0,04-16,0 m³/h; ciśnienie złożowe 2,44-55,19 MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,100-0,160 MPa/m (**tab.1.1.6_44**).

Utwory permu górnego (cechsztynu), gdzie na ogół poziomem zbiornikowym jest dolomit główny, charakteryzują się bardzo zróżnicowanymi własnościami i wysokimi ciśnieniami wynikającymi ze szczelinowatości kolektora. Wyniki badań 194 opróbowanych poziomów na obszarze niecki szczecińskiej i północnej części wału pomorskiego, dotyczące głównie obszarów ośmiu złóż ropy naftowej (Międzyzdroje, Kamień Pomorski, Rekowo, Wysoka Kamieńska, Gorzysław, Błotno, Daszewo-Karlino), wskazują na przyptywy 0-200 m³/h. Według Bojarskiego (Raczyńska /red./, 1987) na 194 opróbowane poziomy 87 poziomów było negatywnych (brak przyptywu), a w 53 poziomach uzyskano przyptyw 0,01- 0,4 m³/h. Poza obszarem złóż ropy naftowej tylko w dwóch otworach uzyskano dużą wydajność solanki 15-60 m³/h (otw. Świerzno 9-15 m³/h, otw. Zastań 1-60 m³/h). Lokalnie uzyskano o połowę wydajność solanki 5,6-7,7 m³/h (otw. Kłanino 2 i Miastko 3). W niecce szczecińskiej dolomit główny charakteryzował się brakiem własności zbiornikowych, jednak głównie w strefie spękań uzyskano samowypływ 200 m³/h w rejonie Człuchowa. Wysokie ciśnienia występują w strefach spękań tektonicznych, a nawet na jednej strukturze poza strefą szczelin napotyka się normalne ciśnienia. Pierwsza wyraźna strefa wysokich ciśnień o gradientach 1,75-2,10 rozciąga się równoległe do granicy niecki szczecińskiej, na południu -od Obrzycka przez Człopę, Błotno, Wysoką Kamieńską, Rekowo, Dargobądz, Wapnicę do Międzyzdrojów -na północy, i rozszerza się ku wschodowi obejmując całą północną część wału pomorskiego, łącznie z otworami Barkowo, Benice-Gryfice, Zastań, Kamień Pomorski, Wrzosowo. Druga wyraźna strefa wysokich ciśnień obejmuje skłon wału pomorskiego na granicy z niecką pomorską, na linii Gorzysław-Petrykozy-Daszewo-otw. Bielica-otw. Człuchów IG 2bis-Szczecinek IG1 (Bojarski, 1996). W centralnej części wału pomorskiego (otw. Szczecinek IG1) opróbowano poziom dolomitu głównego o bardzo dobrych własnościach zbiornikowych związanych z przepuszczalnością szczelinową skał (Bojarski, 1987).

Parametry hydrogeologiczne permu górnego określone na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 0,01-60,0 m³/h; ciśnienie złożowe 18,47-72,05 MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,104-0,206 MPa/m (**tab. 1.1.6_44**).

Utwory triasu dolnego, gdzie poziomem zbiornikowym jest pstry piaskowiec, wykazują dobre własności zbiornikowe, bowiem na 135 opróbowanych poziomów tylko 17 było negatywnych. Z poziomu pstrego piaskowca, charakteryzującego się bardzo dobrymi własnościami zbiornikowymi, uzyskano duże przypiływy solanek: niecka szczecińska 8-10 m³/h (z kajpru 4,2 m³/h), wał pomorski 5-17,5 m³/h, niecka pomorska 10-46 m³/h. Poziomy o gorszych własnościach zbiornikowych mają przypiływy małe 1-5 m³/h. Własności zbiornikowe pogarszają się w głębszych częściach wału pomorskiego. W poziomach opróbowanych w badanych otworach ciśnienia na ogół wynoszą 1,02-1,07·10³ hPa/10m, a najwyższe ciśnienia stwierdzono w głębszych poziomach pstrego piaskowca (otw. Huta Szklana 1,18· 10³ hPa/10m; Kamień Pomorski 1,18· 10³ hPa/10m; Czaplonek IG1 1,30· 10³ hPa/10m). W granicach niecki pomorskiej gradienty ciśnień układają się koncentrycznie wokół otw. Miastko 1 oraz otw. Brda 2, 3, 5, 6, gdzie gradient >1,0· 10³ hPa/10m oraz >1,05· 10³ hPa/10m wokół otw. Karlino 1 i Białogard 5. Kolejna strefa o gradientcie ciśnień >1,05 ciągnie się pasami łukiem z północy w kierunku na południowy wschód od otw. Dźwirzyno 1 przez otw. Huta Szklana 1, kolejno przez Wągrowiec IG1 aż po Wielgie IG2 gdzie stwierdzono gradient ciśnienia dla interwału T₁+T₃ 1,35· 10³ hPa/10m. Strefę najwyższych ciśnień stwierdzono między otworami Chociwel 3 (T₁ 1,53· 10³ hPa/10m m) a Objezierze IG1 (P₂ +T₁ 1,49· 10³ hPa/10m m). Strefa obszaru samowypływów wód rozciąga się między otworami Huta Szklana 1 a Obrzysko 2 (Bojarski, 1996).

Parametry hydrogeologiczne piętra dolnotriasowego określone dla tematu na podstawie badań polowych w otworach są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 0,03-46,8 m³/h; ciśnienie złożowe 10,46-28,22 MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,089-0,118 MPa/m (**tab. 1.1.6_44**).

Utwory jury dolnej i środkowej budują zbiornik piaszczysto-mułowcowy, których wyniki badań polowych, wykonanych metodą szcerpywania łyżką wiertniczą, przy znacznie większych dopływach z badanego poziomu (10-50 m³/h) są mało wiarygodne. Najbardziej wiarygodne wyniki uzyskiwano na samowypływach (otw. Jatki 2 - woda słodka 50 m³/h, Darłowo 18 m³/h i otw. Jamno IG3 solanka 69g/l 7,6 m³/h). Wyniki badań polowych wykonanych dla poziomów jury środkowej wskazują dopływy mniejsze 3-15 m³/h. Gradienty ciśnień w jurze dolnej i środkowej, charakterystyczne dla mezozoiku, wynoszą 1,0·10³ hPa/10m, natomiast w głębszych poziomach liasu są wyższe 1,06· 10³ hPa/10m. Stwierdzono wyraźną strefę obszarów samowypływów wód obejmującą nadmorską część wału i niecki pomorskiej od Kołczewa do Darłowa oraz niewielki obszar w skrajnie południowej części niecki pomorskiej w rejonie Piły (otw. Piła IG1) oraz dopiero odległe obszary samowypływów wód w rejonie Gorzowa, Poznania i Ciechocinka (Bojarski, 1996).

Parametry hydrogeologiczne piętra jury dolnej i środkowej określone na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 0,09-51,0 m³/h; ciśnienie złożowe 4,94-24,39 MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,092-0,108 MPa/m (**tab. 1.1.6_44**).

W węglanowych utworach **jury górnej** nie stwierdzono samowypływów, a w większości przypadków przypiływy w zakresie 0,5-5,5 m³/h, a w niektórych przypadkach własności zbiornikowe są bardzo dobre o czym świadczą duże przypiływy, w zakresie 0,22-20,40 m³/h. Gradienty ciśnień w jurze górnej wynoszą między otworem Golub Dobrzyń 1 na południu a otworem Polanów 2 na północy 0,94-1,06·

10^3 hPa/10m, przy czym gradienty ciśnień charakterystyczne dla mezozoiku znajdują się w przedziale 0,98-1,04 · 10^3 hPa/10m.

Parametry hydrogeologiczne piętra górnourajskiego określone dla tematu na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 0,22-20,40 m³/h; ciśnienie złożowe 4,37-19,14 MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,094-0,111 MPa/m (**tab. 1.1.6_44**).

Wyniki badan laboratoryjnych wykonanych w 2011 r.

Parametry hydrogeologiczne skał utworów jury, triasu, permu i karbonu zostały określone na podstawie wykonanych petrofizycznych badań laboratoryjnych próbek pobranych z rdzeni wiertniczych otworów badawczych lub poszukiwawczych, odwierconych z powierzchni w latach 1950-1990, zestawiono jest w poniższej tabeli (**Tabela 1.1.6_45**).

Tabela 1.1.6_45 Wyniki petrofizycznych badań laboratoryjnych wykonanych w 2011 r. w rejonie Pomorza Zachodniego

Wiek		Głębokość w m	Porowatość całkowita %	Przepuszczalność w mD
kreda	min	869.40	1.687	38.497
	max	2010.50	30.261	930.916
	średnia		17.270	484.706
jura	min	393.30	3.348	0.001
	max	2794.40	36.983	2134.884
	średnia		21.048	216.757
trias	min	993.30	1.600	0.001
	max	2709.50	29.182	967.289
	średnia		17.410	192.469
perm	min	2109.10	0.907	0.037
	max	2154.40	27.084	1319.451
	średnia		15.731	440.344
karbon	min	2143.40	0.636	0.001
	max	2504.70	24.354	630.130
	średnia		11.722	122.413

Wartości porowatości całkowitej **utworów jurajskich** uzyskane z badań laboratoryjnych w 2011 r. są wysokie (**Fig. 1.1.6_40**) i wynoszą średnio 21,05 %. Aż 59% wartości wynosi powyżej 20%, w przedziale 11-20% mieści się 30 % oznaczeń i jedynie 11% oznaczeń jest niższych od 10%. Przepuszczalność wynosi średnio 216,8 mD, najczęściej 0,001-10 mD.

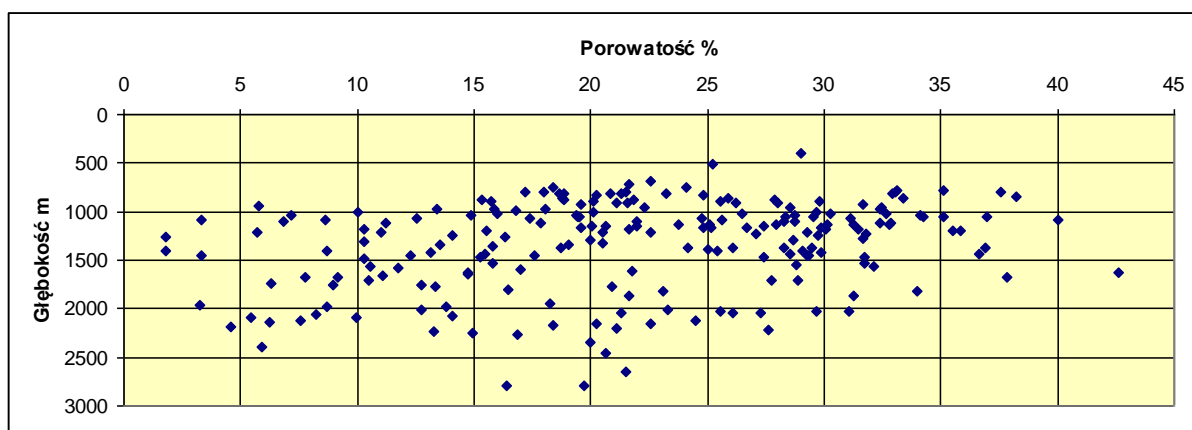


Fig. 1.1.6_40 Porowatość całkowita utworów jurajskich oznaczona podczas badań petrofizycznych w 2011 r. w rejonie Pomorza Zachodniego

Wartości porowatości całkowitej **utworów triasowych** uzyskane z badań laboratoryjnych w 2011 r. są zróżnicowane (**Fig. 1.1.6_41**) i wynoszą średnio 17,4 %. Około 38% wartości wynosi powyżej 20%, w przedziale 11-20% mieści się 33 % oznaczeń a 29 % oznaczeń jest niższych od 10%. Przepuszczalność wynosi średnio 192 mD, najczęściej 0,001-10 mD.

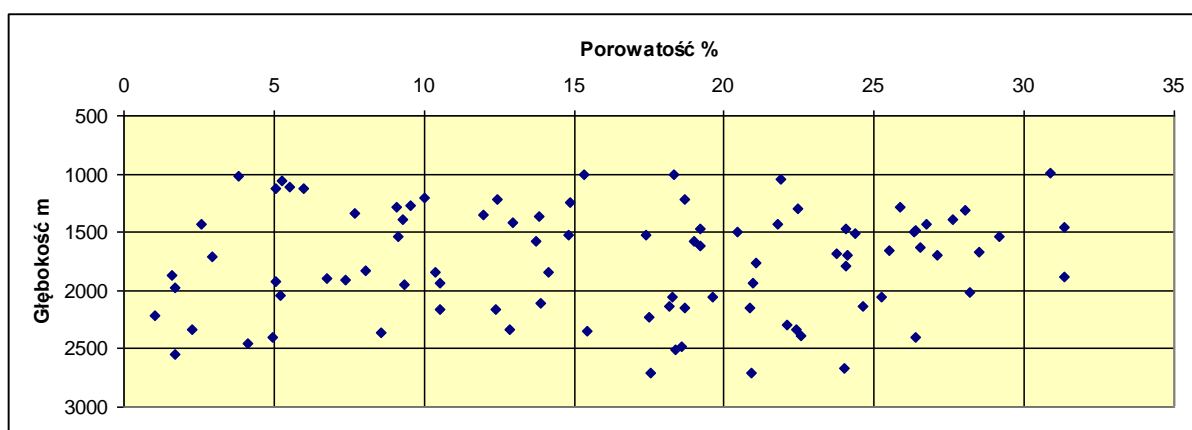


Fig. 1.1.6_41 Porowatość całkowita utworów triasowych oznaczona podczas badań petrofizycznych w 2011 r. w rejonie Pomorza Zachodniego

Wartości porowatości całkowitej **utworów permskich** uzyskane z badań laboratoryjnych w 2011 r. wynoszą średnio 15,7 %. Przepuszczalność wynosi średnio 440 mD, najczęściej 0,001-1,55 mD.

Wartości porowatości całkowitej uzyskane z badań laboratoryjnych w 2012 r. dla **utworów karbońskich** wynoszą średnio 11,7 %. Przepuszczalność wynosi średnio 122,4 mD, najczęściej 0,001-1,5 mD.

Wyniki laboratoryjnych badań archiwalnych

Analizie zostały poddane wyniki badań laboratoryjnych, które zestawiono w dokumentacjach geologicznych otworów wykonanych archiwalnych (źródło – Centralna Baza danych Geologicznych CBDG) oraz na podstawie Profili Głębokich Otworów Wiertniczych (**Tabela 1.1.6_46**).

Analizie zostały poddane również wyniki badań hydrogeologicznych laboratoryjnych, uznane za reprezentatywne dla całego obszaru obejmującego struktury: niecki szczecińskiej, wału pomorskiego i niecki pomorskiej (obszar między Świnoujściem - Gorzowem Wlkp.- Bydgoszczą). Analizowanym parametrem była porowatość efektywna, porowatość całkowita, przepuszczalność pionowa, przepuszczalność pozioma.

Tabela 1.1.6_46 Własności hydrogeologiczne uzyskane z badań archiwalnych w rejonie Pomorza Zachodniego

Wiek		Głębokość [m]	Porowatość całkowita [%]	Porowatość efektywna [%]	Przepuszczalność Z [mD]	Przepuszczalność X [mD]
kreda	min	805.50		0.00		
	max	2104.35		38.00		
	średnia			10.55		
	licznik			38		
jura	min	800.00		0.00		
	max	2906.20		42.00		
	średnia			13.60		
	licznik			196		
trias	min	815.00		0.00		
	max	2705.00		37.00		
	średnia			8.43		
	licznik			298		

perm	min	1980.45	0.07	1.00	0.00	0.00
	max	4268.35	23.21	14.00	627.27	5.62
	średnia		8.53	4.93	56.29	0.11
	licznik		469	45	199	120
karbon	min	1401.70	0.07	3.00	0.00	0.00
	max	4450.50	22.98	50.00	170.29	7554.13
	średnia		7.89	15.03	1.72	25.06
	licznik		1388	108	446	333

W badanych otworach porowatość efektywna była bardzo zróżnicowana zarówno w pionowym profilu jak i w zawężonych przedziałach głębokości.

W utworach jury średnia porowatość wynosiła 13,6 %, ale w najbardziej interesującym, z punktu widzenia składowania CO₂ przedziale głębokości 1000-1500 m, rozpiętość wartości wynosiła od 0 do 42% (**Fig. 1.1.6_42**). Około 40 % wartości porowatości było niższych od 10%, 41 % wartości mieściło się w przedziale 11-20% a tylko 19% było wyższych od 20%.

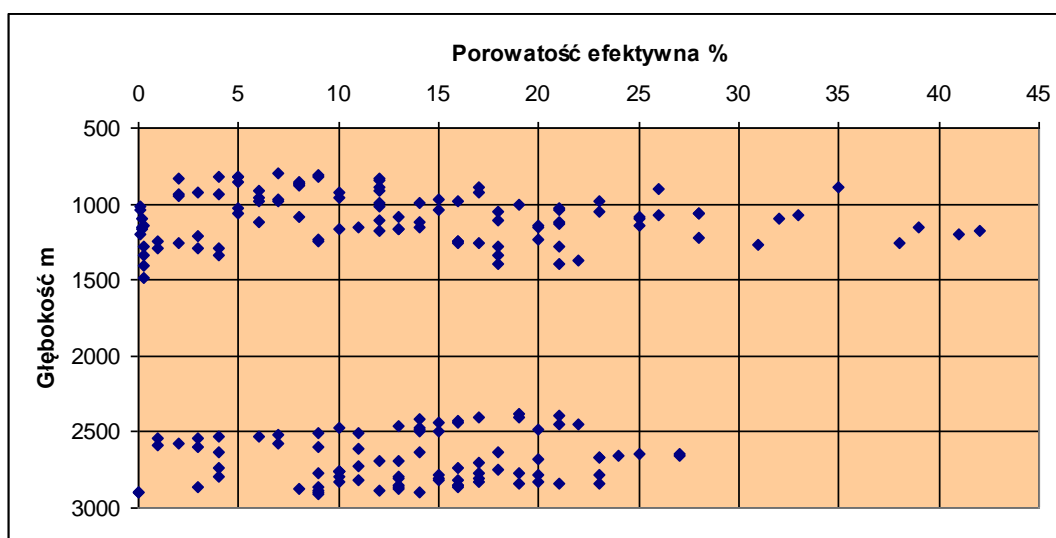


Fig. 1.1.6_42 Wartości porowatości efektywnej w utworach jurajskich w rejonie Pomorza Zachodniego

W utworach triasu średnia porowatość wynosiła 8,4 %, w przedziale głębokości 1000-1600 m zwykle wynosiła poniżej 15%. Najwięcej, bo 66 % wartości porowatości było niższych od 10%, 26 % wartości mieściło się w przedziale 11-20% a jedynie 8% było wyższych od 20%.

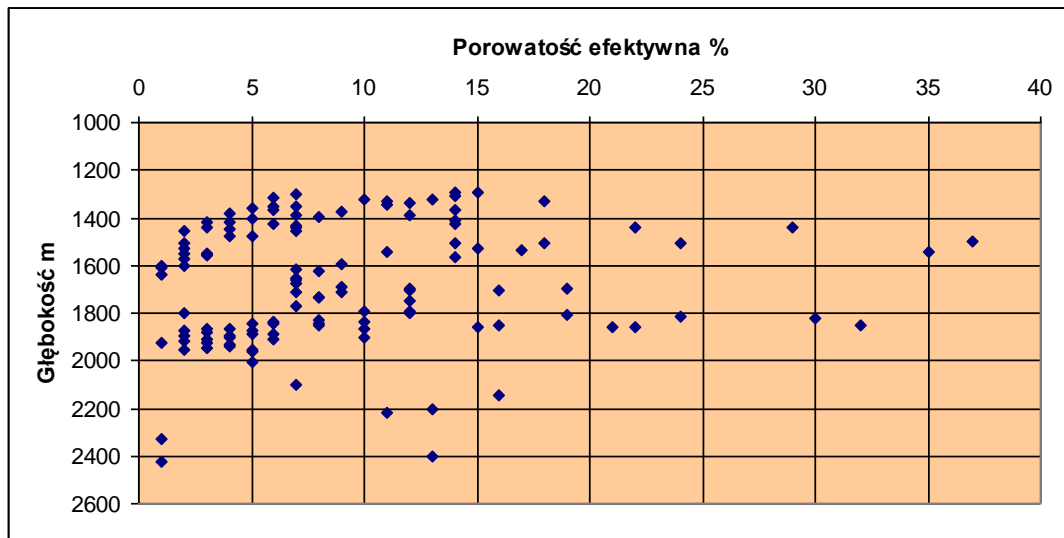


Fig. 1.1.6_43 Wartości porowatości efektywnej w utworach triasowych w rejonie Pomorza Zachodniego

W utworach permu porowatość była najniższa i wynosiła średnio 4,9 %, ale analizowane wartości pochodziły w dużych głębokości (ponad 1900 m). Najwięcej, bo aż 71 % było niższych od 10%, a 24 % mieściło się w przedziale 11-20%. Tylko 5 % było wyższych od 20%. Przepuszczalność najczęściej mieściła się w przedziale 0,001-1,0 mD (maksymalnie od 0,00 do 627,27 mD).

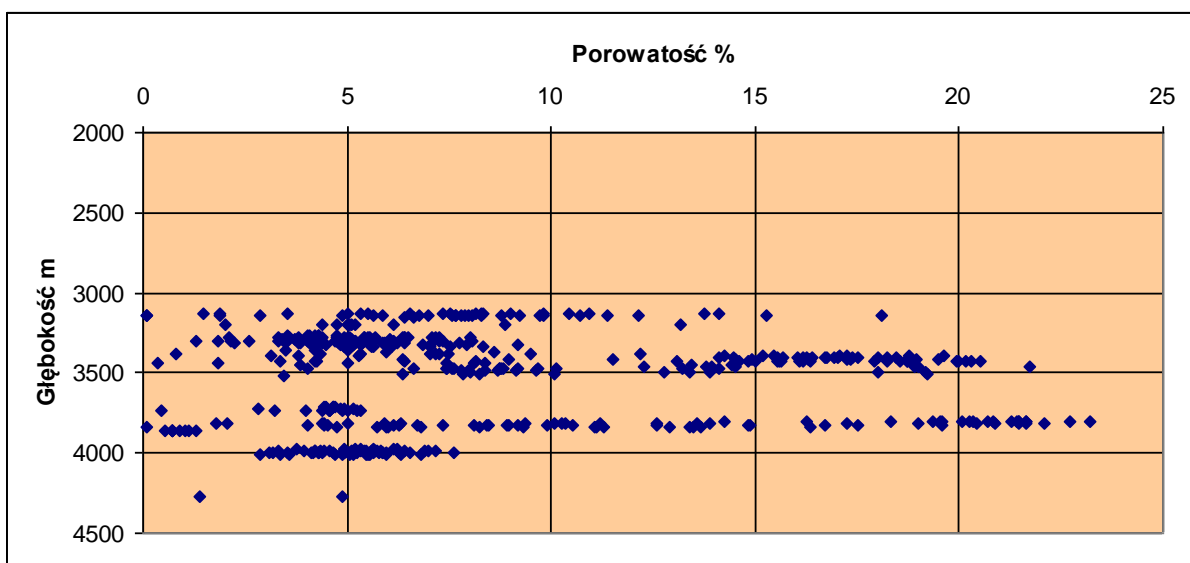


Fig. 1.1.6_44 Wartości porowatości efektywnej w utworach permskich w rejonie Pomorza Zachodniego

W utworach karbonu porowatość była najwyższa i wynosiła średnio 15 % i to pomimo bardzo dużych głębokości (ponad 2000 m). Większość wartości porowatości, bo aż 67 % wynosiło poniżej 10%, około 32 % mieściło się w przedziale 11-20%, a zaledwie 1 % było wyższych od 20%. Przepuszczalność najczęściej mieściła się w przedziale 0,001-1,0 mD (maksymalnie od 0,00 do 7554,13 mD).

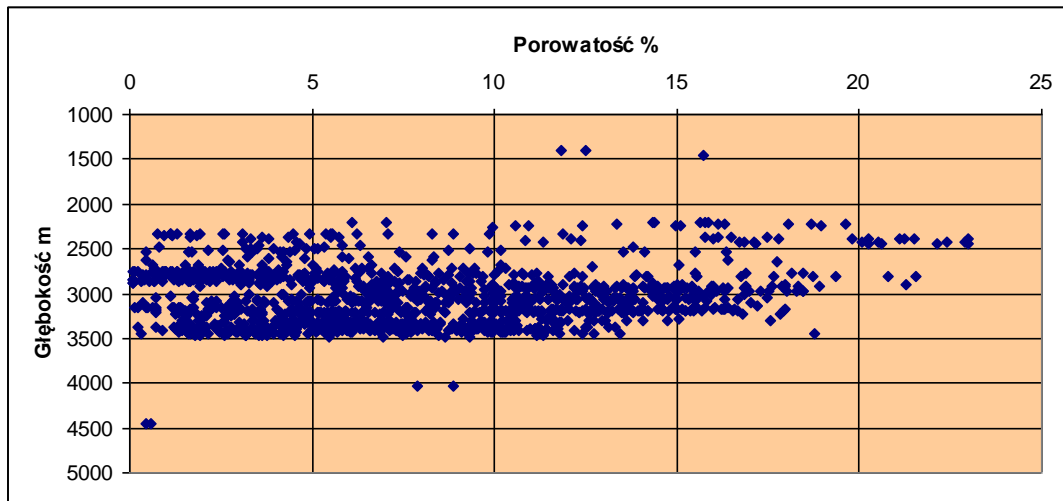


Fig. 1.1.6_45 Wartości porowatości efektywnej w utworach karbońskich w rejonie Pomorza Zachodniego

CHARAKTERYSTYKA GŁÓWNYCH ZBIORNIKÓW WÓD PODZIEMNYCH

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych występujące na obszarze Polski NE i Polski NW Monokliny są stosunkowo dobrze rozpoznane.

W granicach Polski NW zlokalizowanych jest 13 Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (**Fig. 1.1.6_46**), które przedstawiono zgodnie z publikacją (Kleczkowski A.S. red., 1990).

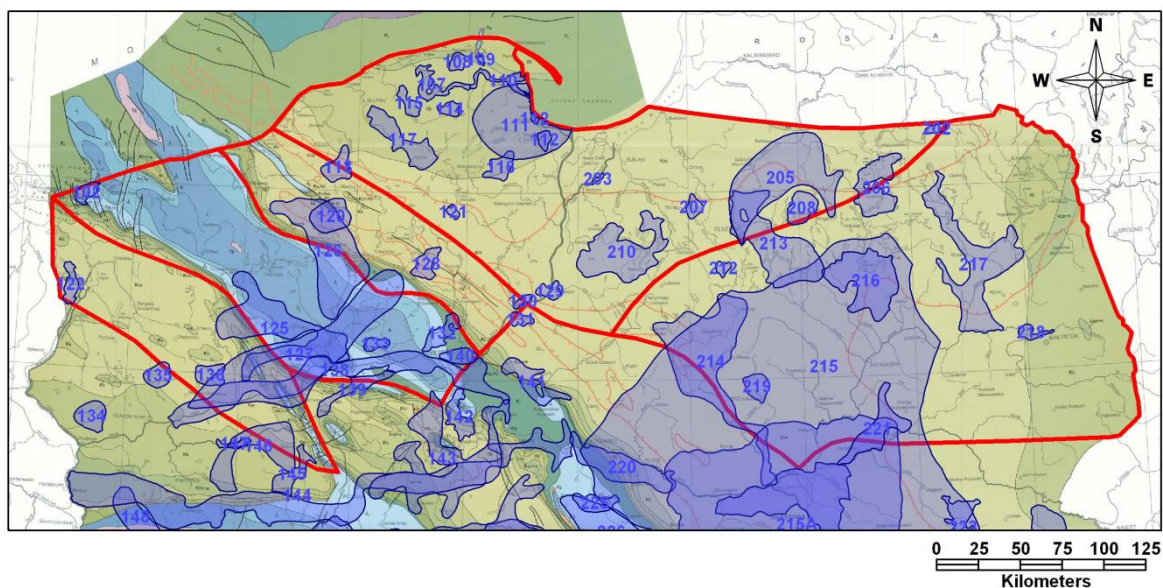


Fig. 1.1.6_46 Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych występujących w granicach opracowania.

W Tabeli 1.1.6_47 zestawiono główne zbiorniki wód podziemnych występujące w analizowanym rejonie, z podaniem ich nazwy, numeru (Kleczkowski, red. 1990), powierzchni zbiornika oraz wieku poziomu wodonośnego.

Tabela 1.1.6_47 Wykaz Głównych Zbiorników Wód Podziemnych występujących w granicach opracowania Pomorze Zachodnie

NUMER GZWP	NAZWA GZWP	POWIERZCHNIA GZWP km ²	WIEK GZWP
102	Zbiornik wyspy Wolin	112,1	Q
113	Zbiornik międzymorenowy Żukowo	96	Q
120	Zbiornik wyspy Wolin	354,9	Q
122	Dolina kopalna Szczecin	151	Q
125	Zbiornik międzymorenowy Wałcz – Piła	2531	Q
126	Zbiornik Szczecinek	1345,5	Q
127	Subzbiornik Złotów-Piła-Strzelce Krajeńskie	3876	Tr
128	Zbiornik międzymorenowy Ogorzeliń	180	Q

132	Zbiornik międzymorenowy Byszewo	204,5	Q
133	Zbiornik międzymorenowy Młotkowo	68	Q
136	Zbiornik międzymorenowy Dobiegniewo	180	Q
138	Pradolina Toruń-Eberswalde (Noteć)	2100	Qp
140	Subzbiornik Bydgoszcz	170	Tr

Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów (L.Razowska-Jaworek)

Procesy przemian chemicznych wód i ich przemieszczania się w głębokich poziomach geologicznych zachodzą na ogół w czasie geologicznym i współcześnie są trudno zauważalne. Jednak w przypadku wyraźnego zaburzenia reżimu hydrodynamicznego wywołanego na przykład bardzo dużym obniżeniem się zwierciadła wody przez intensywną eksploatację lub odwadnianie kopalń może nastąpić wyrównywanie się ciśnień przez dopływ solanek z głębszych części basenu. Tąpnięcia górnice lub inne ruchy masywu skalnego mogą spowodować odnowienie się starych szczelin tektonicznych i uruchomienie przepływu ku powierzchni, przez pionowe drogi krążenia. Najbardziej niebezpieczny jest przepływ typu lateralnego z głębszej do płytszej części basenu, mniej niebezpieczny, ale gwałtowniejszy jest przepływ typu wertykalnego bezpośrednio z podłoża oraz w aureoli wysadów solnych typu lateralno-wertykalnego Macioszczyk (1971) i Bojarski (1996).

W celu charakterystyki hydrogeochemicznej dokonano analizy składu chemicznego 364 analizy wód z 158 otworów z głębokości 90-4675 m, oraz wykonano uproszczone modelowanie analiz chemicznych wód za pomocą programu Wateval (Rock source deduction), oraz obliczono wybrane wskaźniki hydrochemiczne (Na/Cl i Cl/Br). Po zestawieniu tych danych dokonano ich interpretacji czyli oceny stopnia zmetamorfizowania wód będącego wskaźnikiem szczelności kolektora.

Poziomy wodonośne w kredzie prowadzą wody pochodzenia infiltracyjnego o wysokich wartościach wskaźnika Na/Cl wskazujących na typ genetyczny 1 do 3, które świadczą o słabej lub braku szczelności kolektorów, co było jednym z powodów wykluczenia ich z dalszych analiz przydatności do składowania dwutlenku węgla.

Charakterystykę hydrogeochemiczną kolektorów paleozoicznych przeprowadzono dla poziomów zbiornikowych występujących w profilu stratygraficznym regionu Wielkopolski spełniających podstawowe kryteria. Są to: głębokość 800 – 4000 m, miąższość ponad 20 m, obecność izolującego nadkładu.

Te warunki spełniają solanki wypełniające utwory jury, triasu, permu i karbonu.

Tabela 1.1.6_48 Mineralizacja i wybrane składniki wód podziemnych piętra paleozoiku w regionie Pomorza Zachodniego

	Mineralizacja	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	Wskaźnik Na/Cl	Wskaźnik Na+K/Cl	Wskaźnik Cl/Br	Typ genetyczny
	g/l											
Kreda (n = 23)												
Maksimum	125.7	46753.8	974.5	1950.0	1536.0	75121.9	1004.2	850.0	1.54	1.71	1383	4
Minimum	0.7	130.8	47.0	17.0	2.0	247.0	31.0	91.0	0.59	0.84	75	1
Średnia	47.1	16076.7	418.9	877.1	320.4	27962.2	335.0	356.9	0.92	0.99	687	3
Jura górna (n= 13)												
Maksimum	104.4	37138.4	819.2	2574.0	4047.0	63012.2	1522.0	2476.6	1.06	1.09	591	6
Minimum	5.7	1690.0	34.0	60.0	35.0	2600.0	50.0	13.0	0.64	0.65	123	1
Średnia	47.1	15981.5	461.0	1146.0	783.7	29542.1	516.0	634.2	0.87	0.89	323	3
Jura środkowa (n = 18)												
Maksimum	108.9	38666.9	843.9	2574.0	3033.0	65859.7	1724.3	2476.6	1.00	1.02	687	4
Minimum	9.8	3040.0	51.0	16.3	76.0	5200.0	4.0	25.0	0.69	0.70	233	2
Średnia	57.6	19759.3	481.8	1029.3	533.8	34866.5	441.5	439.7	0.89	0.90	441	3
Jura dolna (n = 42)												
Maksimum	173.9	46215.2	965.8	4077.0	1477.0	104598.0	1913.0	976.0	3.08	3.45	6633	4
Minimum	0.4	2264.4	71.0	51.7	0.0	15.0	16.0	25.0	0.80	0.81	106	1
Średnia	82.2	27017.2	574.8	1754.7	562.6	48489.8	774.5	313.4	0.95	0.97	836	3
Trias górny (n = 28)												
Maksimum	299.2	106366.7	1937.7	15287.3	8716.0	180366.5	6691.0	4500.0	0.97	0.97	7885	4
Minimum	45.0	11306.2	56.0	1304.1	295.4	24685.0	288.0	43.0	0.67	0.67	50	3
Średnia	118.6	36957.0	679.4	4932.9	1563.0	69270.5	1846.3	327.3	0.81	0.82	863	4
Trias dolny (n = 49)												
Maksimum	314.0	98209.1	1820.0	32438.0	8716.0	187005.0	25272.0	1159.0	2.70	2.72	864	6
Minimum	66.0	16411.7	270.0	80.1	61.0	37298.0	15.4	13.0	0.48	0.49	69	1
Średnia	191.2	54424.2	957.3	13583.5	2457.1	114355.2	1761.0	221.0	0.80	0.81	185	4
Perm - cechsztyń (n = 35)												
Maksimum	333.0	115493.8	2085.2	55551.1	11011.4	196043.8	7617.0	4367.6	1.00	1.01	2701	6
Minimum	161.5	11020.2	397.2	1509.0	115.7	99500.0	255.1	79.0	0.14	0.14	84	2
Średnia	244.5	62296.0	1229.5	25177.2	2453.8	148615.8	1348.3	490.3	0.63	0.64	357	5
Perm - czerwony spągowiec (n = 89)												
Maksimum	402.2	129178.7	23950.0	48865.1	83292.0	272430.0	12387.5	35380.0	0.99	1.01	14481	6
Minimum	161.2	1980.0	280.0	126.0	0.0	99269.0	40.0	13.0	0.01	0.03	62	3
Średnia	298.2	80718.8	2115.6	13353.6	11198.0	182476.7	1724.1	2041.8	0.70	0.71	572	4
Karbon (n = 46)												
Maksimum	312.2	109060.3	1981.2	52526.6	4500.0	185858.7	7049.8	1439.6	1.03	1.04	3606	6
Minimum	161.2	9620.4	374.6	347.8	0.0	93258.0	263.0	0.0	0.15	0.15	62	2
Średnia	243.3	60947.1	1215.9	26022.1	2222.9	147698.2	1204.3	254.7	0.64	0.64	375	5
Dewon (n = 19)												
Maksimum	265.0	72829.1	1395.8	36036.0	4700.0	161131.5	1152.3	12505.0	0.72	0.73	433	6
Minimum	117.9	29282.1	692.2	11855.7	153.5	68296.9	325.0	13.0	0.39	0.40	79	4
Średnia	212.0	45189.4	987.0	27026.3	3384.5	130025.6	605.0	784.9	0.54	0.55	154	6

Jura środkowa

Mineralizacja wód piętra środkowojurajskiego jest zróżnicowana i waha się od 9,8 do 108,9 g/l, przy średniej 57,6 g/l (**tab. 1.1.6_48**). Solanki jury środkowej charakteryzują się zróżnicowanym stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl wynosi od 0,7 do 1,0 (najczęściej 0,90- 0,95) co świadczy przeważnie wód pochodzenia infiltracyjnego. Zawartości Na wynoszą od 3 do 39 g/l, średnio 20 g/l, Cl wynoszą od 5,2 do 66 g/l, średnio 35 g/l.

Jura dolna

Mineralizacja wód piętra dolnojurajskiego jest bardzo zróżnicowana i wynosi od 0,4 do 173,9 g/l, przy średniej 82,2 g/l. Solanki jury dolnej charakteryzują się średnim stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl waha się od 0,8 do 3,1 (najczęściej ok. 0,85 - 0,9) co świadczy o występowaniu wód o pochodzeniu infiltracyjnym. Zawartości Na wynoszą od 2,3 do 46 g/l, średnio 27 g/l, Cl wynoszą od 15 do 105 g/l, średnio 48 g/l.

Trias górny

Mineralizacja wód piętra triasu górnego jest wysoka i wynosi od 45 do 299 g/l, przy średniej 118,6 g/l (**tab. 1.1.6._48**). Solanki górnego triasu charakteryzują się zróżnicowanym stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl waha się od 0,7 do 1,0 (najczęściej 0,75- 0,85) co świadczy o występowaniu wód o różnym pochodzeniu, od infiltracyjnych do reliktowych. Zawartości Na wynoszą od 11 do 106 g/l, średnio 37 g/l, Cl wynoszą od 25 do 180 g/l, średnio 69 g/l.

Trias dolny

Mineralizacja wód piętra triasu dolnego jest wysoka i wynosi od 66 do 314 g/l, przy średniej 191 g/l (**tab. 1.1.6._48**). Solanki górnego triasu charakteryzują się zróżnicowanym stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl waha się od 0,5 do 2,7 (najczęściej 0,7- 0,8) co świadczy o występowaniu wód o różnym pochodzeniu, od infiltracyjnych do stagnujących. Zawartości Na wynoszą od 16 do 98 g/l, średnio 54 g/l, Cl wynoszą od 37 do 187 g/l, średnio 114 g/l.

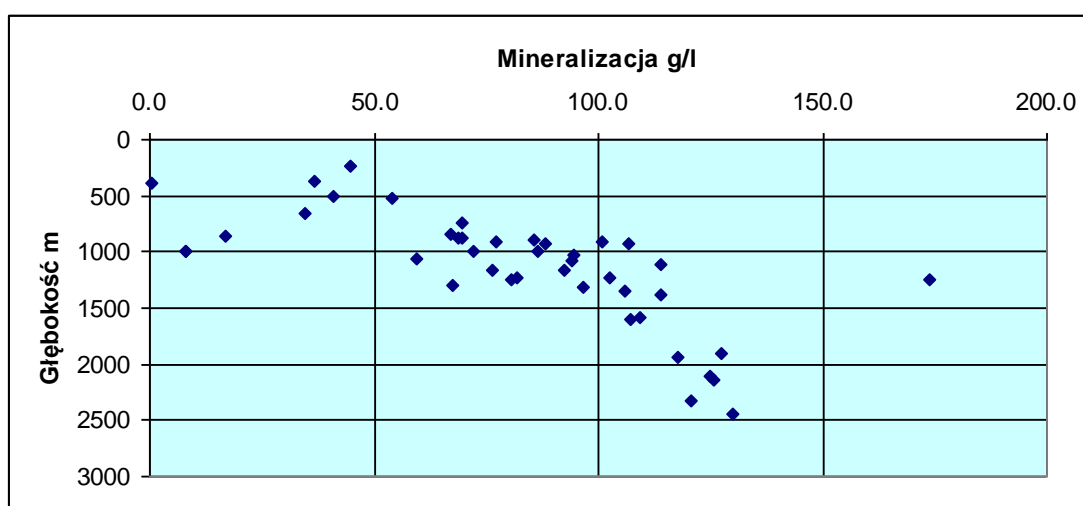


Fig. 1.1.6_47 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla dolnojurajskich poziomów wodonośnych w regionie Pomorza Zachodniego

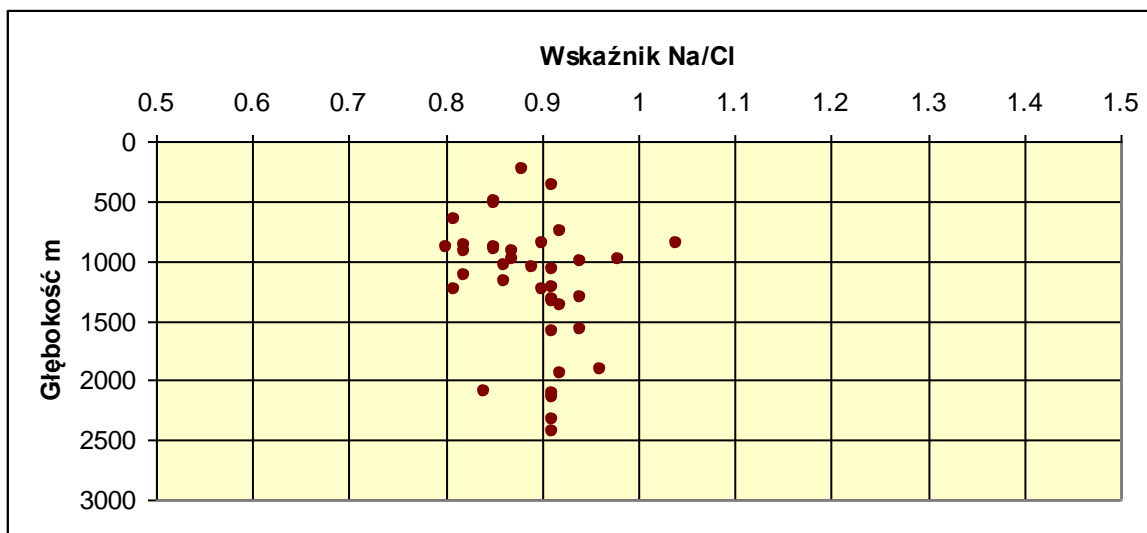


Fig. 1.1.6_48 Zależność wskaźnika Na/Cl od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych jury dolnej w regionie Pomorza Zachodniego

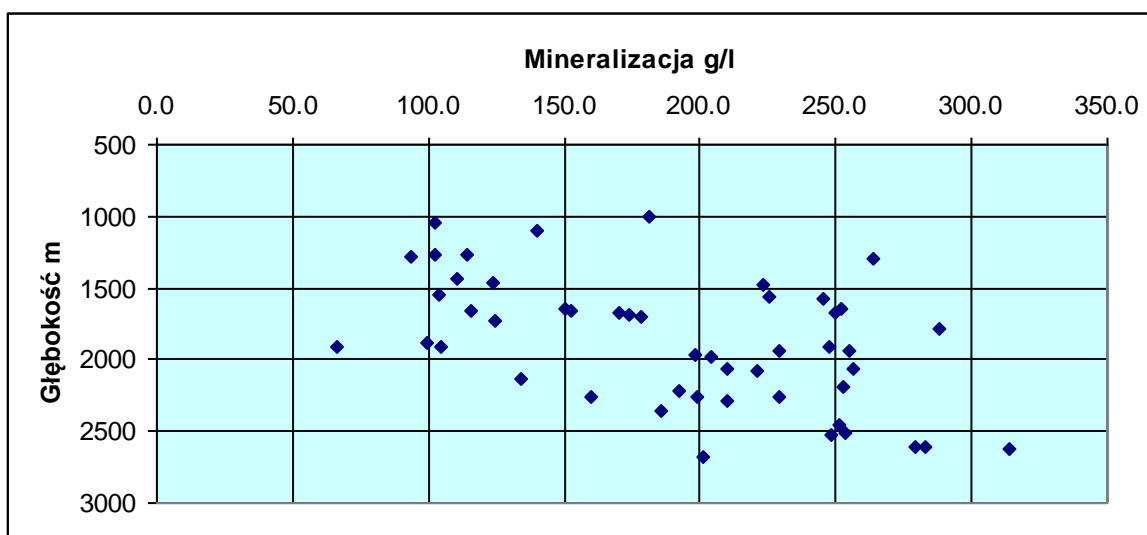


Fig. 1.1.6_49 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych triasu dolnego w regionie Pomorza Zachodniego

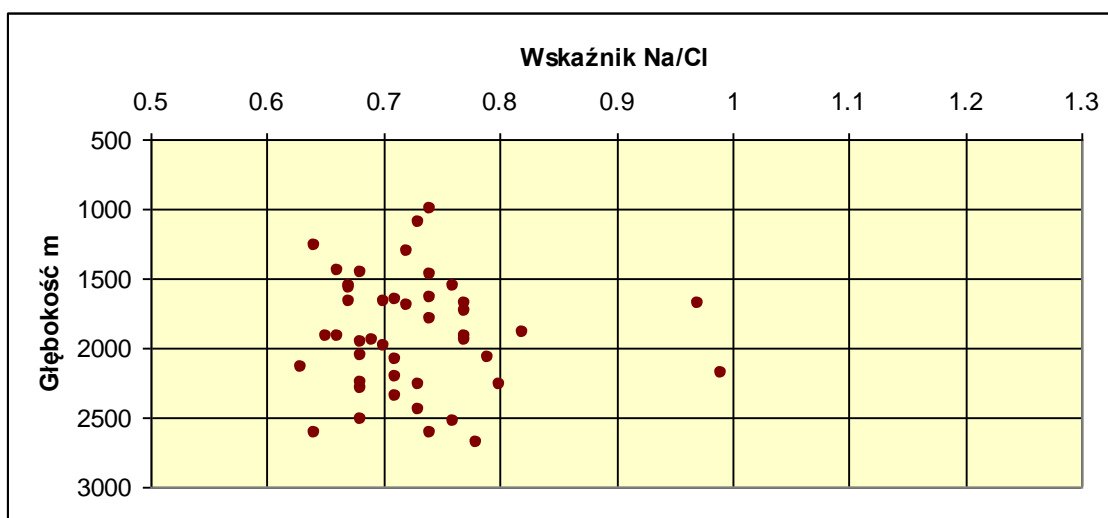


Fig. 1.1.6_50 Zależność wskaźnika Na/Cl od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych triasu dolnego w regionie Pomorza Zachodniego

Najwyższe mineralizacje (około 400 g/l) stwierdzono w solankach cechsztyńskich, w otworach Daszewo 18A (403 g/l na głębokości 2934 m), Zastań 1 (389 g/l na głębokości 2314 m) oraz Lubiszyn1 (381 g/l na głębokości 3109 m). Na największych głębokościach (ponad 4000 m) w poziomach czerwonego spągowca i karbonu, w otworach Sadlino1, Gorzysław 8 i Czaplinek IG1 mineralizacje są niższe i wynoszą odpowiednio 202, 118 i 175 g/l. Jest to prawdopodobnie skutek eksploatacji ropy naftowej i gazu w tych rejonach.

Karbon

Mineralizacja wód piętra karbońskiego jest bardzo wysoka i wynosi od 161 do 312 g/l, przy średniej 243 g/l. Solanki karbońskie charakteryzują się stosunkowo wysokim stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl wynosi najczęściej się od 0,5 do 0,7 co świadczy o występowaniu wód o silnie przeobrażonych, reliktowych. Zawartości Na wynoszą średnio 61 g/l, a Cl 130 g/l.

Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO₂ (L.Razowska-Jaworek)

Występowanie solanek reliktowych o wysokim stopniu zaawansowania procesów przemian chemicznych, w tym wymiany jonowej, może świadczyć o istnieniu korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Na podstawie stopnia przeobrażenia składu chemicznego wód, wskaźników hydrochemicznych i wielkości stężenia solanek określono genetyczne typy wód obrazujące różne warunki dla składowania CO₂. Podstawą klasyfikacji jest uwzględnienie stopnia zaawansowania procesu wymiany jonowej solanek typu chlorkowo-wapniowego wyrażonego stosunkiem Na/Cl, Cl/Br, SO₄-100/Cl. W warunkach odizolowania poziomów zbiornikowych od strefy wymiany wód następuje spadek wartości stosunku Na/Cl<0,75; Cl/Br<300 i SO₄-100/Cl<1.

Duży wzrost jonu Ca²⁺ przy jednoczesnym spadku zawartości jonu Na⁺ świadczy o istnieniu ukierunkowanego procesu przemian chemicznych i odizolowaniu poziomów, co wiąże się z istnieniem korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Tabela 1.1.6_49 Klasy genetyczne wód podziemnych

Klasa	Stopień metamorfizmu i izolacji wód	Warunki do lokowania CO ₂
1	Wskaźnik Na/Cl >1 i/lub niska mineralizacja (M<3 g/l). Strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, wody współczesne.	nie można lokować (brak szczelności)
2	Wskaźnik Na/Cl>1, strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, ale wysoka mineralizacja i typ Cl-Na świadczą o ługowaniu pokładów soli.	interpretacja niepewna.
3	Wskaźnik Na/Cl 0,85-0,99, wysoka mineralizacja. Kontakt z wodami infiltracyjnymi istnieje, ale jest utrudniony, przepływ powolny, słaba wymiana. Kolektor rozszielony.	lokowanie warunkowe, po szczegółowym rozpoznaniu kolektora
4	Wskaźnik Na/Cl 0,66-0,84, wysoka mineralizacja. Dobra, długo trwająca izolacja, wody reliktowe, przepływ może być, ale znikomy, dobra szczelność kolektora, ale nie zupełna.	korzystne warunki do lokowania
5	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br 400-1000, bardzo wysoka mineralizacja. Wody reliktowe, bardzo dobra szczelność kolektora, ale są przesłanki świadczące o zmieszaniu wód z wodami młodszymi (w czasie geologicznym).	bardzo korzystne warunki do lokowania
6	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br <400, bardzo wysoka mineralizacja. Całkowita izolacja, wody reliktowe, stagnujące, bardzo szczelny kolektor.	najlepsze warunki do lokowania

Wydzielono 6 klas ze względu na stopień metamorfizmu wód i izolacji (tab. 1.1.6_49). Klasy 1 i 2 to wody strefy aktywnej wymiany (niekorzystne warunki do lokowania CO₂), klasy 3 i 4 to wody zmetamorfizowane, ale w kontakcie z wodami infiltracyjnymi w przeszłości co stwarza słabo lub średnio korzystne warunki do lokowania CO₂, a klasy 5 i 6 to wody reliktywne, z bardzo szczelnych kolektorów o bardzo korzystnych warunkach do lokowania CO₂. Dla każdego kolektora, w którym wykonano analizę chemiczną wody, przyporządkowano jedną z 6 klas, co zostało zestawione w Tabeli 1.1.6_49.

Na mapach (Fig. 1.1.6_50 i 51), w sygnaturze każdego otworu zaznaczono kolorem mineralizację ogólną wód. Postępujący stopień przemian chemicznych wyrażony niskim stosunkiem Na/Cl (mniejszym od 0,9) świadczy o reliktywnym charakterze wód i odizolowaniu ich od strefy wymiany wód. Natomiast występowanie solanek silnie stężonych (powyżej 200 g/l) o zawartości NaCl powyżej 90% lub zawartości jonu Mg²⁺ powyżej 30% mvali świadczy o zachodzących wtórnych procesach ługowania soli kamiennych lub potasowo-magnezowych.

Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

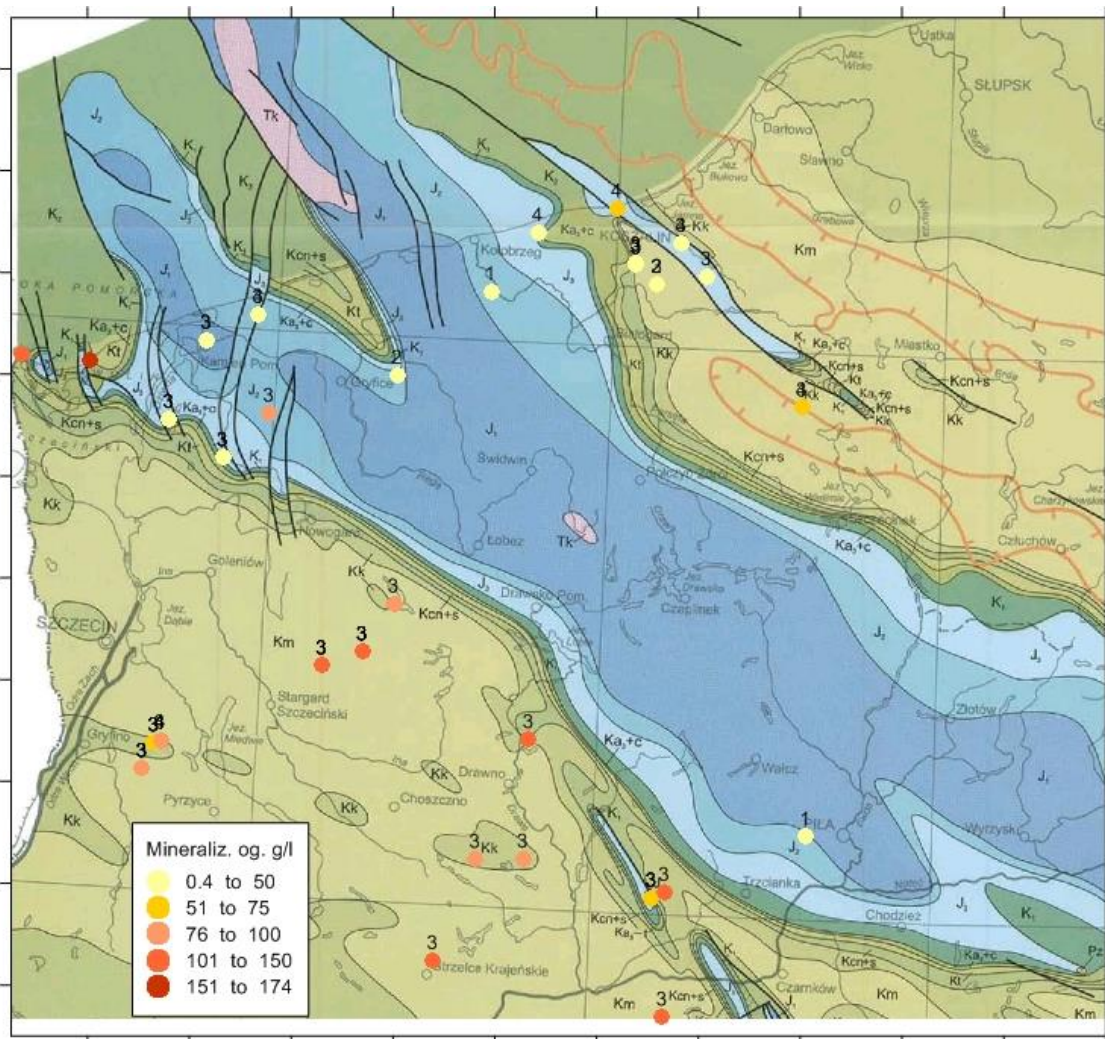


Fig. 1.1.6_50 Mineralizacja ogólna i typy genetyczne wód piętra jurajskiego w regionie Pomorza Zachodniego na tle budowy geologicznej obszaru

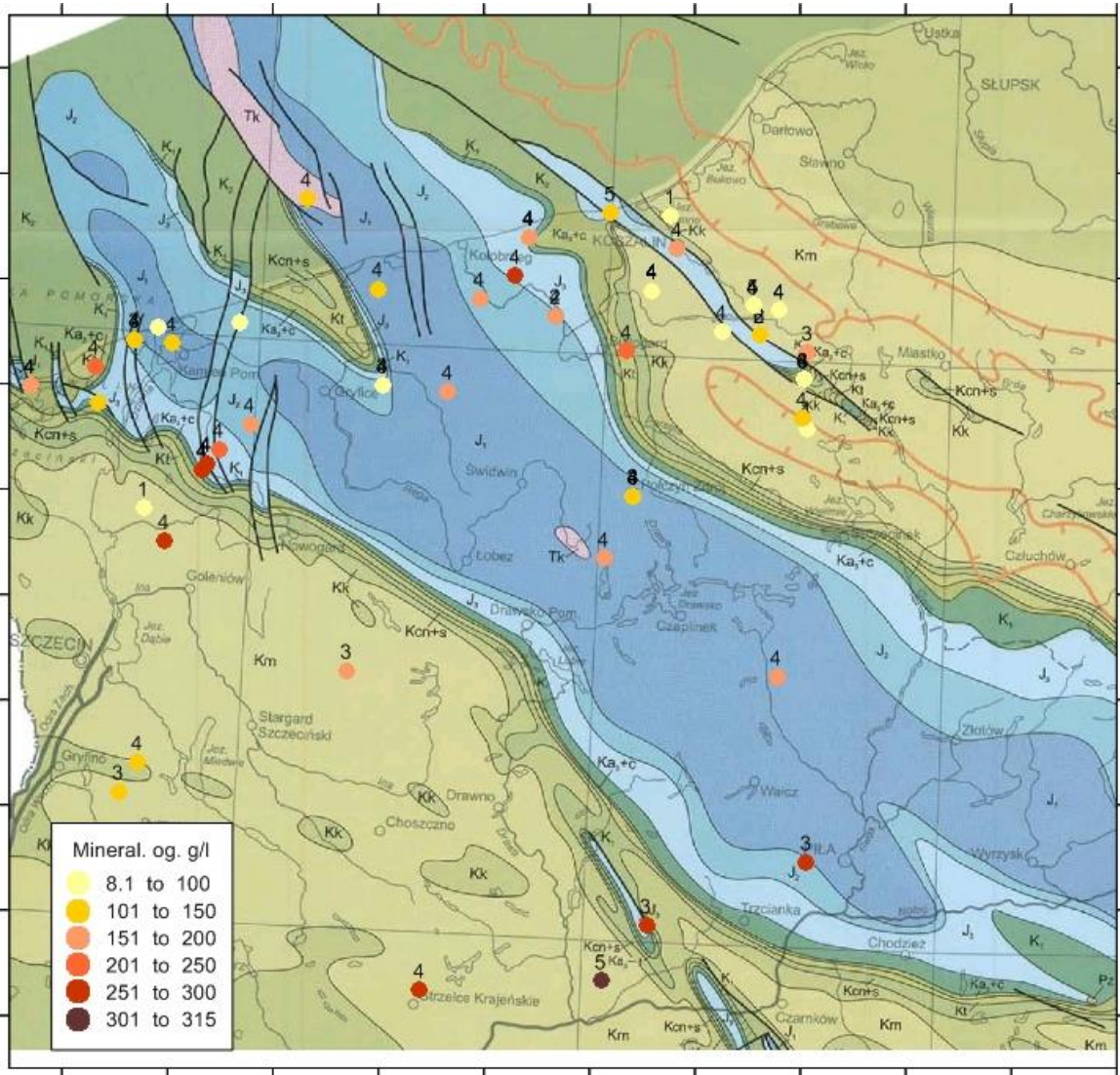


Fig. 1.1.6_51 Mineralizacja ogólna i typy genetyczne wód pietra triasowego w regionie Pomorza Zachodniego na tle budowy geologicznej obszaru

Na mapach (**Fig. 1.1.6_50** i **51**) przy o przy każdym otworze zaznaczono symbolem typ genetyczny wody jako wskaźnik stopnia metamorfizmu wód czyli izolacji kolektora od wód infiltracyjnych czyli od powierzchni terenu.

W utworach jurajskich dominuje typ genetyczny 3 świadczący o braku dostatecznej szczelności kolektorów oraz sporadycznie (rejon Koszalina) typ 4 wskazujący na kolektory o szczelności dobrej, ale nie zupełnej.

W utworach triasowych dominują typy genetyczne 4 czyli kolektory o szczelności dobrej, ale nie zupełnej. W rejonie południowym (Huta Szklana) występują wody typu 5, czyli reliktywne, świadczące o bardzo szczelnym kolektorze.

W wodach piętra karbońskiego występują głównie typy genetyczne 5 i 6 świadczące o bardzo szczelnych kolektorach.

Powyższa interpretacja została wykorzystana przy typowaniu kolektorów do lokowania CO₂ oraz wyborze stref wyłączonych.

Rejon VIII - Łeba-Bałtyk oraz NE Polska

Pierwiastki i jony istotne dla reakcji mediów złożowych zawierających CO₂ ze skałami

Temp °C	pH	Na ⁺ mol/kg _{H2O}	K ⁺ mol/kg _{H2O}	Ca ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Mg ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Sr ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Fe ⁺⁺ mol/kg _{H2O}	Al ⁺⁺⁺ mol/kg _{H2O}
60	4.6	3.27	1.16 · 10 ⁻²	7.57 · 10 ⁻²	3.13 · 10 ⁻²	1.48 · 10 ⁻³	6.40 · 10 ⁻⁴	1.50 · 10 ⁻⁸
gęstość g/l		Cl ⁻ mol/kg _{H2O}	SO ₄ ⁻ mol/kg _{H2O}	Br ⁻ mol/kg _{H2O}	Alk (OH) eq/kg _{H2O}			SiO ₂ mol/kg _{H2O}
1.13		4.8	7.63 · 10 ⁻³	2.01 · 10 ⁻³	1.35 · 10 ⁻³			3.37 · 10 ⁻⁴

Tabela 1.1.6_50 Przykładowy, typowy skład i parametry solanki przyjmowane w modelowaniach hydrogeochemicznych (Chadwick et al., 2006)

Obecność CO₂ rozpuszczonego w solance powoduje że jej odczyn pH jest coraz bardziej kwaśny. Według dotychczasowych badań (Chadwick et al., 2006) przy reakcjach solanki z rozpuszczonym CO₂ a skałą najistotniejsze są zjawiska rozpuszczania i wytrącania kalcytu (w mniejszym stopniu innych węglanów), rozkładu plagioklazów (w szczególności albitu na dawsonit i krzemionkę), rozkładu minerałów ilastych (szczególnie chlorytu, który w obecności rozpuszczonego kalcytu rozkłada się na syderyt, dolomit, kaolinit i krzemionkę) oraz miki (muskowitu, który w obecności rozpuszczonej krzemionki rozkłada się na skaień potasowy i kaolinit). Wszystkie te zjawiska zachodzą jednocześnie, jednakże w różnym natężeniu i tempie (kalcyt reaguje najszybciej, mika najwolniej), stąd też niełatwo jest przewidzieć ich wzajemne oddziaływania. Stąd właśnie informacje o obecności jonów i pierwiastków wymienionych w Tabeli 1.1.6_50 są istotne dla przewidywania i symulacji procesów geochemicznych zachodzących przy i po zatłaczaniu dwutlenku węgla do górotworu (np. obecność Na⁺, Ca⁺, Mg⁺², SO₄⁻).

Charakterystyka hydrogeochemiczna i hydrodynamiczna kolektorów

Charakterystykę hydrogeochemiczną i hydrodynamiczną kolektorów wykonano głównie na podstawie wyników uzyskanych z opróbowania poziomów zbiornikowych w głębokich otworach badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz w głębokich otworach wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa.

Celem opisanych badań była analiza poziomów wodonośnych dla wytypowania obszarów o największym rozprzestrzenieniu kolektora CO₂ spełniającego kryteria do lokowania.

Metodyka badań

Własności hydrogeologiczne oznaczono na podstawie próbek pobranych z rdzeni 14 otworów, w których współcześnie (2012 r.) wykonano oznaczenia: porowatości całkowitej, przepuszczalności i przepuszczalności poziomej. Dla utworów kambryjskich wykonano 49 oznaczeń, dla sylurskich 10 oznaczeń i dla ordowickich 8 oznaczeń.

Analizie zostały poddane również wyniki badań laboratoryjnych zestawionych w archiwalnych dokumentacjach geologicznych 34 otworów (źródło – Centralna Baza Danych Geologicznych - CBDG). Oznaczono następujące parametry hydrogeologiczne: porowatość całkowita, porowatość efektywna, przepuszczalność pionowa i przepuszczalność pozioma. Dla utworów kambryjskich analizie poddano 1058 wyników, dla ordowickich 139 wyników, dla sylurskich 392 wyników, dla karbońskich 109 a dla permskich 119 wyników.

Do wstępnego wykonania badań hydrogeochemicznych wytypowano 177 otworów ujmujących kompleksy skał o najbardziej korzystnych właściwościach zbiornikowych. Mogą one być potencjalnie podstawowymi zbiornikami do sekwestracji CO₂.

Charakterystykę hydrochemiczną i hydrodynamiczną opracowano dla kompleksów skał obejmujących poziomy stratygraficzne mezozoiku: trias dolny oraz paleozoiku: kambr i perm dolny.

Na mapach (**Fig. 1.1.6_63, 64 i 64**) zlokalizowano otwory wiertnicze z wykonanymi badaniami hydrogeologicznymi odpowiednio dla poszczególnych poziomów stratygraficznych, przy każdym otworze kolorem sygnowana jest mineralizacja wody w g/l. Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

W przypadku zaburzenia reżimu hydrodynamicznego, na przykład przy odnawianiu się starych systemów tektonicznych, ważną informacją jest różnica ciśnień złożowych i mineralizacji wód pomiędzy sąsiednimi poziomami. Na podstawie różnicy gradientów ciśnień Bojarski (1996) określił lateralny ogólny kierunek przepływu wód. Informacja ta została również wykorzystana do analizy możliwości lokowania CO₂ w proponowanych kolektorach.

Charakterystyka hydrodynamiczna kolektorów (J.Wagner, L.Razowska-Jaworek, J. Szulik)

W celu opisu parametrów hydrogeologicznych badanego obszaru podzielono go na dwie jednostki: Morze Bałtyckie i obszar Polski północno-wschodniej.

Parametry hydrogeologiczne zostały scharakteryzowane na podstawie:

- wykonanych w 2012 r badań laboratoryjnych na próbkach z rdzeni wiertniczych otworów badawczych lub poszukiwawczych odwierconych z powierzchni w latach 1950÷1990 r.,
- wyników badań laboratoryjnych zestawionych w archiwalnych dokumentacjach geologicznych otworów,
- wyników badań polowych wykonanych w otworach wykonanych w poszczególnych piętrach/poziomach wodonośnych, zestawionych w archiwalnych dokumentacjach geologicznych otworów.

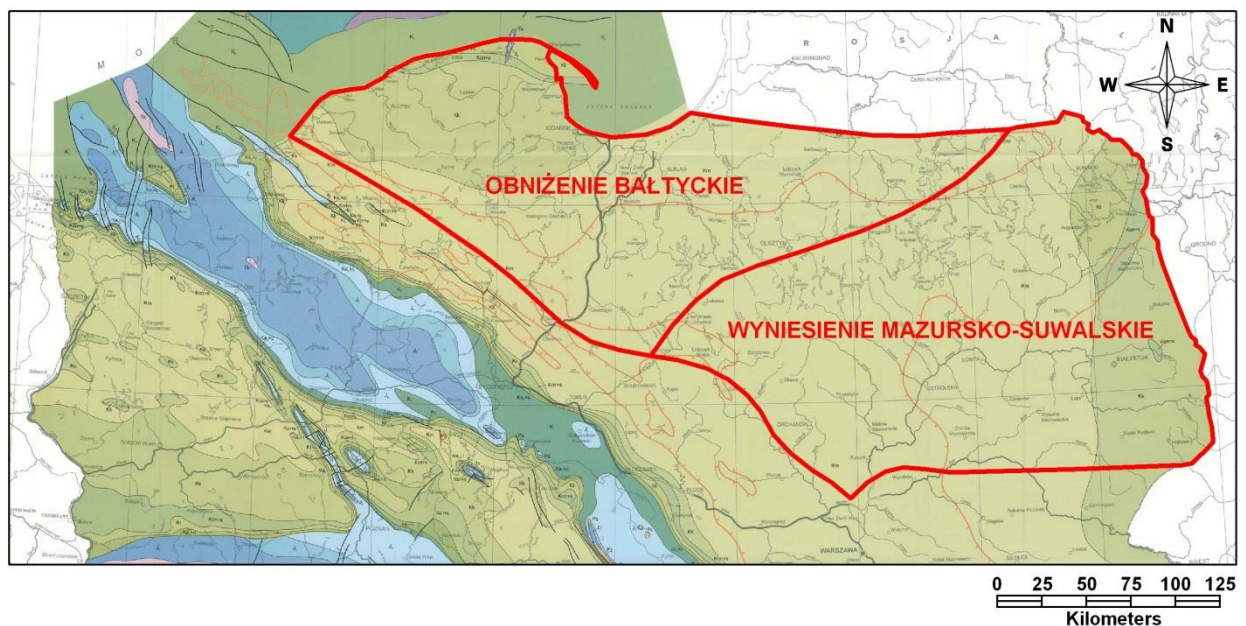


Fig. 1.1.6_52 Granice jednostek geologicznych w granicach Polski północno-wschodniej

Zgodnie z kryteriami wyboru formacji i struktur do bezpiecznego składowania CO₂ (na podstawie CO2STORE) głębokość występowania zbiornika powinna wynosić od 800÷1000 m do 2000÷2500 m, przy minimalnej miąższości warstw uszczelniających zbiornik wynoszącej 50 m. Miąższość warstwy zbiornika powinna wynosić powyżej 30 m (minimum 20 m), przy porowatości powyżej 20% (minimum 10%) i przepuszczalności zbiornika powyżej 200÷300 mD (minimum 100 mD). Zasolenie wód złożowych określono na minimum 30 g/l. Kryteria geologiczno-złożowe odnoszą się do projektów w skali demonstracyjnej i przemysłowej i charakteryzują się znacznym marginesem bezpieczeństwa.

Parametry wyszczególnionych jednostek geologiczne zostały scharakteryzowane na podstawie:

- wykonanych w 2012 r badań laboratoryjnych na próbkach skał pobranych z rdzeni wiertniczych archiwalnych otworów badawczych lub poszukiwawczych odwierconych z powierzchni
- wyników badań polowych wykonanych w otworach wykonanych w poszczególnych piętrach/poziomach wodonośnych, zestawionych w Profilach Głębokich Otworów Wiertniczych.

Charakterystyka poziomów zbiornikowych w rejonie Polski północno-wschodniej

Na obszarze badań wydzielono piętra wodonośne: kambru, ordowiku, syluru, permu, triasu, jury (dolnej, środkowej, górnej) i kredy. Dnem basenu, w którym powstały osady paleozoiku i mezozoiku są nieprzepuszczalne skały podłoża krystalicznego (prekambru) zawodnione tylko w strefie zwierzeń i rozłamów tektonicznych.

Piętro wodonośne **kambru** dzieli się na dwa poziomy: kambru dolnego i kambru środkowego. Kambur środkowy ma znacznie lepsze właściwości kolektorskie od skał kambru dolnego. Ku południowi poziomy kambru ulegają całkowitej redukcji, a ku wschodowi tylko częściowej redukcji. Na Białorusi (Bielice, Druskienniki, Lida) są przykryte cienką pokrywą czwartorzędu i mezozoiku, gdy w centralnej części basenu są przykryte grubą serią skał uszczelniających syluru i ordowiku, poza zasięgiem uszczelniającego nadkładu pozostają w kontakcie hydraulicznym z poziomem czerwonego spągowca (Bojarski, 1987). Gradienty ciśnień na wyniesieniu Łeby $1,03 - 1,14 \cdot 10^3$ hPa/10m (Bojarski, 1996), mniejsze są w okolicy Malborka $0,90 \cdot 10^3$ hPa/10m, ku wschodowi gradienty ciśnienia wzrastają do $1,10 \cdot 10^3$ hPa/10m, od Olsztyna w kierunku wschodnim maleją do $1,05 \cdot 10^3$ hPa/10m i nadal $< 1,04 \cdot 10^3$ hPa/10m (otw.Gołdap IG1). Silnie stężone solanki Mog > 50 g/l- > 200 g/l, których stężenie maleje w kierunku na wschód w granicach obniżenia perybałtyckiego. Również występują w granicach obniżenia podlaskiego, gdzie na rubieży Polski pojawiają się nawet wody słodkie (otw.Krzyże IG 4, otw.Mielnik IG1). Od zachodu (otw. Żebrak IG1) w kierunku na wschód (Kaplony IG1) maleją gradienty ciśnień w zakresie od $1,05$ do $1,0 \cdot 10^3$ hPa/10m (Bojarski, 1996).

Parametry hydrogeologiczne piętra dolnokambryjskiego określone na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych $0,06-23,30$ m³/h; ciśnienia złożowe $8,14-28,92$ MPa, gradient ciśnienia złożowego $0,095-0,990$ MPa/m. 1.1.6.3.1.

Parametry hydrogeologiczne piętra górnokambryjskiego określone na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych $0,04-825,00$ m³/h; ciśnienia złożowe $14,32-28,32$ MPa, gradient ciśnienia złożowego $0,098-0,112$ MPa/m (**tab. 1.1.6._51**).

Tabela 1.1.6_51 Parametry pięter wodonośnych w rejonie Polski północno-wschodniej

Wiek		Wydajność piętra/poziomu wodonośnego Q	Dopływ piętra/poziomu wodonośnego V	z	Ciśnienie złożowe Pz	Gradient ciśnienia złożowego	Mineralizacja
Tr	Min	3,16					0,20
	Max	3,16					0,20
	Średnia	3,16					0,20
	Licznik	1,00					1,00
K2	Min	0,01				0,087	0,96
	Max	14,20				0,105	7,20
	Średnia	2,82				0,097	3,63
	Licznik	7,00				5,000	9,00
K1	Min	0,34			9,70	0,090	2,30
	Max	14,20			9,70	0,096	16,26
	Średnia	6,23			9,70	0,094	6,77
	Licznik	6,00			1,00	3,000	10,00
Jo	Min	0,77				0,101	0,79
	Max	4,48				0,101	2,12
	Średnia	2,63				0,101	1,25
	Licznik	2,00				1,000	3,00
J3	Min	0,02			5,94	0,091	0,24
	Max	47,60			12,95	0,104	78,40
	Średnia	8,28			9,45	0,099	30,54
	Licznik	24,00			2,00	15,000	32,00
J2	Min	0,05	5,90		17,08	0,090	0,31
	Max	22,11	5,90		19,11	0,103	88,00
	Średnia	4,67	5,90		18,10	0,098	49,26
	Licznik	11,00	1,00		2,00	11,000	20,00
J1	Min	0,78	2,95			0,090	7,55
	Max	21,00	2,95			0,104	92,72

	Średnia	8,72	2,95		0,098	53,42
	Licznik	4,00	1,00		4,000	10,00
J	Min	13,18			0,090	0,27
	Max	13,18			0,090	0,27
	Średnia	13,18			0,090	0,27
	Licznik	1,00			1,000	1,00
T3	Min	0,07			0,090	0,40
	Max	6,60			0,105	118,00
	Średnia	2,21			0,098	51,93
	Licznik	9,00			9,000	14,00
T1	Min	0,06			0,094	0,97
	Max	19,50			0,101	166,40
	Średnia	3,83			0,098	64,81
	Licznik	7,00			6,000	9,00
P2	Min	0,05	0,90	10,25	0,094	4,05
	Max	22,10	7,60	24,03	0,108	315,10
	Średnia	6,41	3,48	17,72	0,100	138,58
	Licznik	27,00	6,00	15,00	17,000	26,00
P1	Min	0,24	3,10	15,38	0,094	27,62
	Max	22,10	3,10	24,03	0,104	197,00
	Średnia	9,05	3,10	18,98	0,099	119,74
	Licznik	13,00	4,00	11,00	12,000	14,00
C	Min					24,29
	Max					24,29
	Średnia					24,29
	Licznik					1,00
S	Min	2,00			0,109	81,60
	Max	6,20			0,109	157,10
	Średnia	3,30			0,109	113,87
	Licznik	4,00			1,000	5,00

O	Min	5,20		23,79	0,099	0,24
	Max	32,15		23,79	0,107	183,37
	Średnia	14,89		23,79	0,102	62,94
	Licznik	9,00		1,00	6,000	11,00
Cm2	Min	0,04	6,80	14,32	0,098	0,10
	Max	825,00	9,30	28,32	0,112	243,20
	Średnia	75,59	8,08	23,44	0,104	174,76
	Licznik	50,00	4,00	37,00	38,000	49,00
Cm1	Min	0,06	9,40	8,14	0,095	0,60
	Max	23,30	9,40	28,92	0,990	300,00
	Średnia	6,35	9,40	20,93	0,136	139,82
	Licznik	29,00	4,00	17,00	26,000	32,00
Cm	Min	0,31	5,50	20,60	0,099	2,99
	Max	23,41	5,50	27,47	0,110	228,00
	Średnia	5,98	5,50	24,70	0,102	155,95
	Licznik	12,00	1,00	6,00	9,000	12,00
NPR	Min	2,20		15,26	0,100	0,30
	Max	23,30		24,62	0,104	207,50
	Średnia	8,61		19,96	0,101	62,18
	Licznik	5,00		3,00	3,000	6,00

Utwory ordowiku (wapienie zwarte, miejscami margliste i ilaste, mające maks.miąższość 100m) charakteryzują się na ogół bardzo słabymi własnościami zbiornikowymi, dlatego więc zbadane wszystkie 4 poziomy okazały się negatywne (brak przyływu).

Parametry hydrogeologiczne piętra określone na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 5,20-32,15 m³/h; ciśnienia złożowe 23,79MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,099-0,107 MPa/m.

Utwory **syluru** (seria łupków i ilowców graptolitowych), która w rejonie wyniesienia łęby osiąga miąższość 2000m, w otw. Kętrzyn 1 poziom wykształcony w postaci wapieni bulastych dał przyływ ropy.

Parametry hydrogeologiczne piętra określone na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 2,00-6,20 m³/h; ciśnienie złożowe 23,79MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,109 MPa/m (**Tabela 1.1.6_51**).

Utwory **perm**, w których wydzielono poziomy wodonośne: I-czerwony spągowiec, II- wapień cechsztyński Z1, III- dolomit główny Z2, IV dolomit płytowy Z3. Silnie stężone solanki Mog >50-300g/l, których stężenie maleje w kierunku na wschód w granicach obniżenia perybałtyckiego. Również występują w granicach obniżenia podlaskiego, gdzie na południe od Białegostoku pojawiają się nawet wody słodkie (otw.Żebrak IG1 1-50g/l). Od zachodu obszary ww są otoczone linią gradientu 1,05 ·10³ hPa/10m (Tablica IV w Bojarski L., 1996).

Parametry hydrogeologiczne piętra (P1 i P2) określone na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 0,05-22,10 m³/h; ciśnienie złożowe 10,25-24,03 MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,094-0,104 MPa/m.

Utwory **triasu** z uwagi na własności zbiornikowe dzielić należy na trzy części: pstry piaskowiec dolny, pstry piaskowiec środkowy oraz łącznie wapień muszlowy i kajper.

W pstrym piaskowcu dolnym tylko wkładki wapieni oolitowych są wodonośne (przyptyw solanki otw. Gołdap 1, otw. Kętrzyn 1). W pstrym piaskowcu środkowym, którego miąższość ulega redukcji od 185m na zachodzie do 0m na wschodzie w rejonie Suwałk, porowatość 28% i przyptyw solanki 3,6-10,8 m³/h.

Parametry hydrogeologiczne piętra (T1) określone na podstawie badań polowych są następujące: wydajność poziomów wodonośnych 0,06-19,50 m³/h; ciśnienie złożowe b.d. gradient ciśnienia złożowego 0,094-0,101 MPa/m (**Tabela 1.1.6_51**).

Utwory **jury tworzą** 4 poziomy wodonośne: I-retyku, II-warstwy olsztyńskie, III- warstwy ciechocińskie, IV-warstwy borucickie. Retyk budują piaskowce drobnoziarniste i czasem średnioziarniste o porowatości maks. 36% i przepuszczalności 800mD. Piaskowce mają wkładki ilaste. Warstwy olsztyńskie (J1) (bardzo dobre własności zbiornikowe) zbudowane są z piaskowców od drobno- do gruboziarnistych (maks. miąższość 158m), ich maks. porowatość 40,2% oraz wydajność do 8 m³/h. Warstwy ciechocińskie stanowią poziom o licznych wkładkach warstw nieprzepuszczalnych, stąd mają bardzo słabe własności zbiornikowe. Warstwy borucickie (piaszczyste), mają małe miąższości i redukują się w centralnej części terenu. Jura środkowa (J2) stanowi jeden poziom wodonośny (92mW -70mE). Jurę górną (J3) budują mułowce piaszczysto-margliste, tylko w otw. Kętrzyn i otw. Kętrzyn 2 występują wapień o porowatości do 31% a przyptyw 1,5-0,6 m³/h. Kimeryd wykształcony jak oksford i portland (miąższość 15-25m) w zachodniej części.

Parametry hydrogeologiczne piętra (J1) określone na podstawie badań polowych są następujące wydajność: poziomów wodonośnych 0,78-21,0 m³/h; ciśnienie złożowe 10,25-24,03 MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,094-0,104 MPa/m (**Tabela 1.1.6_51**).

Parametry hydrogeologiczne piętra (J2) określone na podstawie badań polowych są następujące wydajność: poziomów wodonośnych 0,05-22,11 m³/h; ciśnienie złożowe 17,08-19,11 MPa, gradient ciśnienia złożowego 0,090-0,103 MPa/m (**Tabela 1.1.6_51**).

Kreda wykształcona w facji piaszczystej (miąższość W83m-E0,7m) i w facji węglanowej (miąższość 415-145m). Piętro kredowe w rejonie Gdańska prowadzi wody zwykłe. Kreda miejscami przykryta jest osadami: piaskami glaukonitowymi paleocenu dolnego (otw. Olsztyn 1) i oligocenu (otw. Kętrzyn 1) oraz glinami zwałowymi czwartorzędu (otw. Bartoszyce 1).

Wyniki badań laboratoryjnych wykonanych w 2012 r

Parametry hydrogeologiczne skał utworów kambru, ordowiku i syluru zostały określone na podstawie wykonanych petrofizycznych badań laboratoryjnych próbek pobranych z rdzeni wiertniczych otworów badawczych lub poszukiwawczych, odwierconych z powierzchni w latach 1950-1990, zestawiono jest w poniższej tabeli (**Tabela 1.1.6_52**).

Tabela 1.1.6_52 Wyniki petrofizycznych badań laboratoryjnych wykonanych w 2011 r. w rejonie Polski północno-wschodniej

Wiek		Głębokość w m	Porowatość całkowita %	Przepuszczalność w mD
sylur	min	1357.90	0.36	0.001
	max	2492.20	5.26	11.160
	średnia		2.26	2.233
ordowik	min	1361.10	0.56	0.001
	max	2489.60	3.72	7.069
	średnia		1.97	1.196
kambr	min	1388.20	0.34	0.000
	max	2613.50	28.91	487.119
	średnia		11.01	82.250

Wartości porowatości całkowitej **utworów kambru** uzyskane z badań laboratoryjnych w 2012 r. są bardzo zróżnicowane (**Fig. 1.1.6_53**) i wynoszą średnio 11,01 %. Około 46 % wartości wynosi poniżej 10%, w przedziale 11-20% mieści się 43 % oznaczeń i tylko 11 % oznaczeń jest wyższych od 10%. Przepuszczalność wynosi średnio 82 mD.

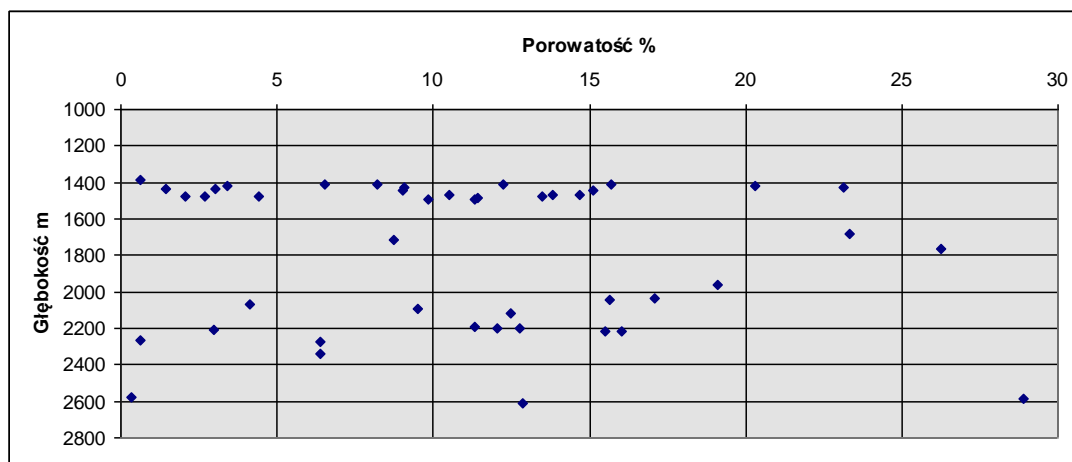


Fig. 1.1.6_53 Porowatość całkowita utworów kambryjskich oznaczona podczas badań petrofizycznych w 2012 r. w rejonie Polski północno-wschodniej

Wartości porowatości całkowitej **utworów ordowiku** uzyskane z badań laboratoryjnych w 2012 r. są bardzo niskie i wynoszą średnio 2 %. Wszystkie wartości są niższe od 10%. Przepuszczalność jest również bardzo niska i wynosi średnio 1,2 mD.

Wartości porowatości całkowitej **utworów syluru** uzyskane z badań laboratoryjnych w 2012 r. są bardzo niskie i wynoszą średnio 2,3 %. Wszystkie wartości są niższe od 10%. Przepuszczalność jest również bardzo niska i wynosi średnio 2,2 mD.

Wyniki archiwalnych badań laboratoryjnych

Analizie zostały poddane wyniki badań laboratoryjnych, które zestawiono w dokumentacjach geologicznych otworów wykonanych archiwalnych (źródło – Centralna Baza danych Geologicznych CBDG) (**Tabela 1.1.6_53**).

Analizie zostały poddane również wyniki badań hydrogeologicznych laboratoryjnych, uznane za reprezentatywne dla całego obszaru obejmującego obszar Morza Bałtyckiego i struktury geologiczne: syneklizę perybałtycką i wyniesienie mazursko-suwańskie.

Tabela 1.1.6_53 Własności hydrogeologiczne uzyskane z badań archiwalnych
w rejonie Polski północno-wschodniej

Wiek		Głębokość [m]	Porowatość efektywna [%]	Porowatość całkowita [%]	Przepuszcza- czalność pionowa [mD]	Przepuszcza- czalność pozioma [mD]
kreda	min	135.00	0.25	7.62		
	max	842.00	24.83	43.48		
	średnia	350.65	7.87	30.85		
jura	min	115.25	0.00	3.07		
	max	1379.00	42.00	33.18		
	średnia	753.69	16.66	18.86		
trias	min	275.00	0.16	2.20		0.470
	max	1999.50	37.00	35.90		0.470
	średnia	1409.49	10.16	20.17		0.470
perm	min	659.00	0.00	0.30		0.100
	max	2336.75	22.00	24.80		4.100
	średnia	1805.72	4.55	5.39		1.160
karbon	min	2344.10	3.00			
	max	3007.80	50.00			
	średnia	2654.41	15.03			
sylur	min	832.00	0.00	0.00		0.000
	max	4469.30	16.09	25.15		5.401
	średnia	2642.97	1.95	3.52		0.162
ordowik	min	1361.80	0.00	0.00	0.100	0.000
	max	4511.10	4.70	17.14	0.100	18.800
	średnia	2266.22	1.22	4.09	0.100	0.424
kambr	min	1405.60	0.00	0.00	0.500	0.000
	max	5064.20	16.00	23.95	57.100	1634.300
	średnia	3612.79	2.42	3.75	10.838	18.551
proterozoik	min	3489.10	0.09	0.40		0.000

	max	5148.00	9.76	9.90		5.500
	średnia	4994.61	5.13	5.50		1.032
paleoproterozoik	min	5096.80	0.51			0.100
	max	5110.00	0.59			0.100
	średnia	5103.40	0.55			0.100

W badanych otworach porowatość efektywna i całkowita były bardzo zróżnicowane zarówno w pionowym profilu jak i w zawężonych przedziałach głębokości.

Porowatość efektywna w utworach kambru wynosiła średnio 2,42 %, (**Fig. 1.1.6_54**). Około 96 % wartości porowatości efektywnej było niższych od 10%, a pozostałe 4 % mieściło się w przedziale 11-20%.

Porowatość całkowita w utworach kambru wynosiła średnio 3,45 %, (**Fig. 1.1.6_55**). Około 91 % wartości porowatości efektywnej było niższych od 10%, tylko 8,5 % mieściło się w przedziale 11-20% i zaledwie 0,5 % było wyższych od 20%.

Wartości przepuszczalności wynosiły średnio 10,8 mD (pionowa) i 18,5 mD (pozioma), chociaż najczęściej występowały w zakresach: 0,5 – 2,9 mD (pionowa) i 0,1 – 0,28 mD (pozioma).

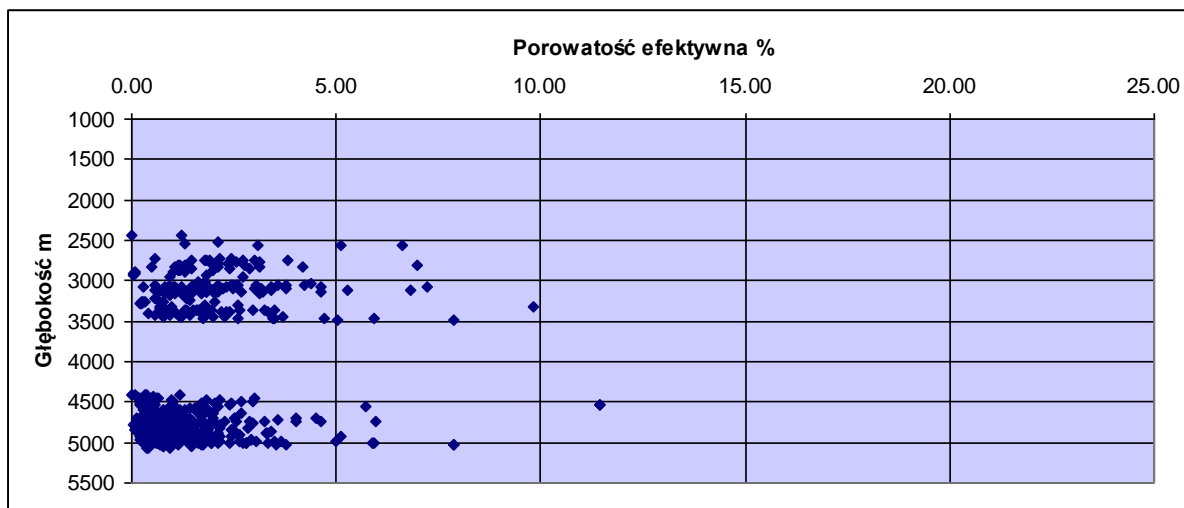


Fig. 1.1.6_54 Wartości porowatości efektywnej w utworach kambryjskich w rejonie Polski północno-wschodniej

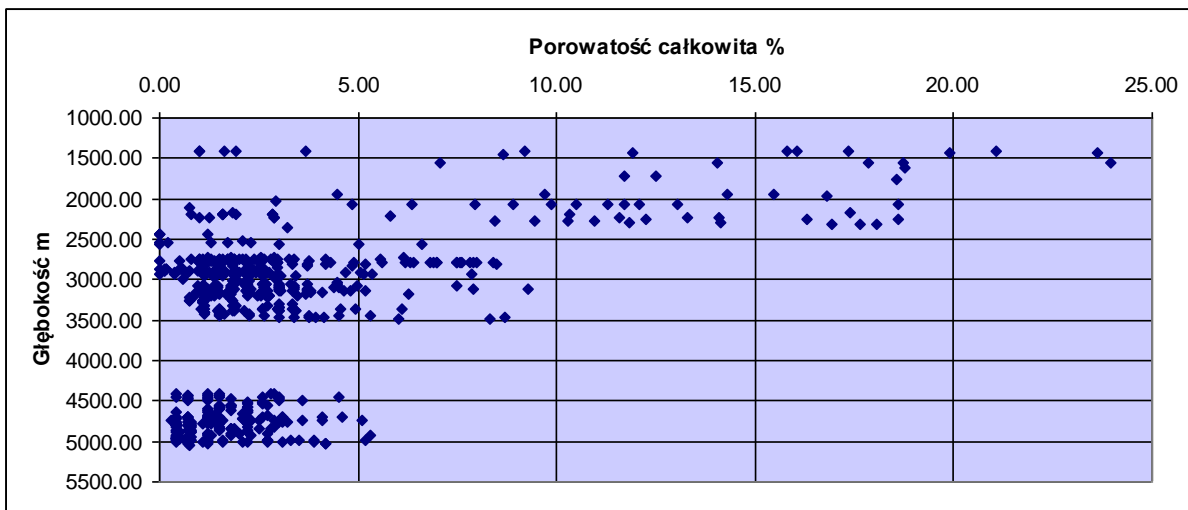


Fig. 1.1.6_55 Wartości porowatości całkowitej w utworach kambryjskich w rejonie Polski północno-wschodniej

CHARAKTERYSTYKA GŁÓWNYCH ZBIORNIKÓW WÓD PODZIEMNYCH

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych występujące na obszarze Polski NE są stosunkowo dobrze rozpoznane. W granicach rejonu Polski północno-wschodniej występuje 28 Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (Fig. 1.1.6_56), które przedstawiono zgodnie z publikacją (Kleczkowski red., 1990).

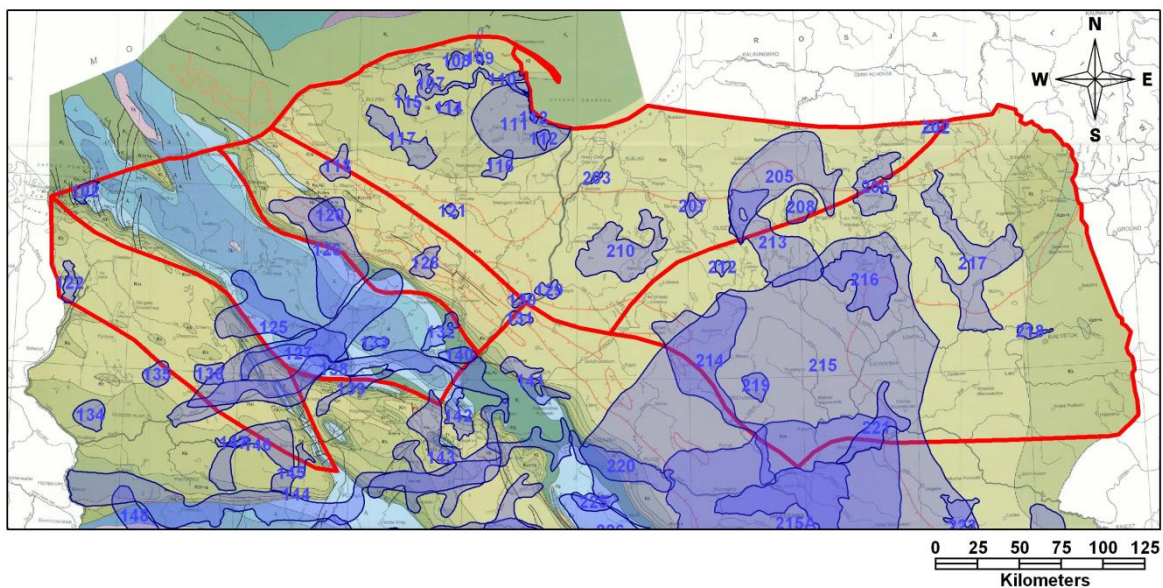


Fig. 1.1.6_56 Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych występujących w granicach rejonu Polski północno-wschodniej

Tabela 1.1.6_54 Główne Zbiorniki Wód Podziemnych występujące w rejonie
Polski północno-wschodniej

NUMER GZWP	NAZWA GZWP	POWIERZCHNIA GZWP	WIEK GZWP
107	Pradolina rzeki Łeba	212	Q
108	Zbiornik międzymorenowy Salino	80	Q
109	Dolina kopalna Żarnowiec	15	Q
110	Pradolina Kaszuby i rzeka Reda	146,9	Q
111	Subniecka Gdańska	1800	Cr
112	Zbiornik Żuławy Gdańskie	90,5	Q
114	Zbiornik międzymorenowy Maszewo	81,8	Q
115	Zbiornik międzymorenowy Łupawa	118	Q
116	Zbiornik międzymorenowy Gołębiewo	170	Q
117	Bytów	539,39	Q
118	Zbiornik międzymorenowy Polanów	215	Q
121	Zbiornik międzymorenowy Czersk	39	Q
202	Sandr Gołdap	51	Q
203	Dolina Letniki	18,5	Q
206	Wielkie Jeziora Mazurskie	584	Q
205	Subzbiornik Warmia	2095	PG,Ng,Cr
207	Zbiornik międzymorenowy Morąg	104	Q
208	Zbiornik międzymorenowy Biskupiec	290	Q
210	Zbiornik Iławski	1159	Q
212	Zbiornik międzymorenowy Olsztynek	63	Q
214	Zbiornik Działdowo	2330	Q
213	Zbiornik międzymorenowy Olsztyn	1383	Q
215	Subniecka warszawska	51000	Pg,Ng
216	Sandr Kurpie	1140	Q
217	Pradolina rzeki Biebrzy	1195	Q
218	Pradolina rzeki Supraśl	86,4	Q

219	Zbiornik międzymorenowy rzeki górna Łodynia	151,1	Q
221	Dolina kopalna Wyszków	590	Q

W tabeli (ostatnia) zestawiono główne zbiorniki wód podziemnych zlokalizowane w badanym rejonie z podaniem ich nazwy, numeru (Kleczkowski red., 1990), powierzchni zbiornika oraz wieku poziomu wodonośnego.

Charakterystyka hydrogeochemiczna kolektorów (L.Razowska-Jaworek)

Procesy przemian chemicznych wód i ich przemieszczania się w głębokich poziomach geologicznych zachodzą na ogół w czasie geologicznym i współcześnie są trudno zauważalne. Jednak w przypadku wyraźnego zaburzenia reżimu hydrodynamicznego wywołanego na przykład bardzo dużym obniżeniem się zwierciadła wody przez intensywną eksploatację lub odwadnianie kopalń może nastąpić wyrównywanie się ciśnień przez dopływ solanek z głębszych części basenu. Tąpnięcia górnicze lub inne ruchy masywu skalnego mogą spowodować odnowienie się starych szczelin tektonicznych i uruchomienie przepływu ku powierzchni, przez pionowe drogi krążenia. Najbardziej niebezpieczny jest przepływ typu lateralnego z głębszej do płytszej części basenu, mniej niebezpieczny, ale gwałtowniejszy jest przepływ typu wertykalnego bezpośrednio z podłoża oraz w aureoli wysadów solnych typu lateralno-wertykalnego Macioszczyk (1971) i Bojarski (1996).

W celu charakterystyki hydrogeochemicznej dokonano analizy składu chemicznego 497 analiz wód z 177 otworów z głębokości 110-4253 m, oraz wykonano uproszczone modelowanie analiz chemicznych wód za pomocą programu Wateval (Rock source deduction), oraz obliczono wybrane wskaźniki hydrochemiczne (Na/Cl i Cl/Br). Po zestawieniu tych danych dokonano ich interpretacji czyli oceny stopnia zmetamorfizowania wód będącego wskaźnikiem szczelności kolektora.

Poziomy wodonośne w jurze i kredzie prowadzą wody pochodzenia infiltracyjnego o wysokich wartościach wskaźnika Na/Cl oraz zalegających płytko, o słabej lub braku szczelności kolektorów, co było jednym z powodów wykluczenia ich z dalszych analiz przydatności do składowania dwutlenku węgla.

Charakterystykę hydrogeochemiczną kolektorów paleozoicznych przeprowadzono dla poziomów zbiornikowych występujących w profilu stratygraficznym regionu Wielkopolski spełniających podstawowe kryteria. Są to: głębokość 800 – 4000 m, miąższość ponad 20 m, obecność izolującego nadkładu.

Te warunki spełniają solanki wypełniające utwory triasu dolnego, permu dolnego i kambru.

Tabela 1.1.6_55 Mineralizacja i wybrane składniki wód podziemnych piętra paleozoiku
w regionie Polski północno-wschodniej

	Głębokość	Mineralizacja	Cl	SO4	HCO3	Ca	Mg	Na	K	Na/C l	Typ genetyczny
	m	g/l	mg/l								
Kreda (n = 33)											
Maksimum	1230	36.50	20890.00	1780.00	2620.00	1452.00	943.00	11610.00	350.00	2.50	6
Minimum	110	0.29	44.00	8.00	44.00	5.00	0.80	55.00	2.20	0.65	1
Średnia		8.19	4121.50	292.04	473.84	278.92	141.48	2364.75	76.92	1.14	2
Jura górna (n = 64)											
Maksimum	1763	90.70	53056.00	2967.00	1586.00	4178.00	1596.00	29244.97	861.03	6.30	6
Minimum	210	0.24	2.67	2.23	19.00	12.00	0.40	8.20	4.80	0.03	1
Średnia		28.70	15595.82	659.22	327.13	870.07	399.96	8586.96	244.65	1.40	3
Jura środkowa (n = 25)											
Maksimum	2001	92.40	50977.00	2856.00	1708.00	3539.00	897.00	27954.95	823.05	4.04	4
Minimum	402	0.31	7.15	10.47	79.00	21.84	8.78	17.50	0.58	0.69	1
Średnia		41.47	22628.32	672.10	348.87	1403.05	473.02	11808.23	343.80	1.45	3
Jura dolna (n = 20)											
Maksimum	2734	148.00	88629.00	950.00	915.00	11882.00	8509.00	30625.00	809.15	0.92	6
Minimum	276	7.55	3098.00	261.00	50.00	200.00	94.00	2020.00	70.00	0.01	2
Średnia		56.00	32648.94	573.49	282.09	2583.37	1091.97	16217.22	370.02	0.73	4
Trias górny (n = 26)											
Maksimum	2300	168.00	89660.90	2003.00	428.00	7094.00	9039.70	43798.68	1289.52	3.87	6
Minimum	351	0.40	36.00	17.88	39.15	29.80	5.20	71.88	2.12	0.61	1
Średnia		61.22	31659.66	1008.98	175.43	2298.66	1493.35	15831.46	369.96	1.08	4
Trias dolny (n = 53)											
Maksimum	2520	360.00	129606.00	7763.10	351.00	18715.00	4196.00	63400.00	2700.00	1.90	6

m			0	0		0					
Minimum	528	0.97	216.30	55.40	2.09	24.10	0.40	269.30	8.30	0.61	1
Średnia		91.85	46994.43	1685.1 6	108.93	5370.23	1530.93	22648.66	582.26	0.74	4
Perm - cechsztyń (n = 76)											
Maksimum	4260	350.50	215578.5 0	8201.0 0	6100.0 0	70059.8 0	37309.3 0	113500.0 0	10500.0 0	1.13	6
Minimum	530	4.05	1003.40	21.00	25.38	607.50	2.10	68.78	2.12	0.30	2
Średnia		170.96	104057.1 9	1580.9 5	541.96	11150.7 3	4076.73	45388.21	1479.50	0.71	5
Perm - czerwony spągowiec (n = 25)											
Maksimum	4278	241.20	146122.4 0	3776.0 0	793.00	34331.0 0	4864.00	78000.00	1780.90	0.86	6
Minimum	680	27.62	13652.10	49.20	61.00	1774.70	2.80	7646.13	41.00	0.50	3
Średnia		147.19	87204.31	1543.6 7	203.17	12176.6 5	1960.82	38908.69	998.69	0.71	4
Karbon (n = 7)											
Maksimum	3943	289.00	160235.8 0	6383.0 0	335.50	32510.0 0	3587.00	75614.75	2226.25	0.99	6
Minimum	1310	24.29	12588.30	444.00	31.50	1338.00	108.00	6518.49	200.91	0.54	3
Średnia		208.69	121236.0 7	1888.4 6	158.60	19352.2 7	1849.66	52501.10	1547.02	0.70	5
Dewon (n = 35)											
Maksimum	4260	294.60	178970.0 0	3835.0 0	1464.0 0	52639.0 0	12013.0 0	97129.02	2859.68	0.84	6
Minimum	1805	97.00	56860.00	92.00	25.00	6556.00	1021.10	26250.00	280.00	0.29	4
Średnia		219.29	132610.6 0	939.89	326.28	24528.3 0	4263.51	48686.48	1352.60	0.57	6
Sylur (n = 6)											
Maksimum	1753	157.10	96620.00	1980.0 0	279.00	15631.0 0	4570.00	38961.16	1810.00	2.18	6
Minimum	490	0.36	68.00	7.00	37.00	28.00	7.00	96.00	15.00	0.60	1
Średnia		94.95	57487.67	993.50	103.40	8413.95	2325.34	23787.86	748.47	0.89	5
Ordowik (n = 6)											

Maksimum	2665	186.80	113393.10	2321.00	128.00	25712.00	4570.00	39045.07	1810.00	0.68	6
Minimum	1404	101.00	59600.00	103.00	37.00	7400.00	297.00	20500.00	670.00	0.53	4
Średnia		146.17	87031.97	858.33	97.67	15473.50	2835.17	32749.34	1147.08	0.58	6
Kambr (n = 103)											
Maksimum	3733	243.20	198275.00	2180.00	783.20	51843.00	13132.00	65083.80	7300.00	0.90	6
Minimum	498	0.10	759.70	7.40	13.00	188.40	4.60	1620.07	49.93	0.28	3
Średnia		155.26	98738.41	501.79	194.39	20240.38	3005.35	33360.14	1162.60	0.54	6

Trias dolny

Mineralizacja wód piętra triasu dolnego jest bardzo zróżnicowana i waha się 0,97 do 360 g/l, przy średniej 91,8 g/l (**Tabela 1.1.6_55**). Solanki górnego triasu charakteryzują się również bardzo zróżnicowanym stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl waha się od 0,61 do 1,9 (najczęściej 0,7-0,8) co świadczy o występowaniu wód o różnym pochodzeniu, od infiltracyjnych do stagnujących. Zawartości Na wynoszą od 0,27 do 63,4 g/l, średnio 22,6 g/l, Cl wynoszą od 0,22 do 129,6 g/l, średnio 47 g/l.

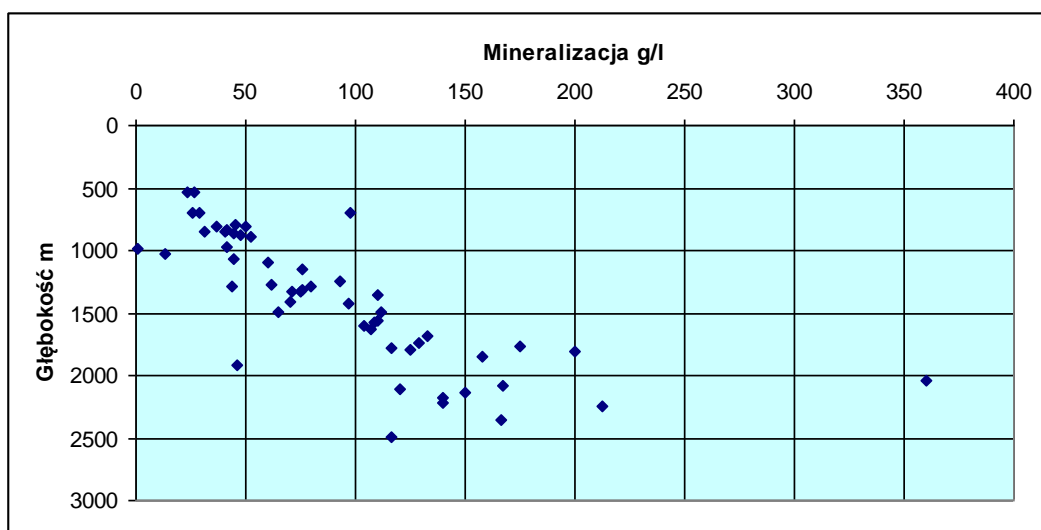


Fig. 1.1.6_57 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla dolnotriasowych poziomów wodonośnych w regionie Polski północno-wschodniej

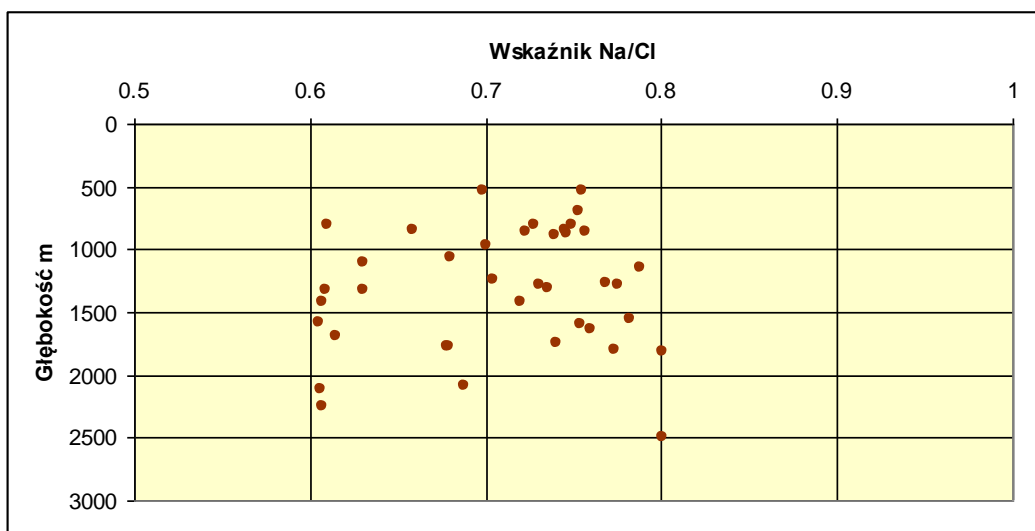


Fig. 1.1.6_58 Zależność wskaźnika Na/Cl od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych triasu dolnego w regionie Polski północno-wschodniej

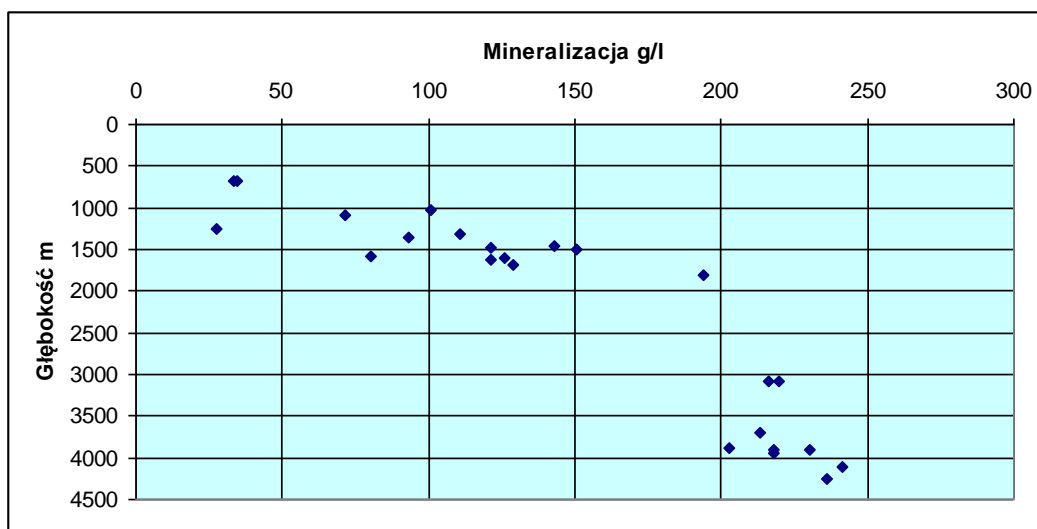


Fig. 1.1.6_59 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych permu dolnego w regionie Polski północno-wschodniej

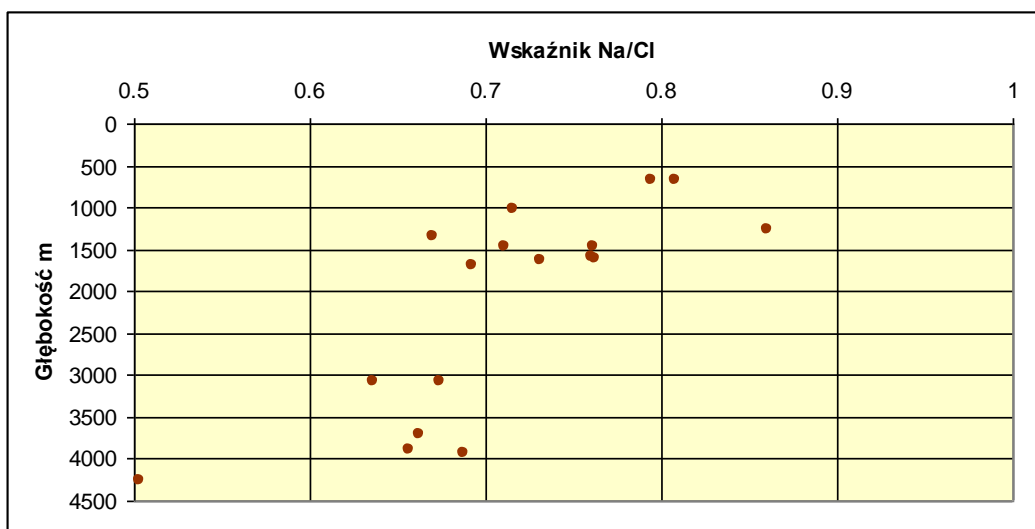


Fig. 1.1.6_60 Zależność wskaźnika Na/Cl od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych permu dolnego w regionie Polski północno-wschodniej

Perm dolny – czerwony spągowiec

Mineralizacja wód w czerwonym spągowcu jest bardzo zróżnicowana i wynosi od 27,6 do 241 g/l, przy średniej 147 g/l. Solanki dolnopermskie charakteryzują się stosunkowo wysokim stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl wynosi najczęściej się od 0,5 do 0,7 co świadczy o występowaniu wód o silnie przeobrażonych, reliktowych. Zawartości Na wynoszą średnio 52 g/l, a Cl 87 g/l.

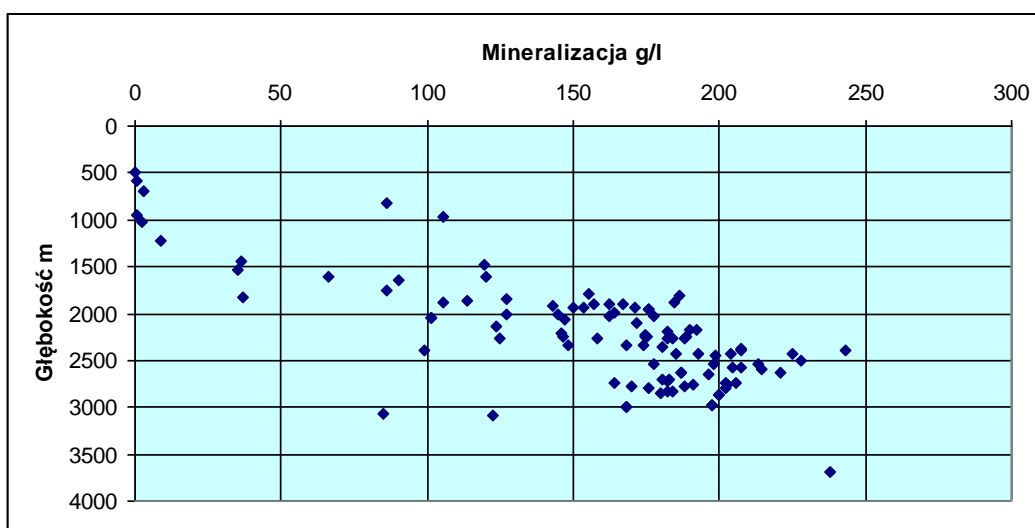


Fig. 1.1.6_61 Zależność mineralizacji ogólnej wód od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych kambru w regionie Polski północno-wschodniej

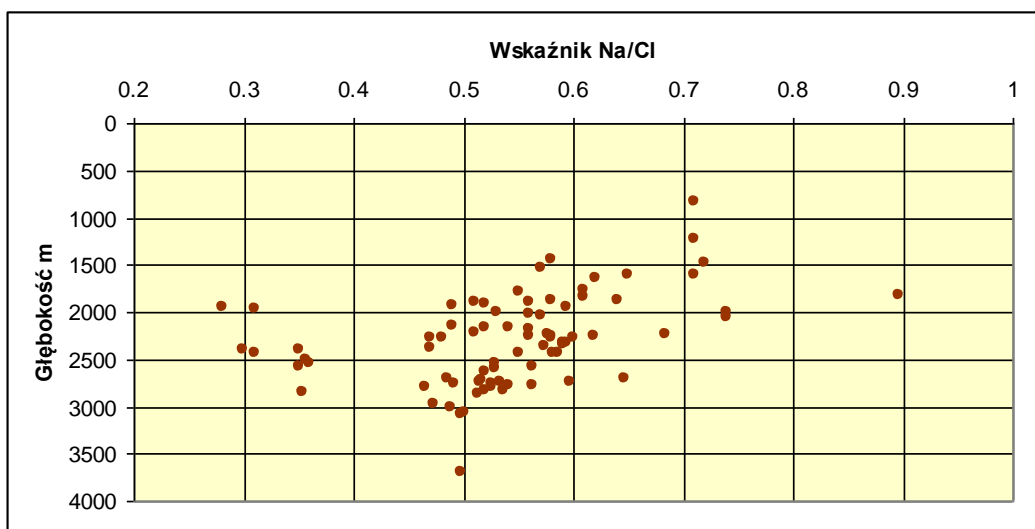


Fig. 1.1.6_62 Zależność wskaźnika Na/Cl od głębokości stropu dla poziomów wodonośnych kambru w regionie Polski północno-wschodniej

Kambr

Mineralizacja wód piętra kambryjskiego jest bardzo zróżnicowana i wynosi od 0,1 do 243 g/l, przy średniej 155 g/l. Solanki kambryjskie charakteryzują się stosunkowo zróżnicowanym stopniem przemian chemicznych. Wartość wskaźnika Na/Cl wynosi od 0,28 do 0,90, najczęściej 0,5 - 0,6 co świadczy o przewadze wód silnie przeobrażonych, reliktowych. Zawartości Na wynoszą średnio 61 g/l, a Cl 130 g/l.

Najwyższe mineralizacje (około 350 g/l) stwierdzono w solankach triasu dolnego i cechsztynu, w otworach Grudziądz IG 1 (360 g/l, na głębokości 2043 - 2050 m), Grudziądz 2 (350 g/l, na głębokości 2717 – 2740 m) oraz Bielica 1 (349 g/l na głębokości 3006 - 3040 m). Na największych głębokościach (około 4000 m) w poziomach czerwonego spągowca, karbonu i dewonu, w otworach Zaburtowo 1 (4253 m), Debrzno (4107 m) i Sokole 1 (3935 m) mineralizacje są niższe i wynoszą odpowiednio 236, 241 i 218 g/l. Jest to prawdopodobnie spowodowane wpływem eksploatacji ropy naftowej i gazu w tych rejonach na środowisko wód podziemnych.

Ocena warunków hydrogeochemicznych w celu zatłaczania CO₂ (L.Razowska-Jaworek)

Występowanie solanek reliktowych o wysokim stopniu zaawansowania procesów przemian chemicznych, w tym wymiany jonowej, może świadczyć o istnieniu korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Na podstawie stopnia przeobrażenia składu chemicznego wód, wskaźników hydrochemicznych i wielkości stężenia solanek określono genetyczne typy wód obrazujące różne warunki dla składowania CO₂. Podstawą klasyfikacji jest uwzględnienie stopnia zaawansowania procesu wymiany jonowej solanek typu chlorkowo-wapniowego wyrażonego stosunkiem Na/Cl, Cl/Br, SO₄-100/Cl. W warunkach odizolowania poziomów zbiornikowych od strefy wymiany wód następuje spadek wartości stosunku Na/Cl<0,75; Cl/Br<300 i SO₄-100/Cl<1.

Duży wzrost jonu Ca²⁺ przy jednoczesnym spadku zawartości jonu Na⁺ świadczy o istnieniu ukierunkowanego procesu przemian chemicznych i odizolowaniu poziomów, co wiąże się z istnieniem korzystnych warunków dla składowania CO₂.

Tabela 1.1.6_56 Klasy genetyczne wód podziemnych

Klasa	Stopień metamorfizmu i izolacji wód	Warunki do lokowania CO ₂
1	Wskaźnik Na/Cl >1 i/lub niska mineralizacja (M<3 g/l). Strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, wody współczesne.	nie można lokować (brak szczelności)
2	Wskaźnik Na/Cl>1, strefa aktywnej wymiany, dobre zasilanie wodami infiltracyjnymi, ale wysoka mineralizacja i typ Cl-Na świadczą o ługowaniu pokładów soli.	interpretacja niepewna.
3	Wskaźnik Na/Cl 0,85-0,99, wysoka mineralizacja. Kontakt z wodami infiltracyjnymi istnieje, ale jest utrudniony, przepływ powolny, słaba wymiana. Kolektor rozszczelniony.	lokowanie warunkowe, po szczegółowym rozpoznaniu kolektora
4	Wskaźnik Na/Cl 0,66-0,84, wysoka mineralizacja. Dobra, długo trwająca izolacja, wody reliktowe, przepływ może być, ale znikomy, dobra szczelność kolektora, ale nie zupełna.	korzystne warunki do lokowania
5	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br 400-1000, bardzo wysoka mineralizacja. Wody reliktowe, bardzo dobra szczelność kolektora, ale są przesłanki świadczące o zmieszaniu wód z wodami młodszymi (w czasie geologicznym).	bardzo korzystne warunki do lokowania
6	Wskaźnik Na/Cl <0,65 i Cl/Br <400, bardzo wysoka mineralizacja. Całkowita izolacja, wody reliktowe, stagnujące, bardzo szczelny kolektor.	najlepsze warunki do lokowania

Wydzielono 6 klas ze względu na stopień metamorfizmu wód i izolacji (**Tabela 1.1.6_56**). Klasy 1 i 2 to wody strefy aktywnej wymiany (niekorzystne warunki do lokowania CO₂), klasy 3 i 4 to wody zmetamorfizowane, ale w kontakcie z wodami infiltracyjnymi w przeszłości co stwarza słabo lub średnio korzystne warunki do lokowania CO₂, a klasy 5 i 6 to wody reliktowe, z bardzo szczelnych kolektorów o bardzo korzystnych warunkach do lokowania CO₂. Dla każdego kolektora, w którym wykonano analizę chemiczną wody, przyporządkowano jedną z 6 klas, co zostało zestawione w **Tabeli 1.1.6_56**.

Na mapach (**Fig. 1.1.6_63, 64 i 65**), w sygnaturze każdego otworu zaznaczono kolorem mineralizację ogólną wód. Postępujący stopień przemian chemicznych wyrażony niskim stosunkiem Na/Cl (mniejszym od 0,9) świadczy o reliktowym charakterze wód i odizolowaniu ich od strefy wymiany wód. Natomiast występowanie solanek silnie stężonych (powyżej 200 g/l) o zawartości NaCl powyżej 90% lub zawartości jonu Mg²⁺ powyżej 30% mvali świadczy o zachodzących wtórnych procesach ługowania soli kamiennych lub potasowo-magnezowych.

Analizowano też lokalizację potencjalnych kolektorów względem struktur solnych i wysadów solnych, na ogół silnie zaburzonych tektonicznie.

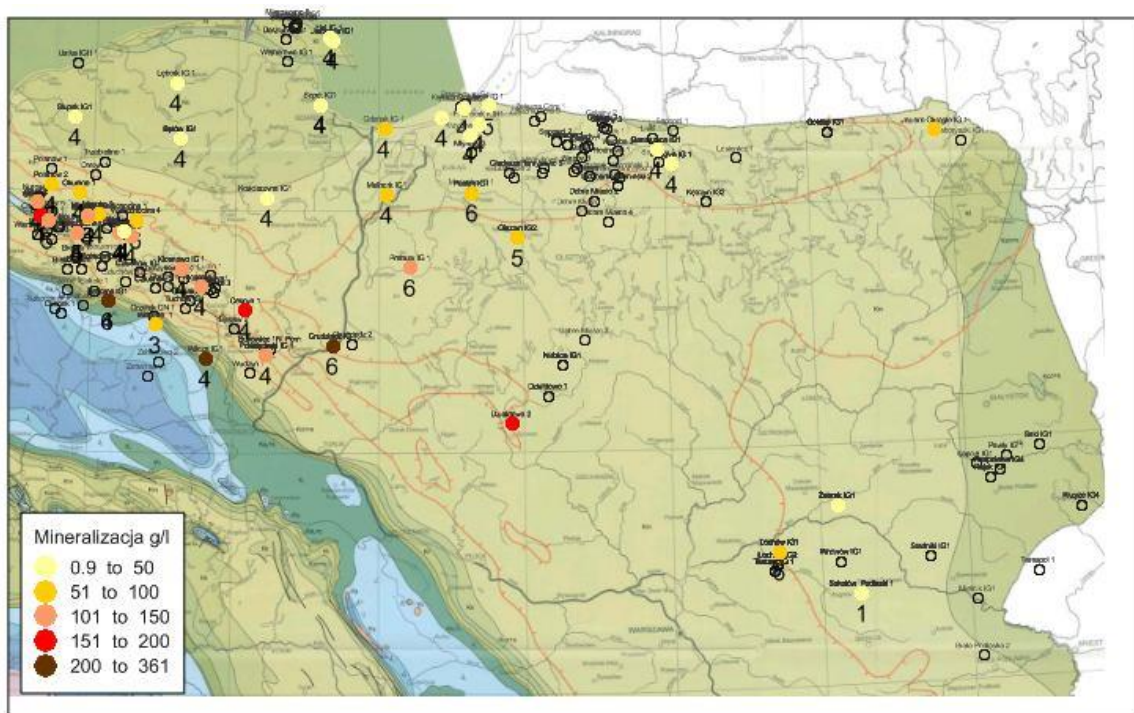


Fig. 1.1.6_63 Mineralizacja ogólna i typy genetyczne wód piętra dolnotriasowego w regionie Polski północno-wschodniej na tle budowy geologicznej obszaru

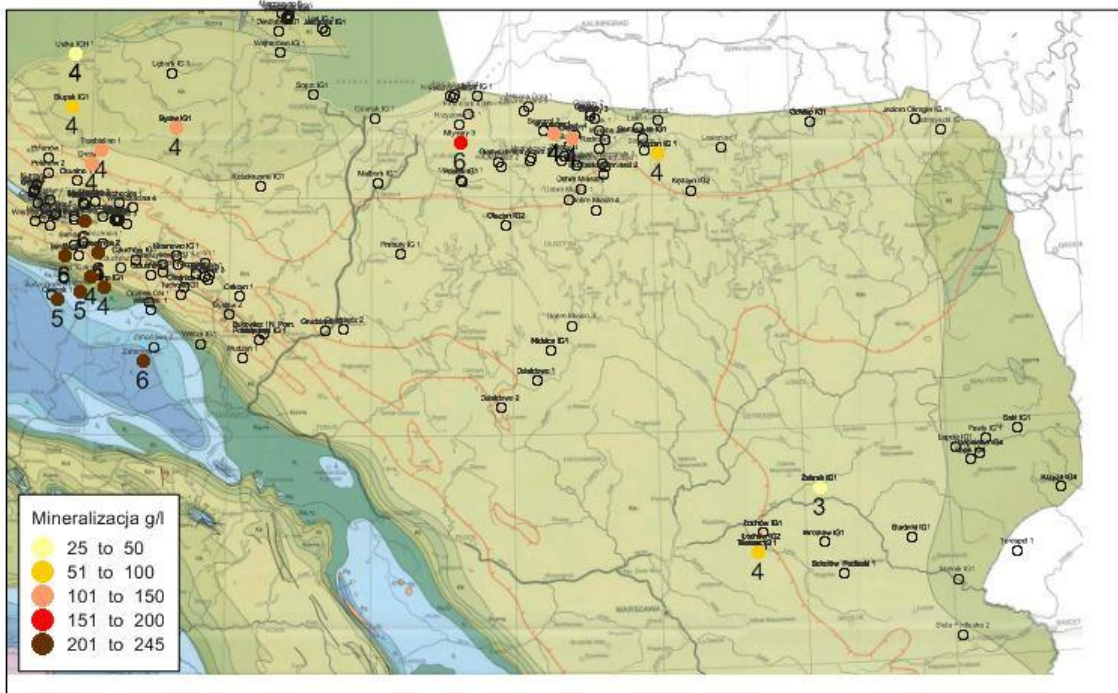


Fig. 1.1.6_64 Mineralizacja ogólna i typy genetyczne wód piętra czerwonego spągowca w regionie Polski północno-wschodniej na tle budowy geologicznej obszaru

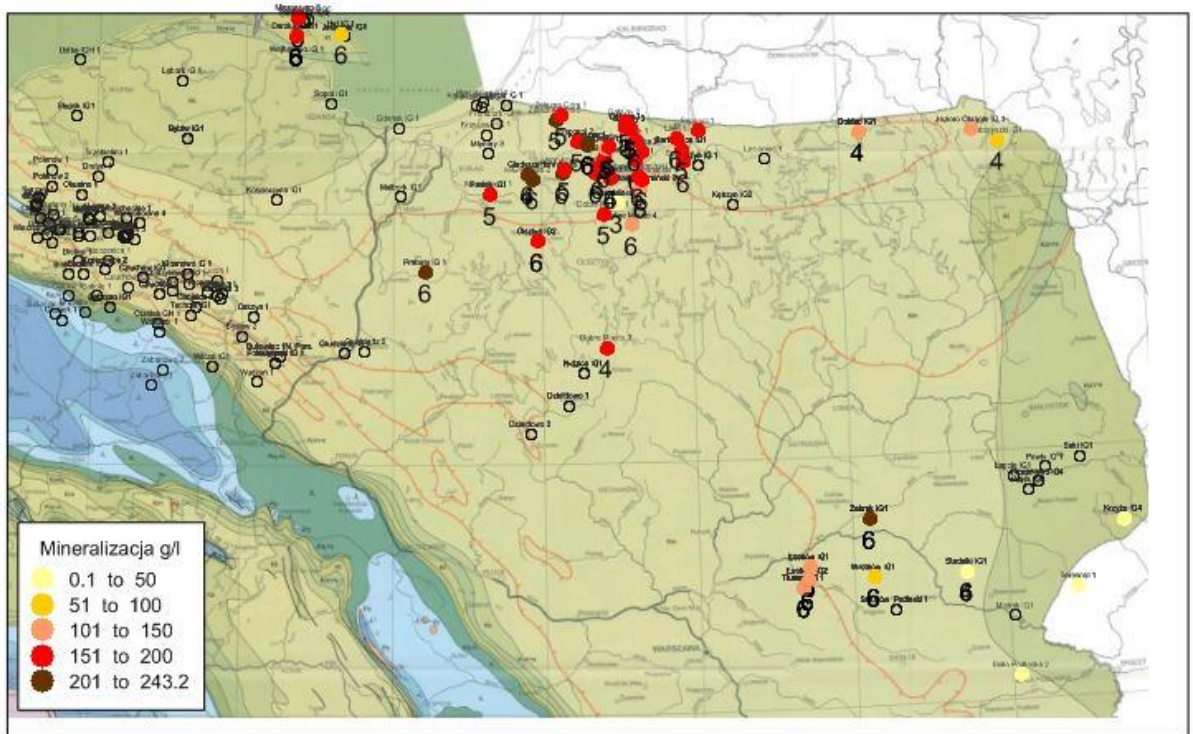


Fig. 1.1.6_65 Mineralizacja ogólna i typy genetyczne wód piętra kambryjskiego w regionie Polski północno-wschodniej na tle budowy geologicznej obszaru

Na mapach (**Fig. 1.1.6_63, 64 i 65**) przy o przy każdym otworze zaznaczono symbolem typ genetyczny wody jako wskaźnik stopnia metamorfizmu wód czyli izolacji kolektora od wód infiltracyjnych czyli od powierzchni terenu.

W utworach triasowych dominuje typ genetyczny 4 świadczący o dobrej, ale nie zupełnej szczelności kolektorów oraz sporadycznie na południowym wschodzie (rejon Sokołowa Podlaskiego) występują wody typu 1, sugerujące infiltracyjne pochodzenie i brak szczelności kolektora.

W utworach czerwonego spągowca dominują typy genetyczne 4 czyli kolektory o szczelności dobrej, ale nie zupełnej.

W wodach piętra kambryjskiego występują głównie typy genetyczne 5 i 6 świadczące o bardzo szczelnych kolektorach. Jedynie we wschodniej części badanego obszaru, w rejonie Suwałk, wyznaczono typy genetyczne 4, czyli kolektory o szczelności dobrej, ale nie zupełnej.

Powyższa interpretacja została wykorzystana przy typowaniu kolektorów do lokowania CO₂ oraz wyborze stref wyłączonych.

Parametry zbiornikowe i symulacje złożowe – potencjał składowania (1.1.25 - AGH)

Rejon I - Bełchatów

(Stanisław Nagy, Ludwik Zawisza, Rafał Smulski)

System krążenia wód podziemnych w rejonie Bełchatowa obejmuje kilka warstw wodonośnych piaskowców, od bardzo drobnoziarnistych do średnioziarnistych, czasami gruboziarnistych. Są to naporowe warstwy wodonośne, przedzielone półprzepuszczalnymi i/lub praktycznie nieprzepuszczalnymi iłowcami, 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).

Porowatość skał dolnojurajskich zmienia się dość regularnie w dwu subpopulacjach o normalnym charakterze rozkładu. Piaskowce drobno i średnioziarniste, stanowiące najczęstsze typy dolnojurajskich skał wodonośnych, mają średnią porowatość około 20,4%. 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). Biorąc pod uwagę także rezultaty badań w otworach hydrogeologicznych (zlokalizowanych w pobliżu wychodni) Górecki et al. (1995) podaje jako średnią wartość współczynnika filtracji $k_{10} = 3 \cdot 10^{-5}$ [m/s] (3,12 D).

W skali makroregionalnej, dla całego basenu dolnojurajskiego, 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 (**Tabela 1.1.25_1**).

Tabela 1.1.25_1 Wydzielone warstwy wodonośne dla odwiertu Jeżów IG-1 w utworach dolnej jury wg

L. Zawiszy

Warstwa	Głębokość [m]
A – warstwa wodonośna toarsu górnego	678-890
B – warstwa wodonośna górnego pliensbachu (domek)	1020-1125
C - warstwa wodonośna synemuru	1390-1442
D - warstwa wodonośna hetangu	1635-1770

Obliczenia geochemiczne na przykładzie wybranego otworu

Przyjęto jako dane podstawowe informacje z wiercenia otworu Jeżów IG-1, ze względu na stosunkowo bliskie położenie struktury Zaosie oraz reprezentatywny skład (zasolenie >10 [g/dm³]) zalecane przez większość badaczy.

W Tabeli 1.1.25_1 przedstawiono podział warstw wodonośnych w otworze Jeżów IG-1 wg Zawiszy. Wyniki analiz chemicznych wody z utworów hettangu pokazano w Tabeli 1.1.25_2.

Tabela 1.1.25_2 Wyniki analiz chemicznych wody z odwiertu Jeżów IG-1 z utworów dolnej jury (warstwa D)

Parametr	Wartość parametru
Odczyn pH	6
Ciężar właściwy, [kg/m ³]	1009,3
Suma składników stałych, [mg/dm ³]	12900,00
Typ genetyczny wody	Cl-Ca
Skład jonowy wody, [mg/dm ³]	
- kationy	
Na ⁺	4250,00
K ⁺	36,00
Ca ²⁺	361,73
Mg ²⁺	111,13
Fe ³⁺	18,00
- aniony	
Cl ⁻	8027,78
Br	54,16
J ⁻	1,92
HCO ₃ ⁻	170,51
Wskaźniki hydrochemiczne:	
rNa/rCl	0,82
rCl-rNa/rMg	4,55
rCa/rMg	1,97
rNa/rK	200,84
Cl/Br	148,22
Br/J	28,16

Z wykorzystaniem symulatora SOLMINEQ zbudowano model rekombinacyjny wody na dnie otworu Jeżów IG-1. Wykonano obliczenia wstępne geochemicznego wpływu zatłaczania CO₂ na wodę. Wyniki obliczeń zestawiono w Tabelach 1.1.25_3, 1.1.25_4, 1.1.25_5 i 1.1.25_6.

Tabela 1.1.25_3 Wyniki rekombinacji składu wody złożowej (odwiert Jeżów IG-1) dla temperatury 25°C i ciśnienia 10 [MPa]

Parametry ogólne	
Odczyn pH	6,0
Ciśnienie parcjalne	0,0128

CO ₂ , [MPa]				
Zasadowość ogólna, [mg/dm ³]				
- HCO ₃ ⁻	0,1705E+03			
- CO ₃ ²⁻	0,8308E+02			
- CaCO ₃	0,1398E+03			
Rozpuszczony węgiel nieorganiczny, [mg/dm ³]				
- H ₂ CO ₃	0,2558E+03			
- HCO ₃ ⁻ suma	0,1705E+03			
- CO ₃ ²⁻ suma	0,5305E-01			
Skład jonowy wody				
Zawartość jonów zmierzona [mg/dm ³]	Zawartość jonów obliczona [mg/dm ³]	Aktywność jonów	Współczynnik aktywności jonów	-Log ₁₀ aktywności
Ca ²⁺ 361,73	0,3575E+03	0,2859E-02	0,3193	2,5439
Mg ²⁺ 111,13	0,1098E+03	0,1703E-02	0,3757	2,7687
Na ⁺ 4250,00	0,4187E+04	0,1320E+00	0,7222	0,8794
K ⁺ 36,00	0,3552E+02	0,6343E-03	0,6958	3,1977
Cl ⁻ 8027,78	0,7929E+04	0,1562E+00	0,6958	0,8064
HCO ₃ ⁻ 170,51	0,1614E+03	0,1949E-02	0,7339	2,7103
H ⁺	0,1241E-02	0,1000E-05	0,8091	6,0000
OH ⁻	0,2426E-03	0,1016E-07	0,7095	7,9932
Fe ²⁺ 18,00	0,1764E+02	0,1012E-03	0,3193	3,9948
CaCO ₃	0,4091E-01	0,4324E-06	1,0541	6,3641
CaHCO ₃ ⁻	0,9458E+01	0,7176E-04	0,7642	4,1441
CaOH ⁺	0,2983E-04	0,4008E-09	0,7642	9,3971
FeCl ⁺	0,5875E+00	0,4665E-05	0,7222	5,3312
FeCl ₂	0,1823E-08	0,1522E-13	1,0541	13,8176
FeOH ⁺	0,3168E-02	0,3251E-07	0,7448	7,4880
Fe(OH) ₂	0,2177E-07	0,2563E-12	1,0541	12,5912
FeOOH ⁻	0,1185E-09	0,9972E-15	0,7448	15,0012
H ₂ CO ₃	0,2558E+03	0,4362E-02	1,0541	2,3603
CO ₃ ²⁻	0,2006E-01	0,9114E-07	0,2716	7,0403
KCl	0,9203E+00	0,1306E-04	1,0541	4,8841
KCO ₃ ⁻	0,9351E-04	0,6792E-09	0,7173	9,1680
MgCO ₃	0,1182E-01	0,1483E-06	1,0541	6,8290
MgHCO ₃ ⁺	0,4590E+01	0,3899E-04	0,7222	4,4090
MgOH ⁺	0,3668E-03	0,6888E-08	0,7729	8,1619
NaCl	0,1609E+03	0,2912E-02	1,0541	2,5358
CaCl ₂	0,1159E+01	0,1105E-04	1,0541	4,9566

Tabela 1.1.25_4 Wyniki rekombinacji składu wody złożowej (odwiert Jeżów IG-1) dla temperatury 40°C i ciśnienia 10 [MPa]

Parametry ogólne	
Odczyn pH	5,9
Ciśnienie parcjalne CO ₂ , [MPa]	0,0171
Zasadowość ogólna, [mg/dm ³]	
- HCO ₃ ⁻	0,1705E+03

- CO ₃ ²⁻	0,8385E+02			
- CaCO ₃	0,1398E+03			
Rozpuszczony węgiel nieorganiczny, [mg/dm ³]				
- H ₂ CO ₃	0,2558E+03			
- HCO ₃ ⁻ suma	0,1705E+03			
- CO ₃ ²⁻ suma	0,7260E-01			
Skład jonowy wody				
Zawartość jonów zmierzona [mg/dm ³]	Zawartość jonów obliczona [mg/dm ³]	Aktywność jonów	Współczynnik aktywności jonów	-Log ₁₀ aktywności
Ca ²⁺ 361,73	0,3566E+03	0,2790E-02	0,3125	2,5544
Mg ²⁺ 111,13	0,1099E+03	0,1674E-02	0,3690	2,7762
Na ⁺ 4250,00	0,4186E+04	0,1312E+00	0,7178	0,8821
K ⁺ 36,00	0,3545E+02	0,6285E-03	0,6908	3,2017
Cl ⁻ 8027,78	0,7928E+04	0,1550E+00	0,6908	0,8095
HCO ₃ ⁻ 170,51	0,1602E+03	0,1923E-02	0,7297	2,7161
H ⁺	0,1579E-02	0,1267E-05	0,8061	5,8971
OH ⁻	0,6053E-03	0,2518E-07	0,7049	7,5989
Fe ²⁺ 18,00	0,1734E+02	0,9738E-04	0,3125	4,0116
CaCO ₃	0,6472E-01	0,6838E-06	1,0536	6,1651
CaHCO ₃ ⁻	0,1172E+02	0,8850E-04	0,7605	4,0530
CaOH ⁺	0,8703E-04	0,1164E-08	0,7605	8,9342
FeCl ⁺	0,1072E+01	0,8457E-05	0,7178	5,0728
FeCl ₂	0,6700E-08	0,5590E-13	1,0536	13,2526
FeOH ⁺	0,6922E-02	0,7063E-07	0,7407	7,1510
Fe(OH) ₂	0,1563E-06	0,1840E-11	1,0536	11,7353
FeOOH ⁻	0,7307E-09	0,6114E-14	0,7407	14,2137
H ₂ CO ₃	0,2558E+03	0,4361E-02	1,0536	2,3605
CO ₃ ²⁻	0,2315E-01	0,1025E-06	0,2649	6,9891
KCl	0,1057E+01	0,1500E-04	1,0536	4,8240
KCO ₃ ⁻	0,1059E-03	0,7642E-09	0,7127	9,1168
MgCO ₃	0,1487E-01	0,1865E-06	1,0536	6,7293
MgHCO ₃ ⁺	0,4354E+01	0,3676E-04	0,7178	4,4347
MgOH ⁺	0,9498E-03	0,1775E-07	0,7694	7,7508
NaCl	0,1619E+03	0,2930E-02	1,0536	2,5332
CaCl ₂	0,1364E+01	0,1299E-04	1,0536	4,8862

Tabela 1.1.25_5 Wyniki rekombinacji składu wody złożowej (odwiert Jeżów IG-1) dla temperatury 40°C i ciśnienia 10 [MPa] z dodanym CO₂ w stężeniu 4%

Parametry ogólne	
Odczyn pH	3,62
Ciśnienie parcjale CO ₂ , [MPa]	3,585
Zasadowość ogólna, [mg/dm ³]	
- HCO ₃ ⁻	0,1900E+03
- CO ₃ ²⁻	0,9345E+02
- CaCO ₃	0,1558E+03
Rozpuszczony węgiel nieorganiczny, [mg/dm ³]	

- H ₂ CO ₃	0,5357E+05		
- HCO ₃ ⁻ suma	0,1900E+03		
- CO ₃ ²⁻ suma	0,4310E-03		
Skład jonowy wody			
Zawartość jonów zmierzona [mg/dm ³]	Zawartość jonów obliczona [mg/dm ³]	Aktywność jonów	Współczynnik aktywności jonów
Ca ²⁺ 361,73	0,3561E+03	0,2786E-02	0,31
Mg ²⁺ 111,13	0,1097E+03	0,1672E-02	0,3690
Na ⁺ 4250,00	0,4186E+04	0,1312E+00	0,7178
K ⁺ 36,00	0,3545E+02	0,6285E-03	0,6908
Cl ⁻ 8027,78	0,7928E+04	0,1550E+00	0,6908
HCO ₃ ⁻ 170,51	0,1787E+03	0,2145E-02	0,7297
H ⁺	0,2965E+00	0,2380E-03	0,8061
OH ⁻	0,3189E-05	0,1327E-09	0,7
Fe ²⁺ 18,00	0,1734E+02	0,9741E-04	0,3125
CaCO ₃	0,3841E-03	0,4058E-08	1,0536
CaHCO ₃ ⁺	0,1306E+02	0,9859E-04	0,7605
CaOH ⁺	0,4578E-06	0,6122E-11	0,7605
FeCl ⁺	0,1072E+01	0,8460E-05	0,7178
FeCl ₂	0,6702E-08	0,5592E-13	1,0536
FeOH ⁺	0,3648E-04	0,3722E-09	0,7407
Fe(OH) ₂	0,4340E-11	0,5107E-16	1,0536
FeOOH ⁻	0,1080E-15	0,9041E-21	0,7407
H ₂ CO ₃	0,5357E+05	0,9133E+00	1,0536
CO ₃ ²⁻	0,1375E-03	0,6093E-09	0,2649
KCl	0,1057E+01	0,1500E-04	1,0536
KCO ₃ ⁻	0,6291E-06	0,4541E-11	0,7127
MgCO ₃	0,8826E-04	0,1107E-08	1,0536
MgHCO ₃ ⁺	0,4851E+01	0,4095E-04	0,7178
MgOH ⁺	0,4997E-05	0,9340E-10	0,7694
NaCl	0,1619E+03	0,2930E-02	1,0536
CaCl ₂	0,1362E+01	0,1298E-04	1,0536

Tabela 1.1.25_6 Wyniki rekombinacji składu wody złożowej (odwiert Jeżów IG-1) dla temperatury 40°C i ciśnienia 10 [MPa] z dodanym CO₂ w stężeniu 4%

Parametry ogólne	
Odczyn pH	3,60
Ciśnienie parcjale CO ₂ , [MPa]	3,585
Zasadowość ogólna, [mg/dm ³]	
- HCO ₃ ⁻	0,1905E+03
- CO ₃ ²⁻	0,9367E+02
- CaCO ₃	0,1562E+03
Rozpuszczony węgiel nieorganiczny, [mg/dm ³]	
- H ₂ CO ₃	0,5357E+05
- HCO ₃ ⁻ suma	0,1905E+03
- CO ₃ ²⁻ suma	0,4348E-03
Skład jonowy wody	

Zawartość jonów zmierzona [mg/dm ³]	Zawartość jonów obliczona [mg/dm ³]	Aktywność jonów	Współczynnik aktywności jonów
Ca ²⁺ 361,73	0.3560E+03	0.2794E-02	0.3133
Mg ²⁺ 111,13	0.1098E+03	0.1677E-02	0.3699
Na ⁺ 4250,00	0.4188E+04	0.1313E+00	0.7184
K ⁺ 36,00	0.3544E+02	0.6291E-03	0.6914
Cl ⁻ 8027,78	0.7931E+04	0.1552E+00	0.6914
HCO ₃ ⁻ 170,51	0.1793E+03	0.2154E-02	0.7302
H ⁺	0.3140E+00	0.2522E-03	0.8066
OH ⁻	0.3156E-05	0.1314E-09	0.7055
Fe ²⁺ 18,00	0.1734E+02	0.9766E-04	0.3133
CaCO ₃	0.3896E-03	0.4116E-08	1.0536
CaHCO ₃ ⁻	0.1314E+02	0.9926E-04	0.7610
CaOH ⁺	0.4544E-06	0.6080E-11	0.7610
FeCl ⁺	0.1075E+01	0.8493E-05	0.7184
FeCl ₂	0.6736E-08	0.5620E-13	1.0536
FeOH ⁺	0.3458E-04	0.3531E-09	0.7413
Fe(OH) ₂	0.4199E-11	0.4941E-16	1.0536
FeOOH ⁻	0.9092E-16	0.7613E-21	0.7413
H ₂ CO ₃	0.5357E+05	0.9133E+00	1.0536
CO ₃ ²⁻	0.1387E-03	0.6165E-09	0.2657
KCl	0.1060E+01	0.1503E-04	1.0536
KCO ₃ ⁻	0.6080E-06	0.4392E-11	0.7133
MgCO ₃	0.8731E-04	0.1095E-08	1.0536
MgHCO ₃ ⁺	0.4544E+01	0.3840E-04	0.7184
MgOH ⁺	0.4741E-05	0.8866E-10	0.7699
NaCl	0.1572E+03	0.2844E-02	1.0536
CaCl ₂	0.1369E+01	0.1304E-04	1.0536

Podsumowanie

Wraz ze wzrostem temperatury (z 25 na 40°C) nieznacznie obniżył się odczyn pH wody (z 6 na 5,9), natomiast ogólna zasadowość pozostała bez zmian. Podwyższenie temperatury skutkuje niewielkim wzrostem stężenie jonów takich jak: H⁺, OH⁻, CaCO₃ i CaOH⁺ i równie niewielkim spadkiem Fe²⁺.

Woda nasycona CO₂ (w ilości 4% wagowo) ma zmieniony odczyn pH wynoszący 3,62 w stosunku do solanki nienasyconej gazem. Ciśnienie parcjale CO₂ wzrasta do 3,6 [MPa], wzrasta również zasadowość ze 170 do 190 [mg/dm³]. Zauważyć należy duże różnice w zawartości jonów dla wody nasyconej CO₂ w stosunku do wody nienasyconej. I tak kilkakrotnie wzrosła zawartość jonów: H⁺ i H₂CO₃, natomiast zmalała dla: OH⁻, CaCO₃, CaOH⁺, FeOH⁺, CO₃²⁻, KCO₃⁻.

Podwyższenie ciśnienia ze 10 do 16 [MPa] dla wody nasyconej CO₂ nie skutkowało wyraźnymi zmianami zawartości jonów w solance.

Przygotowano model badawczy do symulatora TOUGHreact w celu badania długotrwałego oddziaływania nasyconej CO₂ solanki z minerałami.

Pozostałe rejony

(Stanisław Nagy, Dorota Polak, Rafał Smulski)

Ogólna charakterystyka wód dolnej jury wybranej formacji geologicznej

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 iłóupkami, 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).

Biorąc pod uwagę także rezultaty badań w otworach hydrogeologicznych (zlokalizowanych w pobliżu wychodni) Górecki et al (1995) podaje jako średnią wartość współczynnika filtracji $k_{10} = 3 \cdot 10^{-5}$ m/s (3,12 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.

W **Tabeli 1.1.25_7** przedstawiono podział warstw wodonośnych w otworze Stargard IG-1 wg Zawiszy. Wyniki analiz chemicznych wody z utworów hettangu pokazano w **Tabeli 1.1.25_8**.

Tabela 1.1.25_7 Wydzielone warstwy wodonośne dla odwiertu Jeżów IG-1 w utworach dolnej jury wg Zawiszy

Typ	Stratygrafia	strop[m ppm]	spąg [m ppm]
aquitard	Gryfickie (Toark)	2120.0	2252.5
aquifer	Komorowskie (Pliensbach- Domer)	2252.5	2397.0
aquitard	Łobeskie (Karyx)	2397.0	2424.0
aquifer	Radowskie (Synemur górny)	2424.0	2477.0

aquifer	Mechowskie (Hettang+ Sinemur dolny)	2477.5	2662.0
---------	-------------------------------------	--------	--------

Skład wody z otworu Stargard GT-1 przedstawiony jest w tablicy poniżej. Woda jest silnie zasolona o mineralizacji ok. 120 g/cm³, o odczynie pH 6.6. Zawartość baru (Ba) w wodzie sięga 9,1 mg/dm³, a strontu (Sr) 11,4 mg/dm³. Dotychczasowe doświadczenia z eksploatacji innych dubletów geotermalnych oraz znajomość genezy, zasad krążenia i przepływu wód pozwalają generalnie przewidywać stabilność składu chemicznego i typu wody. Analiza składu gazu pobranego z otworu Stargard GT-2 wskazuje na dużą zawartość gazów trwałych w wodzie: azot 51,4%, wodór 18,7% i dwutlenku węgla 28,5 % - (pozostałe ilości gazu stanowią śladowe ilości węglowodorowe). Próby gazu pobrano z instalacji geotermalnej w miejscu instalacji układu filtrowego przy ciśnieniu atmosferycznym. Pobór gazu wykonano przy wykładniku gazowym 50 dm³/m³.

Tabela 1.1.25_8 Wyniki analiz chemicznych wody z odwiertu Stargard GT-1 z utworów dolnej jury (warstwa D)

Lokalizacja.....: Stargard Szczeciński

Miejsce poboru.....: Stargard GT 1 (2428-2670 m)

Data pobrania.....: 2002

	Rodzaj wskaźnika	Wynik	Jednostki
1	Ołów	0,004	mg/dm ³
2	Cynk	0,026	mg/dm ³
3	Miedź	≤0,005	mg/dm ³
4	Kadm	<0,001	mg/dm ³
5	Chrom	0,008	mg/dm ³
6	Kobalt	≤0,005	mg/dm ³
7	Nikiel	<0,005	mg/dm ³
	< poniżej granicy wykrywalności		
	≤ ilości śladowe		

	Rodzaj wskaźnika	Wynik	Jednostki
	Bilans jonowy		
	Kationy		
1	Wapń	110,4486	mval/dm ³
2	Magnez	42,2179	mval/dm ³
3	Żelazo	1,4499	mval/dm ³
4	Mangan	0,0655	mval/dm ³
5	Amoniak	0,9972	mval/dm ³
6	Sód	1761,7500	mval/dm ³
7	Potas	8,7552	mval/dm ³
	Suma	1925,6843	mval/dm³
	Aniony	Wynik	Jednostki
1	Wodorowęglany	3,4014	mval/dm ³
2	Chlorki	1917,6000	mval/dm ³
3	Siarczany	33,8416	mval/dm ³
4	Fluorki	0,0631	mval/dm ³
5	Azotyny	0,0009	mval/dm ³
6	Azotany	0,5080	mval/dm ³
7	Fosforany	0,0009	mval/dm ³
	Suma	1955,4159	mval/dm³

	Rodzaj wskaźnika	Wynik	Jednostki
	Analiza wody pobranej z odwiertu		
1	Mętność(osad)	25	mgSiO ₃
2	Barwa	550	mgPb/dm ³
3	Zapach	z2R	-
4	Odczyn-pH	6,6	pH
5	Twardość ogólna	153,6	mval/dm ³
6	Twardość ogólna	7679,8	mg CaCO ₃ /dm ³
7	Twardość niewęgl./węgl.	150,2/3,4	mval/dm ³
8	Twardość wapniowa	110,7	mval/dm ³
9	Twardość magnezowa	42,9	mval/dm ³
10	Zasadowość ogólna	3,4	mval/dm ³
11	Zasadowość alkaliczna	0,0	mval/dm ³
12	Zasadowość z fenoloftal.	0,0	mval/dm ³
13	Kwasowość ogólna/miner.	3,8/0,0	mval/dm ³
14	Żelazo	27,00	mg Fe/dm ³
15	Mangan	1,80	mg Mn/dm ³
16	Wapń	2213,4	mg Ca/dm ³
17	Chlorki	68000,0	mg Cl/dm ³
18	Magnez	513,6	mg Mg/dm ³
19	Fluorki	1,2	mg F/dm ³
20	Amoniak	18,0	mg NH ₄ /dm ³
21	Azotyny	0,046	mg NO ₂ /dm ³
22	Azotany	30,98	mg NO ₃ /dm ³
23	Siarkowodór	0,0	mg S/dm ³
24	Siarczany	1627,9	mg SO ₄ /dm ³
25	Fosforany	0,03	mg PO ₄ /dm ³
26	Dwutlenek węgla wolny	72,6	mg CO ₂ /dm ³

	Rodzaj wskaźnika	Wynik	Jednostki
27	Tlen rozpuszczony	1,89	mg O ₂ /dm ³
28	Utlenialność	74,0	mg O ₂ /dm ³
29	Sucha pozostałość	120515	mg/dm ³
30	Pozostałość po prażeniu	119385	mg/dm ³
31	Strata przy prażeniu	1130	mg/dm ³
32	Przewodność elektryczna	166,4	mS/dm ³
33	Dwutlenek węgla agres.	-	mgCO ₂ /dm ³
34	Sod	40500	mgNa/dm ³
35	Potas	342,0	mgK/dm ³
36	Wodorowęglany	207,4	mg/dm ³
37	Krzemionka	46,0	mgSiO ₂ /dm ³
38	Glin	0,10	mgAl/dm ³
39	Gęstość	1,078	g/cm ³

Budowa aparatury według opisu oraz ocena oddziaływania CO₂ na skały w nawiązaniu do reakcji chemicznych

Stan wiedzy odnośnie badań laboratoryjnych

Skonstruowanie pomiarowego stanowiska laboratoryjnego na potrzeby niniejszej pracy odbyło się w oparciu o dogłębne studium literaturowe zagadnień związanych z pomiarami skali reakcji geochemicznych zachodzących pomiędzy dwutlenkiem węgla, a mieszkanką skał złożowych i solanki. Główną inspirację, a zarazem wzorzec stanowiło stanowisko pomiarowe skonstruowane na potrzeby projektu badawczego przeprowadzonego w latach 2001-2004 przez Case Western University, w Cleveland, w USA (Humprey *et al.*, 2002).

Laboratoryjne stanowisko badawcze (część sfinansowana ze środków umowy, środków własnych i NCBiR)

Zaprojektowane badania przeprowadzone zostały w celu zbadania problemu oddziaływania dwutlenku węgla i skał złożowych w trakcie długotrwałego składowania.

Budowa aparatury badawczej

Skonstruowana aparatura eksperymentalna składała się z trzech zespołów wypełniających odrębne funkcje w procesie badawczym:

- ✓ zespół napełniania komory badawczej mieszaniną gazową dwutlenku węgla z argonem;
- ✓ termostat zapewniający utrzymywanie komory badawczej w stałej temperaturze wraz z ciągłą kontrolą ciśnienia wewnątrz komory;
- ✓ chromatograf gazowy do oznaczania składu mieszaniny gazowej ze specjalnym układem dozowania próbki w/w mieszaniny.

Zespoły zintegrowane zostały poprzez rejestratory z komputerem rejestrującym podstawowe parametry procesu.

Zespół napełniania komory badawczej

Rozpoczęcie napełnienia komory mieszaniną dwutlenku węgla i argonu, poprzedzone zostało umieszczeniem wewnątrz niej zmielonej próbki badanej skały. Komora skonstruowana została w postaci naczynia ciśnieniowego ze stali nierdzewnej 316SS o pojemności 300 ml z zamknięciem w

formie uszczelnianego denka. W denku wykonano dwa otwory: jeden w celu doprowadzenia mieszanki gazowej do wnętrza, drugi do zamontowania przetwornika ciśnienia umożliwiającego stałą kontrolę ciśnienia wewnątrz komory. Po zamknięciu komory i podłączeniu przewodów rurowych (6 mm) następowało jej napełnienie jak uwidoczniło to na schemacie (Fig. 1.1.25_1).

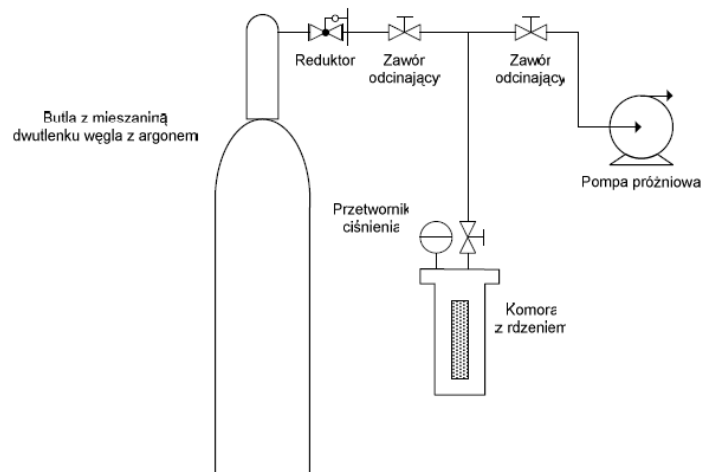


Fig. 1.1.25_1 Schemat zespołu napełniania komory badawczej



Fig. 1.1.25_2 Widok zespołu napełniania komory badawczej

Przed napełnieniem komory mieszaniną dwutlenku węgla i argonu należało ją odpowietrzyć. Do tego celu użyto pompę próżniową stanowiącą integralną część zespołu napełniania. Następnie z butli

gazowej poprzez reduktor zatłaczano mieszaninę gazową do komory. Reduktor jednostopniowy zamontowany na butli oraz przetwornik ciśnienia umieszczony na komorze i podłączony do loggera umożliwiały uzyskanie w niej pożądanego ciśnienia gazu.

Skład mieszaniny gazowej, która zostanie użyta w eksperymencie, a w szczególności stosunek dwutlenku węgla do argonu ustalono po przeanalizowaniu wykresów fazowych (Fig. 1.1.25_2) sporządzonych na podstawie równania stanu Penga-Robinsona. Przyjęto: dwutlenek węgla – ok. 84 (83)%, argon – ok. 16 (17)%.

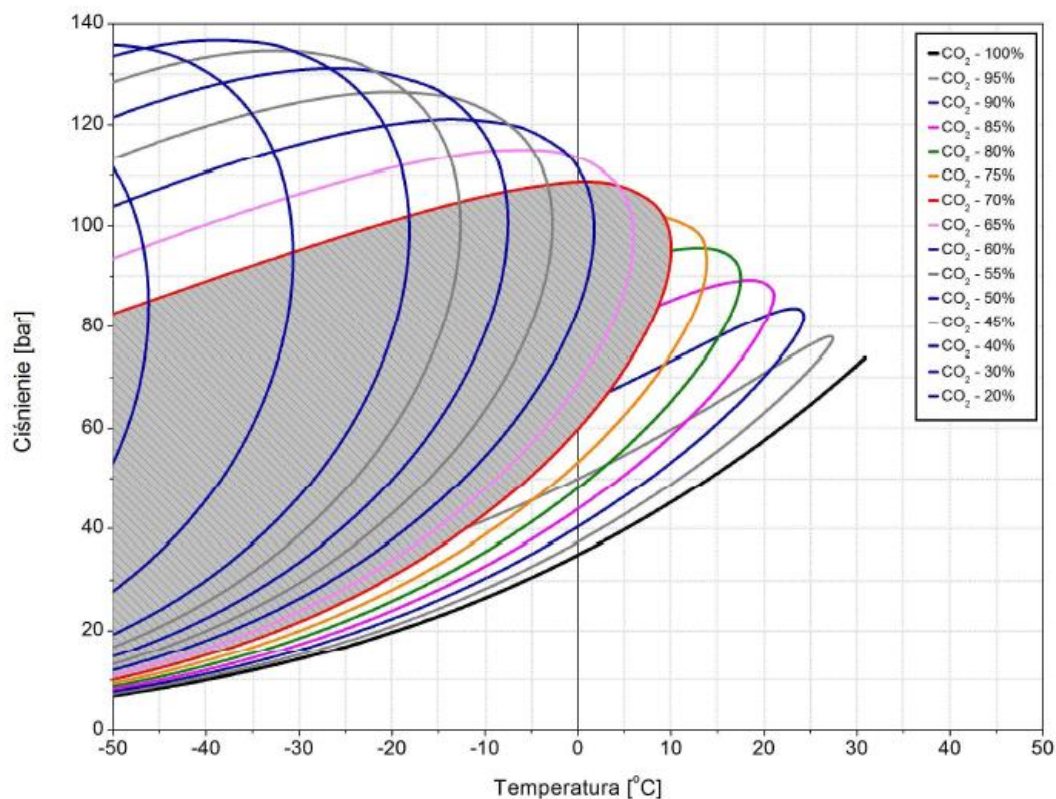


Fig. 1.1.25_3 Wykresy fazowe mieszanin o różnym stosunku dwutlenku węgla do argonu

Termostat

W celu utrzymania komory badawczej w stałej temperaturze przez dłuższy okres czasu umieszczono ją w termostacie. W czasie tego procesu, poprzez przetwornik ciśnienia, kontrolowana i rejestrowana była wartość ciśnienia panującego w komorze. Miało to na celu wykrycie ewentualnych nieszczelności samej komory lub jej armatury (zaworu).

Sam proces badania oddziaływania dwutlenku węgla na skałę złożową trwał około 8 tygodni. Z tego też względu kontrola była niezbędna. Zastosowany termostat pozwolił na utrzymywanie temperatury na ustawionym poziomie z odchyłką nie większą niż 0,1°C.



Fig. 1.1.25_4 Termostat z widoczną w nim komorą badawczą

Chromatograf gazowy

W celu zbadania koncentracji poszczególnych składników mieszaniny gazowej, czyli dwutlenku węgla i argonu, zarówno przed rozpoczęciem doświadczenia, jak i po wykonaniu badania przy użyciu chromatografu gazowego. Konfiguracja chromatografu gazowego do badania tego typu mieszaniny przedstawia się następująco:

- ✓ detektor cieplno-przewodnościowy (tzw. TCD);
- ✓ kolumna kapilarna Carboxen 1006;
- ✓ dozownik splitless z zaworem dozującym;
- ✓ gaz nośny – hel.

Poniżej zaprezentowano schemat (**Fig. 1.1.25_5**) układu dozowania próbki mieszaniny gazowej z komory badawczej do chromatografu. Układ zaworów wraz z pompą próżniową i przetwornikiem ciśnienia umieszczono za pętlą dozownicą zaworu dozującego chromatografu w celu zwiększenia dokładności oznaczenia składu. Układ ten pozwalał na badanie kolejnych próbek gazowych w tych samych warunkach ciśnieniowych, co w sposób znaczny wpłynęło na powtarzalność wyników pomiaru.

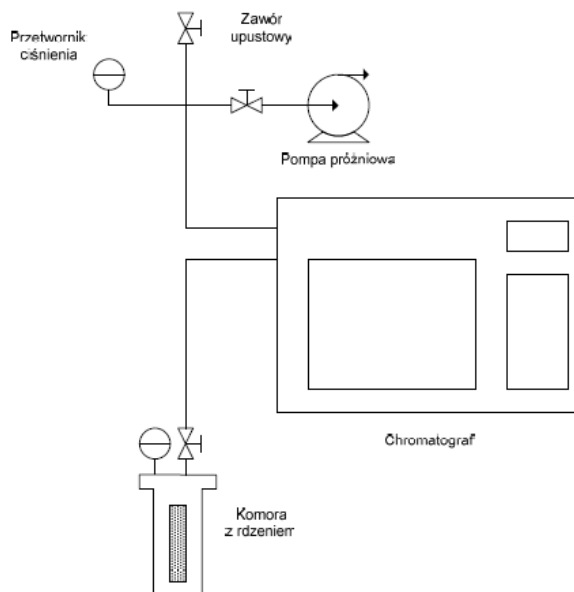


Fig. 1.1.25_5 Schemat układu dozowania próbki

Kontrola i rejestracja danych pomiarowych

Integralną częścią stanowiska badawczego był komputer połączony z rejestratorem chromatografu, jak i również z loggerem kontrolującym wszystkie przetworniki ciśnienia zainstalowane w aparaturze. Do kontroli chromatografu wykorzystano oprogramowanie ChemStation firmy HP, natomiast logger wykorzystał program Loggy Soft firmy SIMEX.

Uzyskane wyniki i ich interpretacja

W trakcie eksperymentu przeprowadzono cztery badania, na czterech różnych próbkach skał złożowych, pochodzących ze złoża Stężycy³. Poniżej zaprezentowano zdjęcia rdzeni (przed ich zmieleniem na potrzeby badań) oraz wyniki ich analiz mineralogicznych (**Tabela 1.1.25_9**) i badań petrofizycznych (**Tabela 1.1.25_10**).

³ Tylko 4 próbki z uwagi na długotrwałość analiz/symulacji laboratoryjnych, wybrano próbki skał zbiornikowych i uszczelniających (górnego karbonu), których skład mineralny jest w miarę typowy dla klastycznych kompleksów składowania na obszarze Polski.

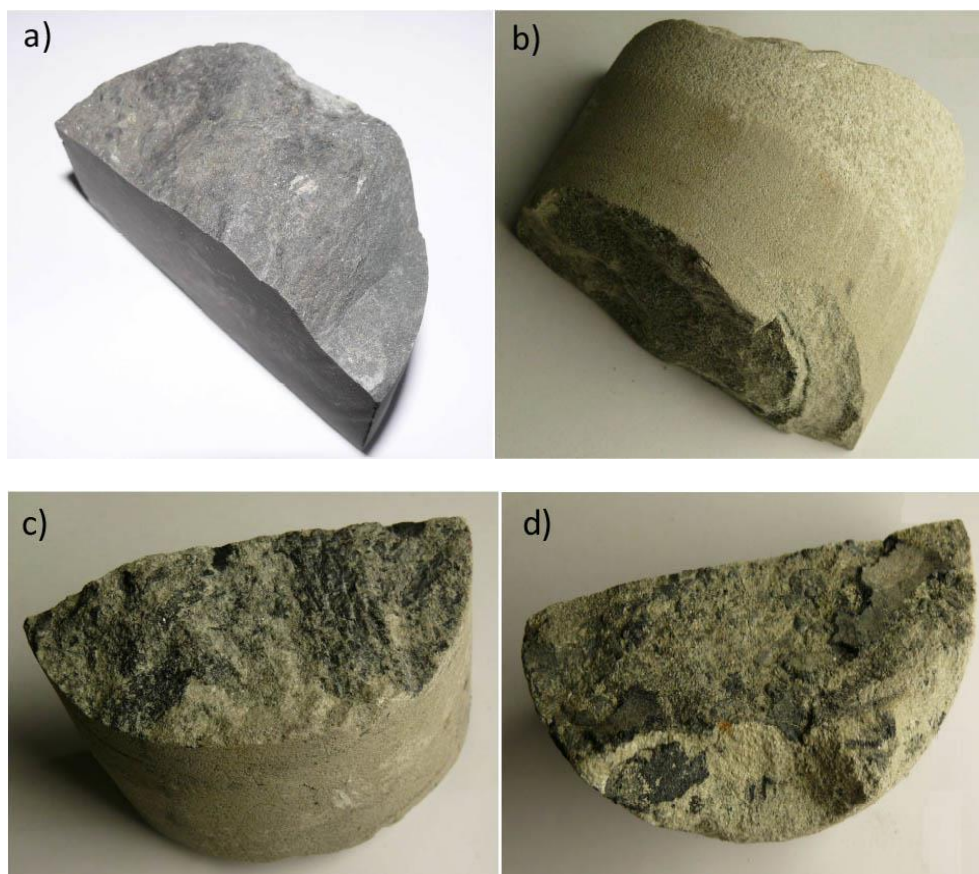


Fig. 1.1.25_6 Zdjęcia próbek rdzeni, które po zmieleniu zostały wykorzystane na potrzeby dalszych badań: a) P6, b) P7, c) P8 i d) P9

Tabela 1.1.25_9 Wyniki analizy mineralogicznej wybranych rdzeni ze złoża gazu ziemnego Stężycza

	kwarc	skalenie	miki	dolomit	illit + I/S	kaolinit	chloryt	tlenki Fe
wSt 5K, P6	22	5	18	-	35	12	8	-
wSt 5K, P7	65	10	2	2	11	8	2	-
wSt 5K, P8	66	12	2	-	10	8	2	-
wSt 6K, P9	68	10	2	2	10	8	2	-

Tabela 1.1.25_10 Wyniki badań petrofizycznych wybranych rdzeni ze złoża gazu ziemnego Stężycza

L.p.	Otwór	Głębokość z jakiej pochodzi próbka	Oznaczenie próbki	Litologia	Porowatość helowa [%]	Przepuszczalność [mD]	Gęstość objętościowa [g/cm ³]
1	wSt 5K, P6	2411,25	P6	iłowiec	0,78	< 0,1	2,67
2	wSt 5K, P7	2413,60	P7	piaskowiec	15,78	31,9	2,24
3	wSt 5K, P8	2420,50	P8	piaskowiec	12,39	8,7	2,33
4	wSt 6K, P9	2080,65	P9	piaskowiec	17,18	38,4	2,20

W celu ułatwienia kontaktu próbka skalna – solanka – mieszanina gazowa rdzenie zostały zmielone. Do badań użyto sztucznie sporządzoną solankę, o następującym składzie:

NaCl – 98%

Ca, Mg, KI – 2%.

W trakcie kolejnych pomiarów pobierano próbkę gazu o objętości 0,25 ml w celu wykonania analizy chromatograficznej. W wyniku przeprowadzonych badań uzyskano zmiany stosunku składników mieszaniny gazowej Ar:CO₂ w czasie.

W Tabeli 1.1.25_11 zestawiono dane odnośnie poszczególnych badań i otrzymanych wyników, natomiast Fig. 1.1.25_7 - 10 obrazują uzyskane wyniki w funkcji czasu.

Tabela 1.1.25_11 Zestawienie danych odnośnie badań i otrzymanych wyników

	Komora 1	Komora 2	Komora 3	Komora 4
Pojemność komory, [ml]	300	300	300	300
Numer próbki	P6	P7	P8	P9
Głębokość, [m]	2441,25	2413,60	2420,50	2080,65
Gęstość próbki, [g/cm ³]	2,67	2,24	2,33	2,20
Porowatość	0,0078	0,1578	0,1239	0,1718
Masa próbki, [g]	100	100	100	100
Objętość solanki, [ml]	100	100	100	100
Mineralizacja solanki, [g/dm ³]	150	150	150	150
Temperatura w komorach, [°C]	55	55	55	55
Ciśnienie pocz. w komorach, [MPa]	6,6	5,48	6,87	6,46
Stosunek argonu do dwutlenku węgla, [%]				
10.07.2010	16,349/83,65 1	17,069/82,93 1	17,045/82,95 5	16,616/83,38 4
24.07.2010	17,960/82,04 0	14,534/85,46 6	17,568/82,43 2	16,839/83,16 1
10.08.2010	15,525/84,47 5	14,119/85,88 1	17,820/82,18 0	17,033/82,96 7
17.08.2010	15,437/84,56 3	14,040/85,96 0	17,960/82,04 0	16,915/83,09 5
03.09.2010	15,405/84,59 5	14,006/85,99 4	17,656/82,34 4	16,136/83,86 4

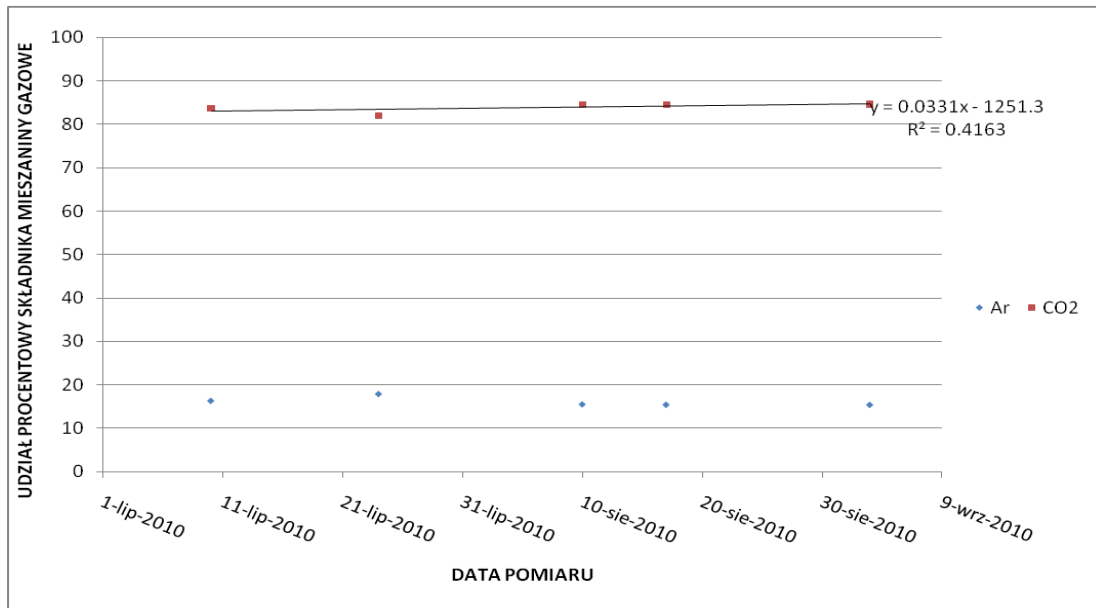


Fig. 1.1.25_7 Zmiana proporcji składników mieszaniny gazowej – KOMORA 1

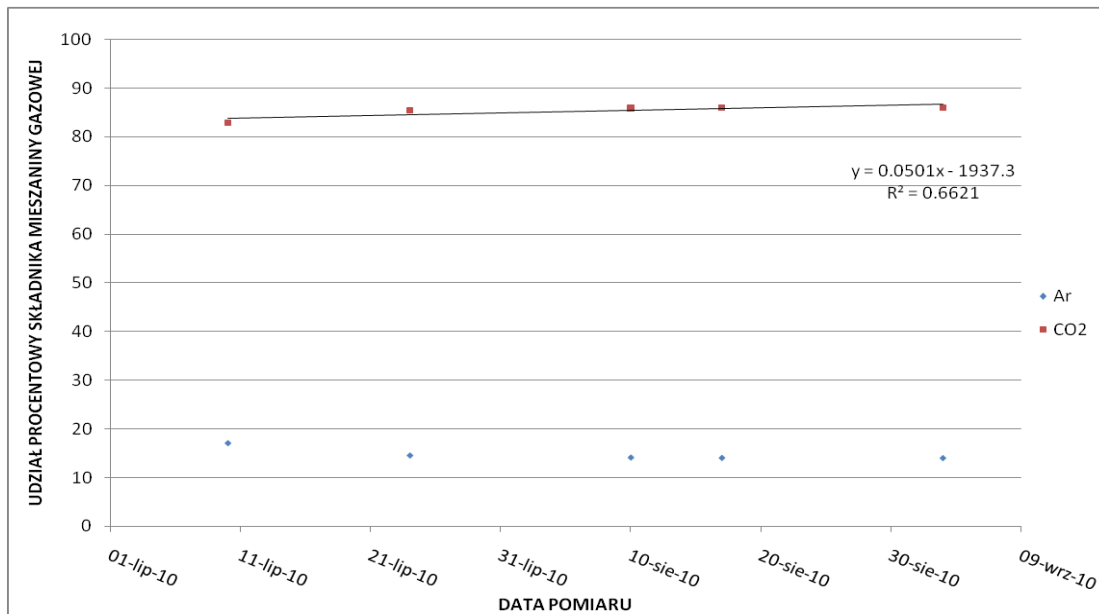


Fig. 1.1.25_8 Zmiana proporcji składników mieszaniny gazowej – KOMORA 2

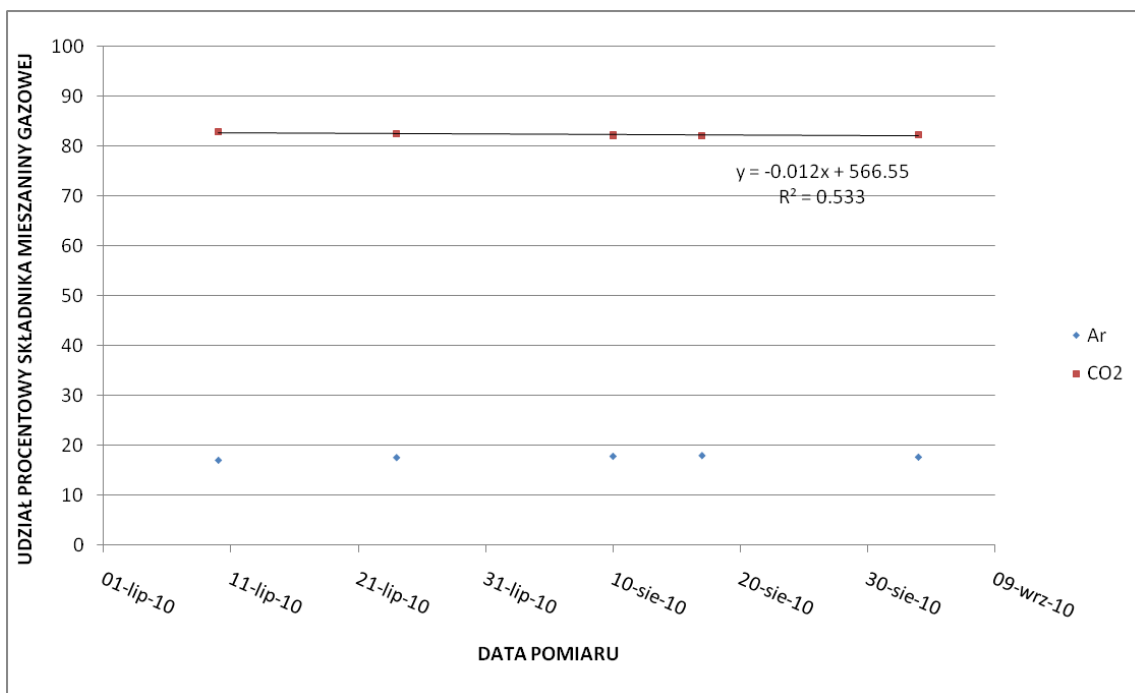


Fig. 1.1.25_9 Zmiana proporcji składników mieszaniny gazowej – KOMORA 3

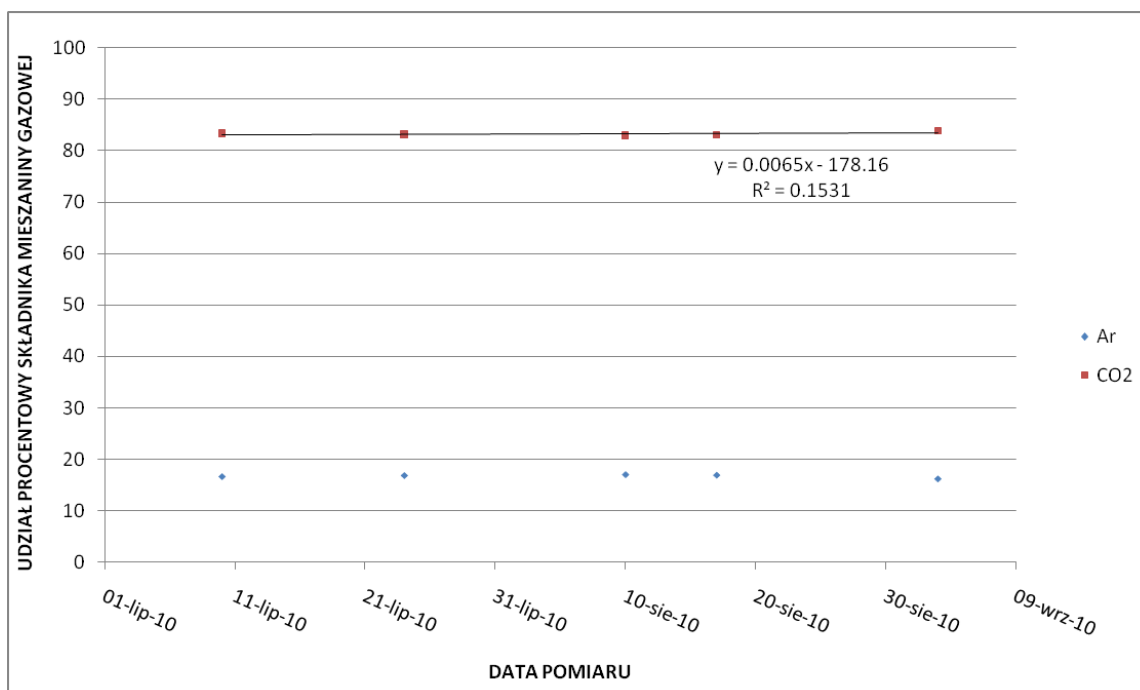
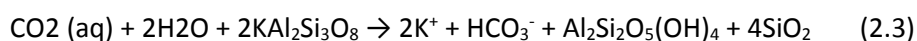
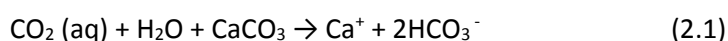


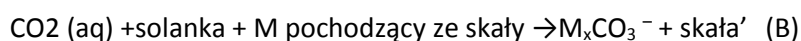
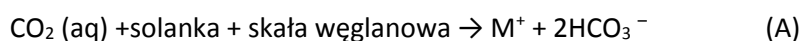
Fig. 1.1.25_10 Zmiana proporcji składników mieszaniny gazowej – KOMORA 4

Porównując wyniki uzyskane na podstawie przeprowadzonych badań próbek gazu ze wszystkich czterech komór można zaobserwować wzrost stężenia dwutlenku węgla w mieszaninie gazowej. W komorach 1, 3 i 4 początkowo zaobserwowano spadek, a następnie wzrost stężenia dwutlenku węgla. Dla komory 1 sytuacja taką zaobserwowano po ok. 4 tygodniach trwania eksperymentu, dla komory 3 po ok. 8 tygodniach, natomiast dla komory 4 po ok. 6 tygodniach. W przypadku komory 2 od początku trwania badań zaobserwowano tendencję do wzrostu stężenia CO₂.

Literatura (Janda et al., 2001; Humprey et al., 2002) definiuje trzy kluczowe reakcje w kontekście oddziaływania CO₂-skały złożowe:



Równania te można również zapisać w postaci bardziej ogólnej:



gdzie: M i M⁺ - metal i jon metalu,

skała' - skała poddana działaniu kwasu.

Reakcje A i A' sekwestrują dwutlenek węgla w postaci jonu HCO₃⁻, natomiast reakcja B jako skałę węglanową. Powyższe reakcje nie uwzględniają stopnia pośredniego, w którym węgiel występuje w postaci H₂CO₃.

Szybkość „znikania” dwutlenku węgla można określić na podstawie równania:

$$r_{\text{CO}_2} = -(k_A + k_B + k_{A'})C_{\text{CO}_2}m \quad (2.4)$$

gdzie: r_{CO_2} [mol/cm³ solanki]

m [g] – masa próbki skalnej.

Traktując reaktor jako system podzielony, bilans molowy dwutlenku węgla wygląda następująco:

$$r_{CO_2} V_{solanka} = \frac{d}{dt} [N_{solanka} + N_{gaz}] \quad (2.5)$$

gdzie: $V_{solanka}$ – objętość solanki [cm³],

$N_{solanka}$ – ilość moli CO₂ w solance,

N_{gaz} – ilość moli CO₂ w gazie.

Wprowadzenie do eksperymentu systematycznego potrząsania reaktorem w celu wymieszania składników (skała-solanka-gaz) ma na celu zapewnienie kontaktu wszystkim składnikom.

Szybkość „znikania” dwutlenku węgla opisuje następująca zależność:

$$r_{CO_2} = -k_{CO_2} C_{CO_2} m = -k_{tot} \left[\frac{N_{solanka}}{N_{gaz}} \right] m \quad (2.6)$$

Dla HCO₃ – można natomiast zapisać równanie:

$$(k_A + k_{A'}) \left[\frac{N_{HCO_3}}{V_{solanka}} \right] m V_{solanka} = \frac{d[N_{HCO_3}]}{dt} \quad (2.7)$$

Używając wirialnego równania stanu dla fazy gazowej można wyprowadzić równanie na fugatywność CO₂:

$$p = RT \left(\frac{1}{V} + \frac{B}{V^2} + \frac{C}{V^3} \right) \quad (2.8)$$

$$f_{\text{CO}_2}^G = \frac{RT}{V} \exp\left(\frac{2B}{V} + \frac{3C}{V^2}\right) \quad (2.9)$$

gdzie: p – ciśnienie [bar]

R – stała gazowa [atm/mol K]

T – temperatura [K]

V – objętość molowa [cm³/mol]

B – drugi współczynnik wirialny [cm³/mol]

C – trzeci współczynnik wirialny [cm⁶/mol²]

Wartości współczynników B i C można obliczyć z poniższych równań:

$$B = -0,0028T^2 + 2,5831 T - 646,54 \quad (2.10)$$

$$C = -0,0219T^2 + 2,2602 T + 583,3 \quad (2.11)$$

Gdy występuje równowaga pomiędzy CO₂ w fazie gazowej i ciekłej fugatywność CO₂ wynosi:

$$f_{\text{CO}_2}^G = f_{\text{CO}_2}^L = \frac{RT}{V} \exp\left(\frac{2B}{V} + \frac{3C}{V^2}\right) = f_{\text{CO}_2}^* x_{\text{CO}_2} \exp\left[\hat{a}(1 - x_{\text{CO}_2})^2\right] \quad (2.12)$$

Współczynniki f^* i β zostały stabelaryzowane (Humprey et al., 2002).

Wnioski

Ponieważ różnice w warunkach panujących w pozostałych komorach w poszczególnych krokach czasowych są bardzo zbliżone do siebie, otrzymane z obliczeń wartości rozpuszczalności CO₂ można potraktować jako prawdziwe dla wszystkich tych przypadków (zostało to potwierdzone obliczeniami).

Modelowanie procesów reakcji CO₂ - skała

Modelowanie z wykorzystaniem Solmineq.88

Przy użyciu programu Solmineq.88 wykonano symulacje w celu obliczenia współczynników aktywności i specjacji chemicznych w solankach. Do modelowania wykorzystano wyniki uzyskane z programu Phreeqc – wartość całkowitego stężenia dwutlenku węgla, przy której całkowite stężenie węgla osiąga już wartość stałą. Należy jednak zwrócić uwagę, że w przeciwieństwie do symulatora Phreeqc, w Solmineq.88 nie ma możliwości pokazania pośrednich etapów pomiędzy rozpoczęciem i zakończeniem danego modelowania.

W poniższych symulacjach pokazano wyniki obliczeń dla pierwotnego składu chemicznego i parametrów solanek (kolor czarny czcionki w tabelach) wraz z zestawieniem wyników uwzględniających dodanie takiej ilości dwutlenku węgla do danej solanki, że całkowite stężenie węgla osiąga wartość maksymalną (kolor granatowy czcionki w tabelach).

Modelowanie złoża gazu ziemnego RN

Dla złoża RN wybrano do dalszych symulacji analizy z trzech odwiertów, tj. RN-5, RN-18 i RN-60, przy czym dla dwóch pierwszych odwiertów wykorzystano wyniki pochodzące z dwóch różnych analiz.

Poniższa **Tabela 1.1.25_12** przedstawia zestawienie parametrów badanych solanek.

Tabela 1.1.25_12 Zestawienie danych przyjętych do symulacji dla złoża RN

	RN-5	RN-5	RN-18	RN-18	RN-60
Własności roztworu					
Temperatura modelowana [°C]	112	112	112	112	112
Ciśnienie modelowane [MPa]	25	25	25	25	25
Gęstość [mg/l]	1,090	1,090	1,2200	1,2400	
Analiza chemiczna					
pH	7,5	7,4	5,9	6,0	6,49
Główne Składniki [mg/l]					
Na	43,4801	45,5042	49,0003	51,9569	962,0000
K					19,8600

Mg	0,8454	0,0586	10,1851	8,5250	0,3300
Ca	1,3040	1,4488	48,6823	56,2004	11,1800
Cl	66,6648	67,3740	192,0899	206,2142	1434,0000
SO4					6,2000
SiO2					25,5000
Metale [mg/l]					
Li					0,5140
Sr					0,1850
Ba					0,3750
Al					0,0090
V					0,0017
Fe	0,8454	0,4182	0,5987	1,1603	82,6400
Mn					0,7830
Cu					0,0072
Zn					0,0570
Ag					0,004
Pb					1,0860
Hg					0,2790
U					
Niemetale [mg/l]					
F					
NO3					0,4000
PO4					0,3700
NH3					
H2S					
B					
As					
Węgiel/Zasadowość [mg/l]					
Całkowita zasadowość CO3					
i/lub HCO3					

Całkowita zasadowość węglanowa CO3					0,5000
i/lub HCO3	3,7210	5,6730	0,2074	0,1830	384,0000
Własności redoks roztworu					
Eh [V]	-0,195	-0,125	-0,192	-0,143	0,065

W wyniku przeprowadzonej symulacji otrzymano: zmiany składu jonowego solanek oraz wartości współczynników aktywności przed i po dodaniu dodatkowej ilości dwutlenku węgla do roztworu solanki.

W poniższych tabelach zestawiono zmiany składu jonowego dla poszczególnych solanek.

Tabela 1.1.25_13 Wyniki rekombinacji składu wody złożowej z odwiertu RN-5 (pierwsza z dwóch analiz)

Parametry ogólne	
Odczyn pH	7,50 3,44
Ciśnienie parcjale CO ₂ , [MPa]	0,1102E-04 0,4550E+01
Zasadowość ogólna, [mg/dm ³]	
- HCO ₃ ⁻	0,3752E+01 0,3326E+02
- CO ₃ ²⁻	0,1845E+01 0,1636E+02
- CaCO ₃	0,3077E+01 0,2728E+02
Rozpuszczony węgiel nieorganiczny, [mg/dm ³]	
- H ₂ CO ₃	0,2541E+00 0,3465E+05
- HCO ₃ ⁻ suma	0,3708E+01

	0,3273E+02
- CO ₃ ²⁻ suma	0,6440E-02 0,9136E-05

Tabela 1.1.25_14 Wyniki rekombinacji składu wody złożowej z odwiertu RN-5 (druga z dwóch analiz)

Parametry ogólne	
Odczyn pH	7,4 3,62
Ciśnienie parcjalne CO ₂ , [MPa]	0,9911E-04 0,4244E+01
Zasadowość ogólna, [mg/dm ³]	
- HCO ₃ ⁻	0,2665E+02 0,4679E+02
- CO ₃ ²⁻	0,1311E+02 0,2301E+02
- CaCO ₃	0,2186E+02 0,3837E+02
Rozpuszczony węgiel nieorganiczny, [mg/dm ³]	
- H ₂ CO ₃	0,2285E+01 0,3231E+05
- HCO ₃ ⁻ suma	0,2654E+02 0,4679E+02
- CO ₃ ²⁻ suma	0,3698E-01 0,2059E-04

Tabela 1.1.25_15 Wyniki rekombinacji składu wody złożowej z odwiertu RN-18 (pierwsza z dwóch analiz)

Parametry ogólne	
Odczyn pH	5,90
	3,55
Ciśnienie parcjalne CO ₂ , [MPa]	0,2099E-04
	0,2218E+01
Zasadowość ogólna, [mg/dm ³]	
- HCO ₃ ⁻	0,2083E+00
	0,2451E+02
- CO ₃ ²⁻	0,1024E+00
	0,1205E+02
- CaCO ₃	0,1708E+00
	0,2010E+02
Rozpuszczony węgiel nieorganiczny, [mg/dm ³]	
- H ₂ CO ₃	0,5411E+00
	0,1889E+05
- HCO ₃ ⁻ suma	0,2074E+00
	0,2448E+02
- CO ₃ ²⁻ suma	0,1957E-04
	0,6678E-04

Tabela 1.1.25_16 Wyniki rekombinacji składu wody złożowej z odwiertu RN-18 (druga z dwóch analiz)

Parametry ogólne	
Odczyn pH	6,00 3,56
Ciśnienie parcjalne CO ₂ , [MPa]	0,1443E-04 0,2129E+01
Zasadowość ogólna, [mg/dm ³]	
- HCO ₃ ⁻	0,1843E+00 0,2440E+02
- CO ₃ ²⁻	0,9060E-01 0,1200E+02
- CaCO ₃	0,1511E+00 0,2001E+02
Rozpuszczony węgiel nieorganiczny, [mg/dm ³]	
- H ₂ CO ₃	0,3782E+00 0,1843E+05
- HCO ₃ ⁻ suma	0,1830E+00 0,2440E+02
- CO ₃ ²⁻ suma	0,2260E-04 0,7361E-04

Tabela 1.1.25_17 Wyniki rekombinacji składu wody złożowej z odwiertu RN-60

Parametry ogólne	
Odczyn pH	6,49
	4,16
Ciśnienie parcjale CO ₂ , [MPa]	0,1105E-01
	0,6552E+01
Zasadowość ogólna, [mg/dm ³]	
- HCO ₃ ⁻	0,3851E+03
	0,3866E+03
- CO ₃ ²⁻	0,1894E+03
	0,1901E+03
- CaCO ₃	0,3158E+03
	0,3171E+03
Rozpuszczony węgiel nieorganiczny, [mg/dm ³]	
- H ₂ CO ₃	0,2310E+03
	0,4513E+05
- HCO ₃ ⁻ suma	0,3845E+03
	0,3863E+03
- CO ₃ ²⁻ suma	0,1081E+00
	0,1801E-02

Analiza wskaźników nasycenia (SI)

W wyniku wykonanych symulacji komputerowe przy użyciu programów Solmineq.88 i PHREEQC uzyskano wartości wskaźników nasycenia dla wybranych minerałów. Dane wejściowe wprowadzane do obu symulatorów różniły się między sobą. Sytuacja tak miała miejsce, ponieważ do Solmineq można wprowadzić ograniczoną ilość pierwiastków wyszczególnionych w analizie chemicznej. Symulatory te posiadają również różne bazy danych, z których korzystają w zakresie danych fizykochemicznych. Powoduje to, że otrzymywane wyniki różnią się między sobą, często dość znacznie.

W niniejszym rozdziale porównano uzyskane wyniki w zakresie wskaźników nasycenia otrzymanych z symulatorów oraz wyliczonymi przez autorów niniejszej pracy. **Tabela 1.1.25_18** zawiera zestawienie uzyskanych wyników dla solanki z odwiertu RN – 60.

Tabela 1.1.25_18 Zestawienie wartości wskaźników nasycenia dla wybranych minerałów otrzymanych z Solmineq i Phreeqc oraz wyliczonych analitycznie dla solanki z odwiertu RN-60

	WSKAŹNIK NASYCENIA SI						
	OBLICZENIA WYKONANE PROGRAMEM PHREEQC		OBLICZENIA WYKONANE PROGRAMEM SOLMINEQ		OBLICZENIA ANALITYCZNE**		
	SOLANKA BEZ CO ₂	SOLANKA Z CO ₂	SOLANKA BEZ CO ₂	SOLANKA Z CO ₂	SOLANKA BEZ CO ₂	SOLANKA Z CO ₂	
MINERAŁ/TEMP.	112°C	112°C	112,06°C	112,06°C	112°C	112°C	
ANHYDRYT	-	-	-3.518	-3.554	-3.194	-0.594915	
ARGONIT	-0.803	-3.243	-1.211	-3.093	-0.880	-2.145707	
KALCYT	-0.657	-3.097	-1.142	-3.024	-0.785	-2.050507	
CELESTYT	-	-	-4.239	-4.302	-3.008	-0.56977	
DOLOMIT	-1.135	-6.017	-1.521	-5.275	4.127*	7.2700461*	
GIPS	-	-	-3.971	-4.017	-3.726	-0.804515	
HALIT	-4.556	-4.557	-4.594	-4.597	-4.524	-1.105571	
NAHKOLIT	-1.696	-4.138	-2.415	-4.287	-3.033	-2.324118	
NATRON	-4.543	-4.519	-4.566	-4.434	-4.373	-3.574513	
NESKWEHONIT	-11.093	-13.588	-12.242	-14.163	-9.639	-12.2601	
SYLWIN	-5.882	-8.340	-6.960	-8.848	-7.435	-6.726118	

* oznaczono wyniki różniące się znakiem od uzyskanych z symulatorów

** dane zaczerpnięte z baz programu Solmineq.88

Wskaźnik nasycenia SI (saturation index, disequilibrium indice) wyrazić można następującym wzorem (Macioszczyk & Dobrzyński, 2002):

$$SI = \log_{10}(IAP/K) \quad (3.1)$$

gdzie: IAP – iloczyn aktywności form (Ion activity product), obliczany na podstawie rzeczywistych aktywności w wodzie substancji biorących udział w reakcji,
K – stała równowagi reakcji w danej temperaturze.

Wartość stałej równowagi K może być po przekształceniu wyliczona ze wzoru:

$$\Delta G^\circ = -RT \ln K \quad (3.2)$$

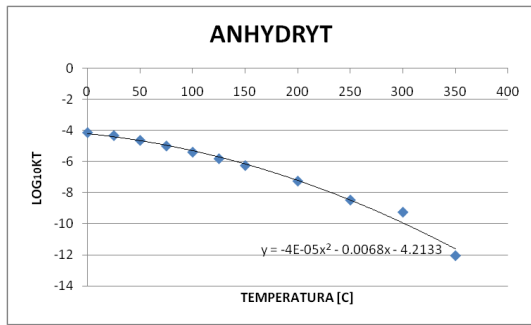
gdzie: ΔG° - standardowa swobodna entalpia

R - stała gazowa równa 8,314472 [J/molK]

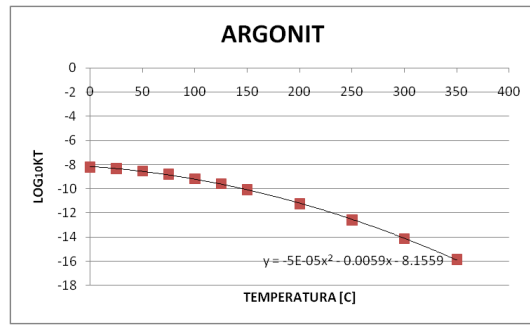
T - temperatura [K].

Dla poszczególnych minerałów stała ta była obiektem badań wielu eksperymentów [10, 13, 15]. Do Solmineq została załączona baza danych zawierająca wyznaczone dla temperatur od 0 - 350°C, co 50°C wartości $\log_{10}K$.

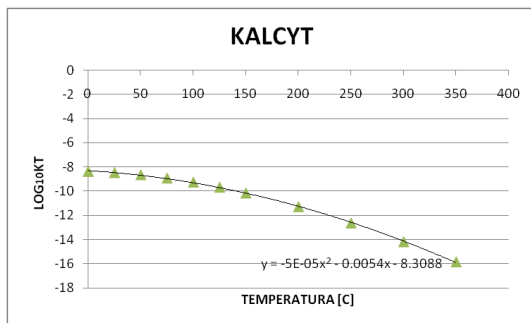
Ponieważ uzyskane z symulatorów wartości stałej K obliczane były dla temperatur innych niż tabelaryzowane (w bazie programu Somineq.88), dla wybranych minerałów wykonano wykresy pomocnicze przedstawiające dane tabelaryczne wraz z dopasowanymi do nich liniami trendu, w celu łatwiejszego odczytu wartości dla żądanej temperatury. Należy zwrócić jednak uwagę, że aby otrzymać stałą K, należy po odczytaniu wyniku z wykresy zastosować go jako potęgę liczby 10. Tak wyliczony wynik jest stałą K dla danego minerału w zadanej temperaturze.



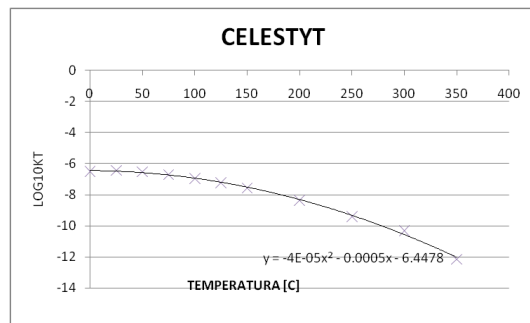
a)



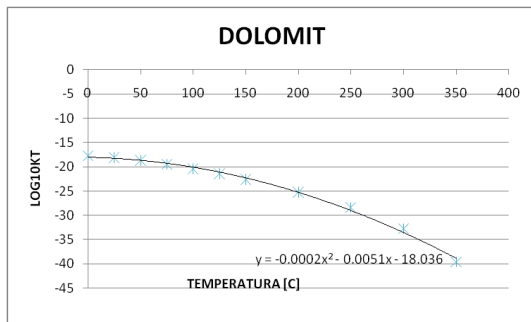
b)



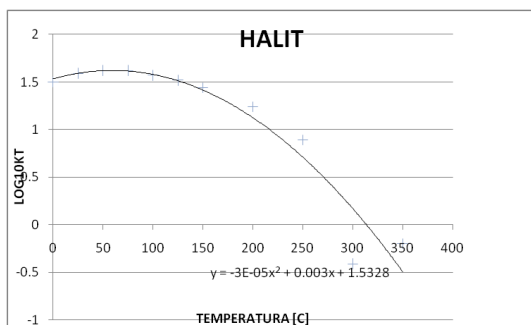
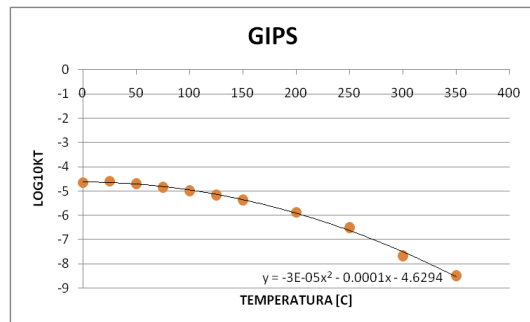
c)



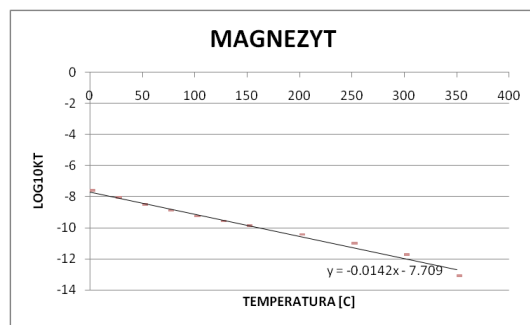
d)



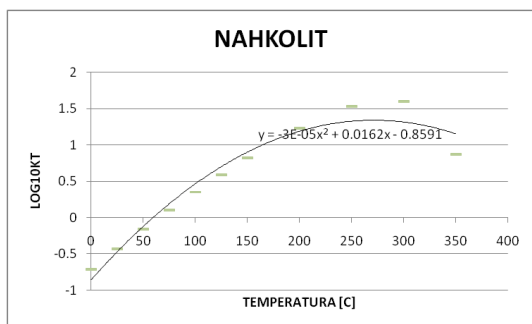
e) f)



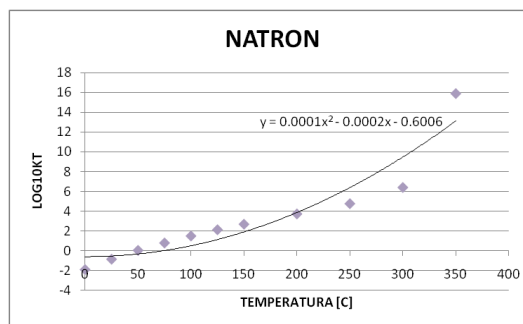
g)



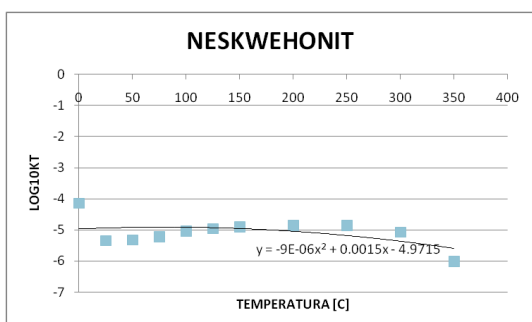
h)



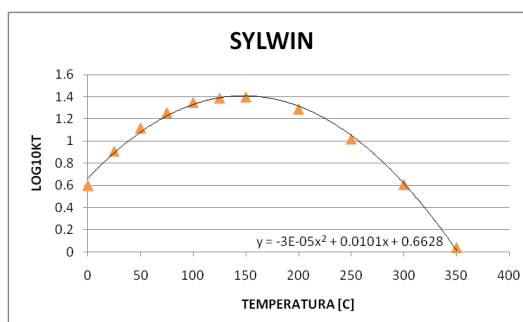
i)



j)



k)



l)

Fig. 1.1.25_11 Zależności $\log_{10}K$ w funkcji temperatury dla anhydrytu (a), aragonitu (b), kalcytu (c), celestynu (d), dolomitu (e), gipsu (f), halitu (g), magnezytu (h), nahkolitu (i), natronu (j), neskwehonitu (k), i sylwinu (l) na podstawie danych termodynamicznych z programu SOLMINEQ.88.

W celu obliczenia wartości iloczynu aktywności form, należy zdefiniować reakcje rozpuszczania analizowanych minerałów, gdyż wartość entalpii reakcji i stałej równowagi reakcji zależy istotnie od stosunków molowych między substratami i produktami. Zestawienie takie znajduje się w poniższej **Tabeli 1.1.25_19**.

Tabela 1.1.25_19 Zestawienie równań reakcji rozpadu wybranych minerałów

NAZWA MINERAŁU	REAKCJA ROZPADU
ANHYDRYT	$\text{CaSO}_4 \leftrightarrow \text{Ca}^{++} + \text{SO}_4^{--}$
ARGONIT	$\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{++} + \text{CO}_3^{--}$
KALCYT	$\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{++} + \text{CO}_3^{--}$

CELESTYN	$\text{SrSO}_4 \leftrightarrow \text{Sr}^{++} + \text{SO}_4^{--}$
DOLOMIT	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \leftrightarrow \text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} + 2\text{CO}_3^{--}$
GIPS	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$
HALIT	$\text{NaCl} \leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$
MAGNEZYT	$\text{MgCO}_3 \leftrightarrow \text{Mg}^{++} + \text{CO}_3^{--}$
NAHKOLIT	$\text{NaHCO}_2 \leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{HCO}_3^-$
NATRON	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2\text{Na}^+ + \text{CO}_3^{--} + 10\text{H}_2\text{O}$
NESKWEHONIT	$\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Mg}^{++} + \text{CO}_3^{--} + 3\text{H}_2\text{O}$
SYLWIN	$\text{KCl} \leftrightarrow \text{K}^+ + \text{Cl}^-$

Analizując otrzymane wyniki dla solanki pochodzącej z odwiertu RN-60 (zarówno bez CO₂, jak i z sztucznie dodanym CO₂) można zauważyć, że wszystkie uzyskane wyniki, zarówno z Phreeqc, jak i z Solmineq oraz wyliczone analitycznie wskaźniki nasycenia dla wszystkich minerałów (z wyjątkiem dolomitu) mają wartości ujemne (wskazujące na niedosycenie). Oznacza to teoretycznie, że solanka wykazywać będzie tendencje do ich rozpuszczania i wzrostu mineralizacji wód podziemnych.

W przypadku dolomitu wyniki uzyskane z programów geochemicznych są zbieżne i w obu przypadkach wskaźnik nasycenia jest ujemny. Natomiast zgodnie z obliczeniami jest on dodatni i posiada stosunkowo dużą wartość. Nie można, więc jednoznacznie stwierdzić, które wyniki są bliższe warunkom naturalnym.

W tabeli 3.9 zestawiono wyniki wskaźników nasycenia dla wybranych minerałów uzyskane z symulatorów: Phreeqc i Solmineq oraz obliczonych analitycznie dla solanki pochodzącej z odwiertu Wt-3.

Tabela 1.1.25_20 Zestawienie wartości wskaźników nasycenia dla wybranych minerałów otrzymanych z Solmineq i Phreeqc oraz wyliczonych analitycznie dla solanki z odwiertu Wt-3

MINERAŁ/TEMP.	WSKAŹNIK NASYCENIA SI									
	WYNIKI Z PHREEQC		UZYSKANE		WYNIKI Z SOLMINEQ		UZYSKANE		WYNIKI OBLICZENIOWE	
	SOLANKA CO2	BEZ CO2	SOLANKA CO2	Z	SOLANKA CO2	BEZ CO2	SOLANKA CO2	Z	SOLANKA CO2	BEZ CO2
50°C										
50°C										
60°C										
60°C										
60°C										
60°C										
ANHYDRYT	-0.7287		-0.5170		-1.317		-1.320		0.742498*	-0.93431

ARGONIT	0.4880	-1.9890	-0.087	-2.710	0.274344	-2.3488
KALCYT	0.6581	-1.8188	0.014	-2.609	0.394344	-2.2288
CELESTYN	-0.3756	-0.3037	-1.161	-2.609	0.841895*	-0.8352
DOLOMIT	1.4165	-3.5376	1.296	-3.950	8.479188	5.855461*
GIPS	-0.9302	-0.7390	-1.332	-1.349	0.697498*	-0.97931
HALIT	-1.1993	-1.1269	-1.460	-1.460	-1.29407	-0.366
MAGNEZYT	-0.3529	-2.8301	-0.291	-2.914	0.062284*	-2.56087
NAHKOLIT	-2.2567	-2.0880	-3.197	-3.072	-2.97611	-2.85117
NATRON	-6.4485	-9.0153	-8.920	-11.612	-7.80229	-10.4249
NESKWEHONIT	-3.2322	-5.7401	-3.884	-6.528	-3.36272	-5.98587
SYLWIN	-2.7806	-2.7455	-3.244	-3.244	-0.78734	-2.82097

* oznaczono wyniki różniące się znakiem od uzyskanych z symulatorów

Różnice w uzyskanych wynikach mogą być spowodowane przez:

- dobór jednej z możliwych metodyk uzyskania wartości K skorzystanie z wartości stabelaryzowanych (różni autorzy podają odmienne wartości K dla tych samych minerałów) lub obliczone analitycznie (przyjęcie innych wartości swobodnych entalpii tworzenia substratów/produktów lub swobodnych entalpii reakcji, niż przyjęte w innych metodach obliczeń);
- w przypadku logarytmowania bardzo małych wartości, każdorazowe ich zaokrąglenie powoduje, że można wpłynąć na znak wyniku;
- wartość wskaźnika nasycenia można potraktować jako przedział równowagowy [12]: $SI = SI \pm 5\% \log_{10}K$. Rozwiązanie takie zostało wyprowadzone na podstawie badań wpływu błędów analiz wód i z błędów wyznaczenia stałej K na obliczoną wartość SI. Bardzo małe wartości SI, zarówno dodatnie, jak i ujemne równie dobrze mogą być równe zero, co świadczyłoby o stanie równowagi solanki względem minerałów. (czyli te mieszczące się w przedziale od +5% logK do -5% logK)

Uwzględniając powyższe argumenty należy bardzo ostrożnie wyciągać jednoznaczne wnioski odnośnie stanu solanki względem minerałów. Każdorazowo, wykonując taka analizę należy przede wszystkim mieć na względzie poprawność uzyskania w warunkach terenowych próbek do dalszych badań oraz na ile właściwy i dokładny był sposób ich przeanalizowania.

Także, a ponadto wpływ ma: wybór programu komputerowego, bazy danych termodynamicznych, zapis reakcji rozpuszczania minerału w bazie, wzory na współczynnik aktywności.

Długotrwałe modelowanie efektów zatłaczania dwutlenku węgla do złoża przy użyciu Tough React

Wyniki symulacji dla złoża gazu ziemnego RN

W celu zbadania długotrwałego wpływu oddziaływania dwutlenku węgla na strefę przyodwiertową złoża RN wykonano uproszczony model w programie Toughreact. Jest on osiowosymetryczny.

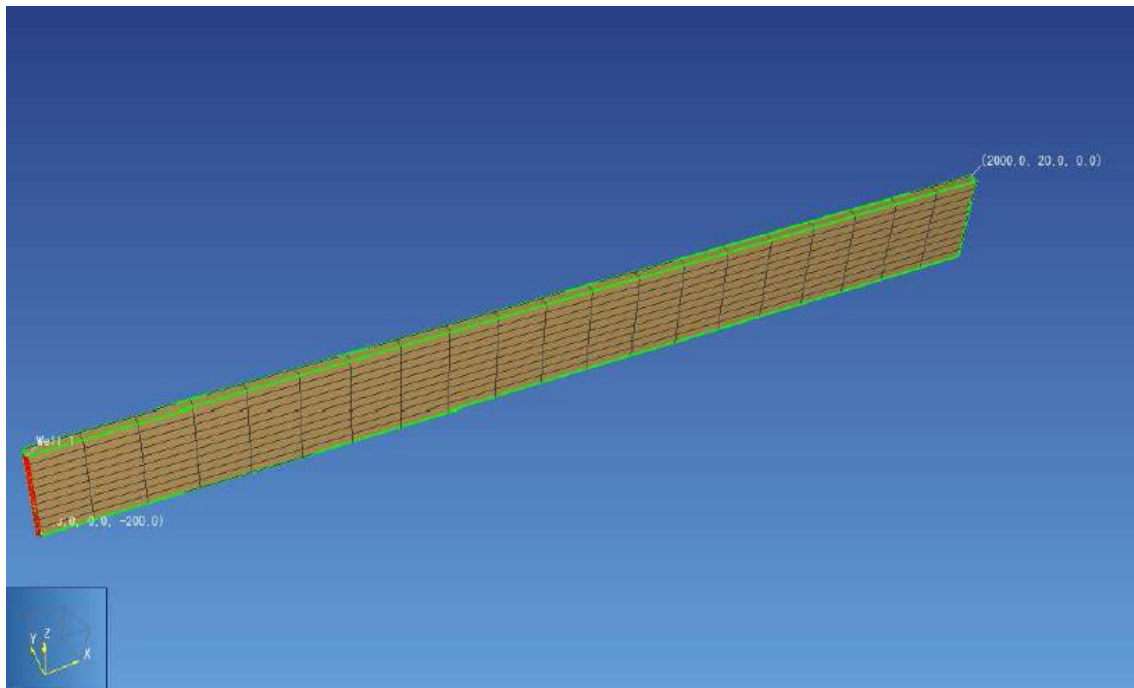


Fig. 1.1.25_12 Model numeryczny strefy złożowej złoża gazu ziemnego RN

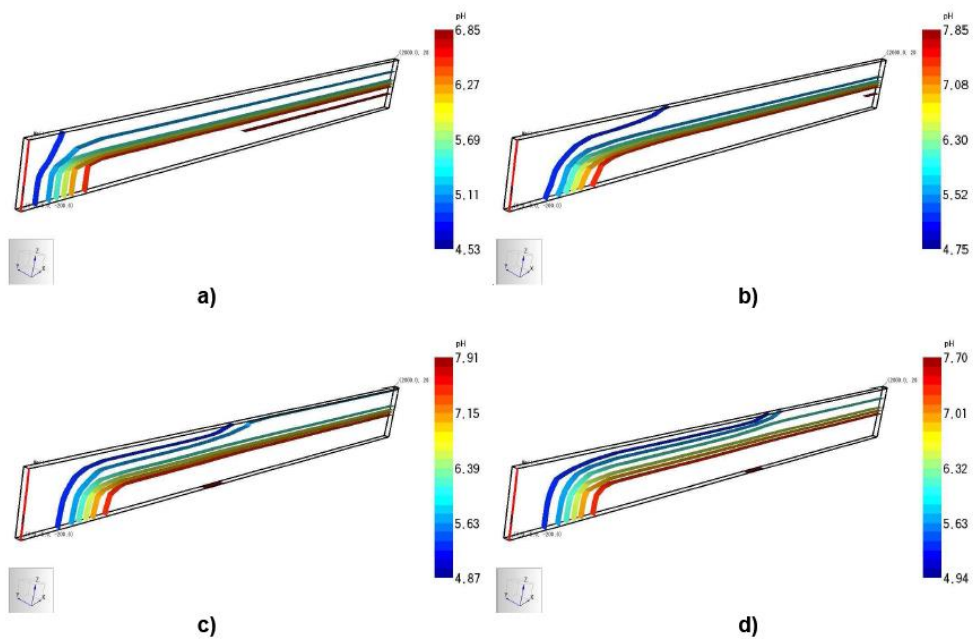


Fig. 1.1.25_12 Zmiany współczynnik pH pod wpływem zatłaczanego CO₂, po: a) 1 roku, b) 10 latach, c) 50 latach i d) po 100 latach od momentu rozpoczęcia procesu dla złoża gazu ziemnego RN

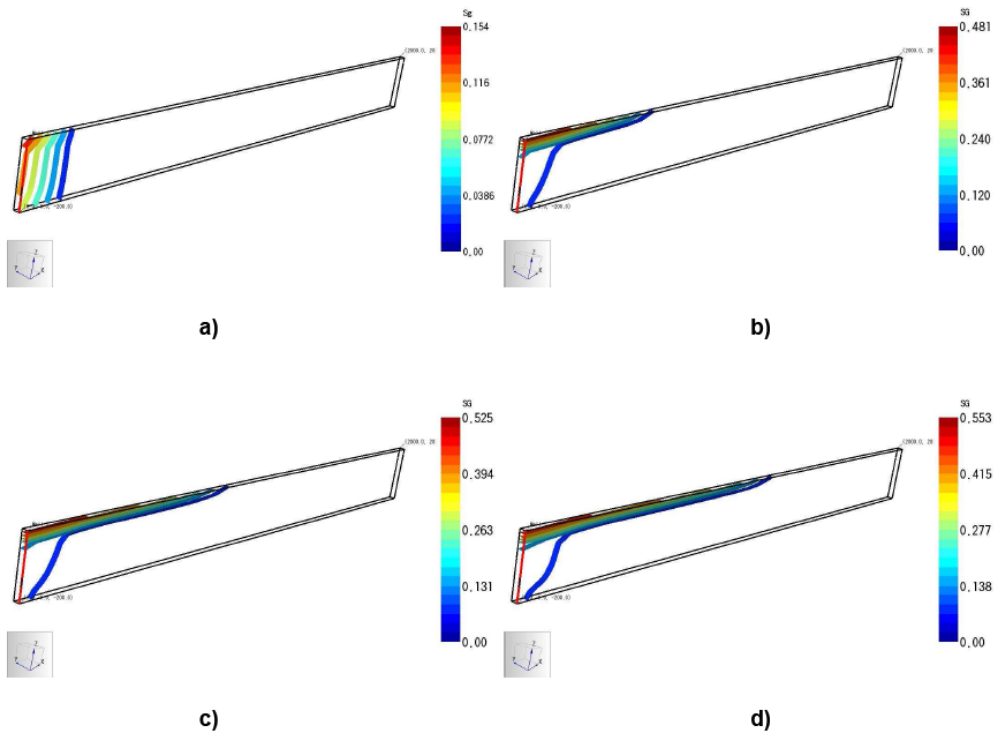


Fig. 1.1.25_13 Zmiany współczynnik nasycenia gazem pod wpływem zatłaczanego CO₂, po: a) roku, b) 10 latach, c) 50 latach i d) po 100 latach od momentu rozpoczęcia procesu dla złoża gazu ziemnego RN

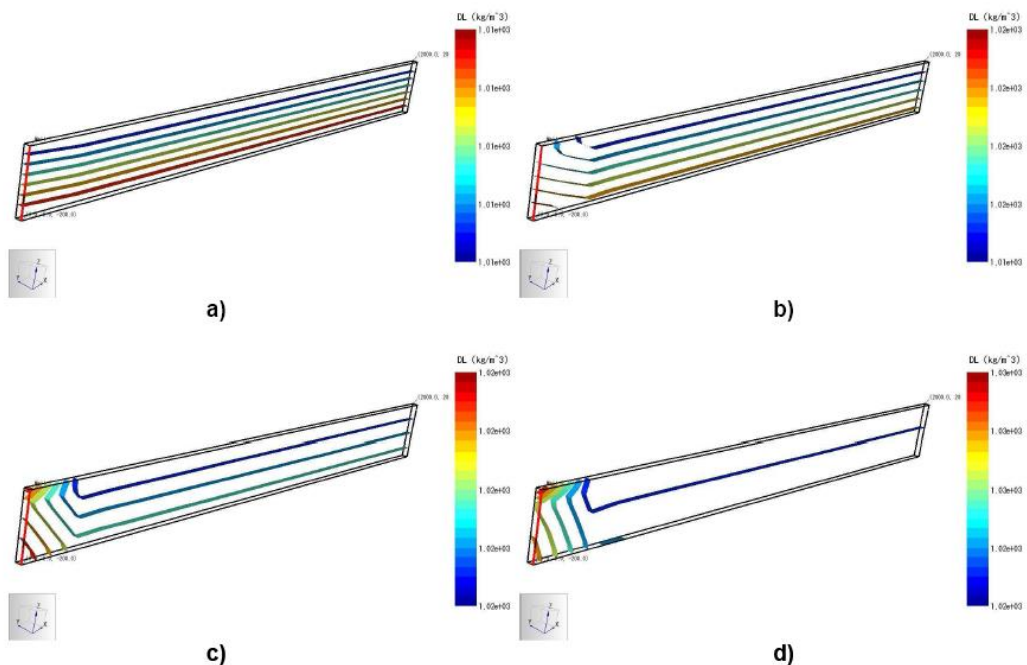


Fig. 1.1.25_14 Zmiany gęstości fazy ciekłej pod wpływem zatłaczanego CO₂, po: a) 1 roku, b) 10 latach, c) 50 latach i d) po 100 latach od momentu rozpoczęcia procesu dla złoża gazu ziemnego RN

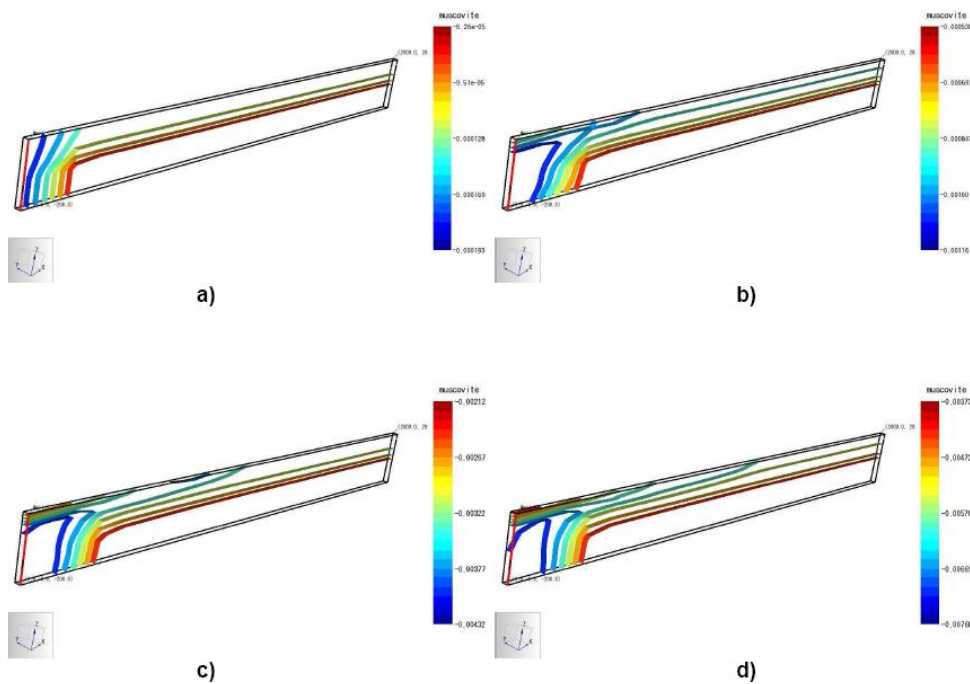


Fig. 1.1.25_15 Zmiany wskaźnika nasycenia dla muskovitu pod wpływem zatłaczania dwutlenku węgla po: a) 1 roku, b) 10 latach, c) 50 latach i d) po 100 latach od momentu rozpoczęcia procesu dla złoża gazu ziemnego RN

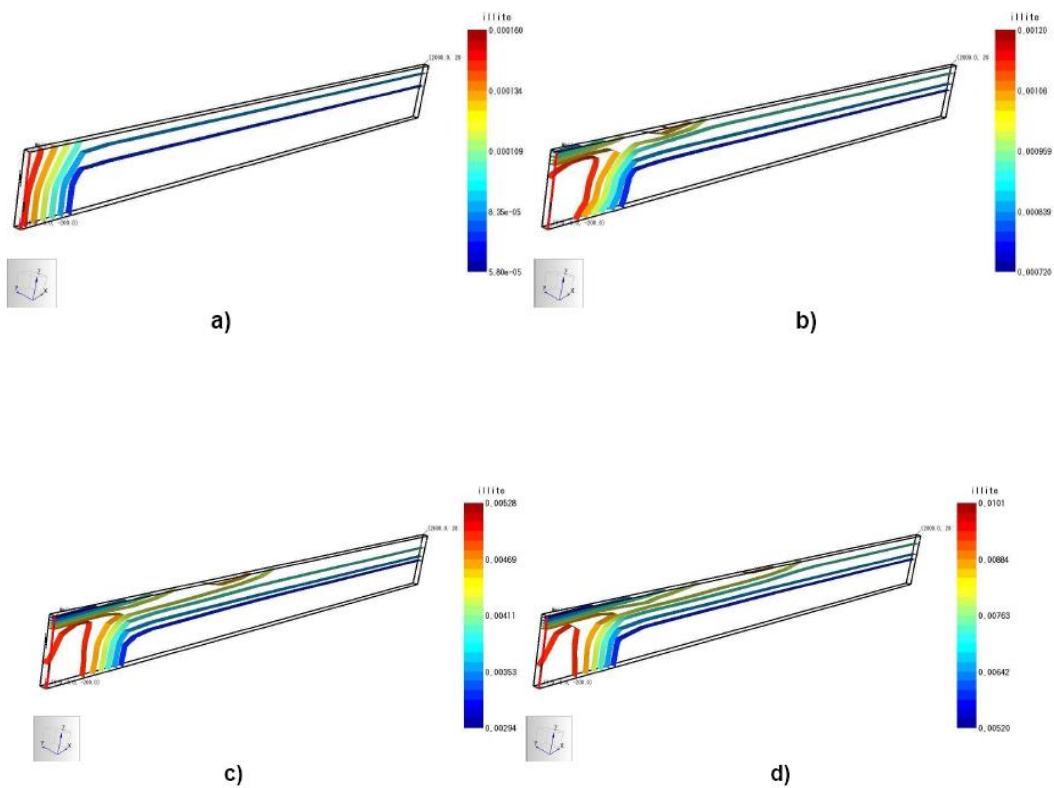


Fig. 1.1.25_16 Zmiany wskaźnika nasycenia dla illitu pod wpływem zatłaczania dwutlenku węgla po: a) 1 roku, b) 10 latach, c) 50 latach i d) po 100 latach od momentu rozpoczęcia procesu dla złoża gazu ziemnego RN

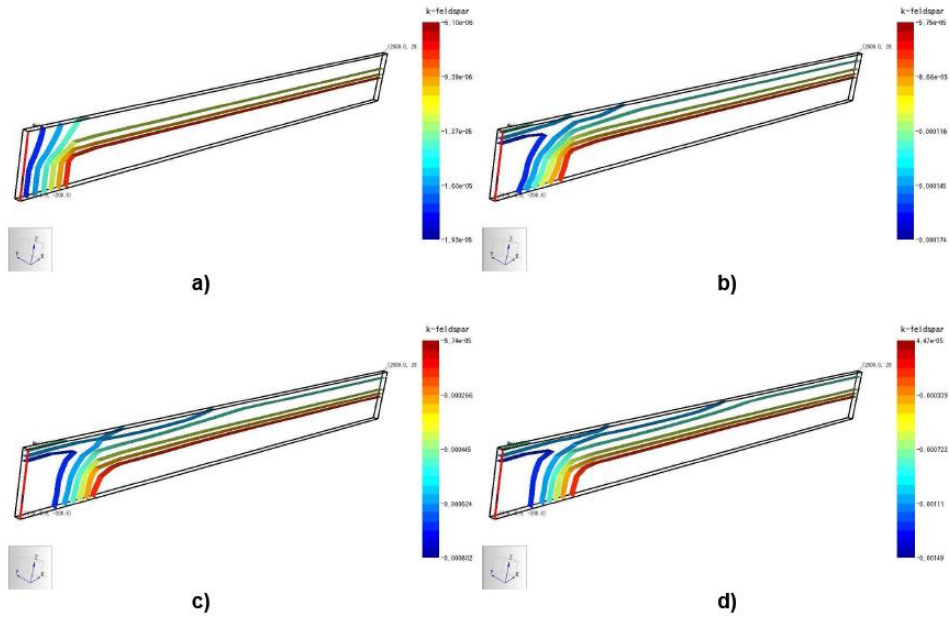


Fig. 1.1.25_17 Zmiany wskaźnika nasycenia dla skalenia potasowego pod wpływem zatłaczania dwutlenku węgla po: a) 1 roku, b) 10 latach, c) 50 latach i d) po 100 latach od momentu rozpoczęcia procesu dla złoża gazu ziemnego RN

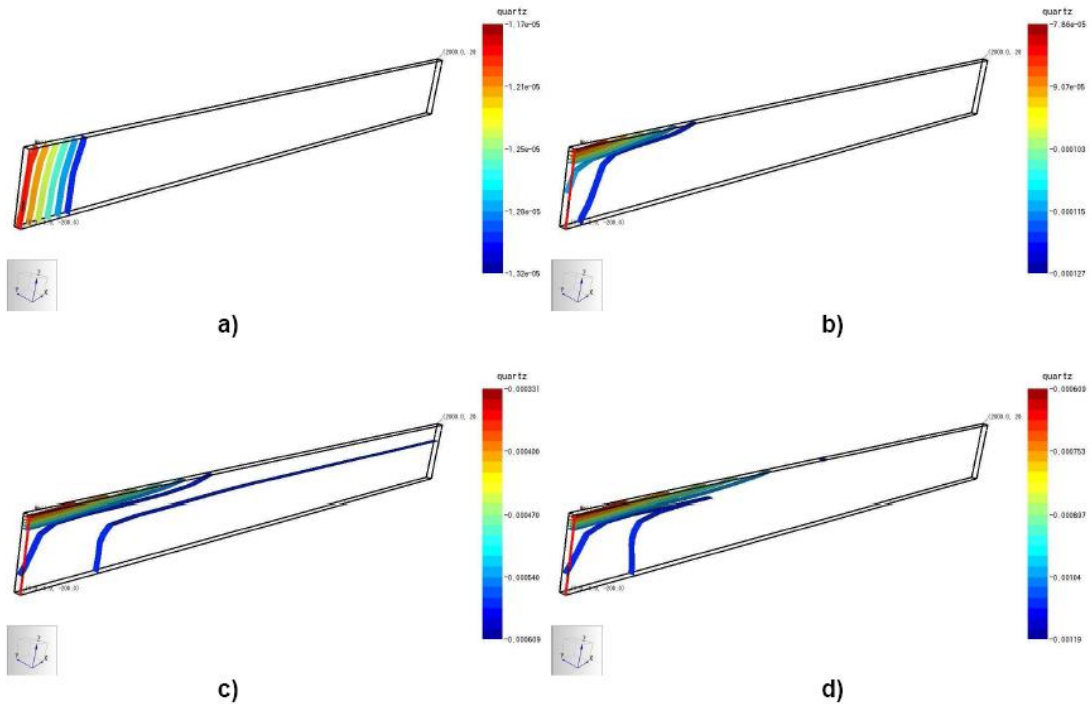


Fig. 1.1.25_18 Zmiany wskaźnika nasycenia dla kwarcu pod wpływem zatłaczania dwutlenku węgla po: a) 1 roku, b) 10 latach, c) 50 latach i d) po 100 latach od momentu rozpoczęcia procesu dla złoża gazu ziemnego RN

Charakterystyka hydrogeochemiczna płynów złożowych (1.1.30 - INiG)

(Irena Matyasik, Jan Lubaś, Józef Such, Krzysztof Sowiżdżał, Andrzej Szwagrzyk)

Celem pracy jest przedstawienie charakterystyki hydrochemicznej płynów złożowych, a mianowicie:

W części I: zestawienie danych tabelarycznych charakteryzujących hydrogeochemię wód nasycających poziomy zawadnione dla rejonów: Bełchatowa, Wielkopolski, Mazowska, NW Polski z uwzględnieniem podstawowych parametrów takich jak: nazwa odwiertu, interwału występowania, wydajność, mineralizację, ciężar właściwy oraz zawartość poszczególnych jonów charakteryzujących chemizm wód. Charakterystykę hydrochemiczną przedstawiono dla każdego z poziomów wodonośnych oddzielnie (**Tabela 1.1.30_1 – 6** oraz załączniki tabelaryczne na CD).

Z tej bazy danych wybrano do konstrukcji map 5 parametrów, czyli mineralizację i jony reaktywne z CO₂ rozpuszczone w wodzie: Na⁺, Ca⁺², Mg⁺², SO₄⁻².

Te wybrane parametry przedstawiono na mapach **Fig. 1.1.30_1 - 7**, po uśrednieniu parametrów dla każdego otworu i ograniczeniu zakresu głębokościowego do interwału 800-2500m.

Zestawienie tabelaryczne wartości parametrów zilustrowanych na mapach zestawiono w Tabelach **1.1.30_1 – 6**.

W części II: zestawienie danych tabelarycznych w formie cyfrowej charakteryzujących skład chemiczny podstawowych składników ropy odgazowanej i gazu, zasiarczenia i składników inertnych rejonów: Brzeźnej Strefy Karpat i Zapadliska Przedkarpackiego, Lubelszczyzny, Wielkopolski, Mazowska, NW Polski, Wyniesienia Łeby i przyległego obszaru polskiej strefy ekonomicznej Bałtyku. Dla złóż gazu ziemnego przedstawiony został procentowy udział objętościowy takich składników podstawowych jak: CH₄, N₂, H₂S, CO₂, oraz zawartość C₃₊ [g/Nm³], dla złóż ropy naftowej procentowy udział objętościowy składników podstawowych ropy odgazowanej: <C₆, C₆₋₇, C₈₋₉, C₁₀₋₁₁, C₁₂₊ oraz zawartość H₂S [g/Nm³].

W części III przedstawiono mapy na podkładzie numerycznym dla Polski charakteryzujące zarówno hydrogeochemię wód poziomów zawadnionych (**Fig. 1.1.30_1 - 7**) jak również skład chemiczny ropy naftowej i gazu ziemnego (**Fig. 1.1.30_8, 9**). Mapy charakteryzujące hydrogeochemię wód zostały wykonane w ujęciu regionalno-stratygraficznym dla następujących poziomów;

kreda - K1, jura - J1, trias - T1, T3, karbon – C i kambr - Cm

Natomiast mapy charakteryzujące skład chemiczny podstawowych składników ropy i gazu wykonano w ujęciu obszarowym w skali całego kraju.

Skonstruowane mapy zostały dołączone w formie plików JPG oraz gridów zapisanych w formacie ASCII (kolumna X – współrzędna X w układzie 1992, kolumna Y - współrzędna Y w układzie 1992, Z – wartość danego parametru geochemicznego).

Tabela 1.1.30_1 Charakterystyka hydrochemiczna wód złożowych struktur wodonośnych w utworach kredy dolnej (K1) Nizy Polskiego

Nazwa otworu	Strop m	Spąg m	Mineralizacja g/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l
Banachów IG1	2182	2220	58,80	1670,0	241,0	20000	1450,0
Bąkowa IG1	930	940	0,57	86,0	18,0	39	22,0
Bodzanów IG1	1457	1485		46,7	14,7	328	16,6
Brda 1	849	856	5,00	60,0			308,0
Bukowiec 1{N. Pom.}	1182	1230	6,00				
Chełmża 1	795	805	5,60	176,3	25,3		20,2
Chociwiel 3	1928	1940	104,40	1613,7	747,2		551,5
Ciepielów IG1	824	834	5,70	107,0	7,0	1600	230,0
Cykowo IG1	910	985	42,00	1295,9	325,8	13500	646,2
Człuchów 2	1032	1075	3,40				
Damaśławek 22	2060	2073	100,84	1273,9	566,8		1901,3
Damaśławek 22	2330	2350	88,64	1690,4	439,6		4444,7
Dobrów IGH1	2438	2580	10,47	2170,0	460,0	32500	1520,0
Dobrów IGH1	2438	2580	10,47	2170,0	460,0	32500	1520,0
Działdowo 1	1062	1072	11,60				
Dzierżanowo 3	1085	1095	4,00				
Dzierżanowo 3	1250	1260	11,40				
Golub Dobrzyń 1	1283	1292	14,60	561,1	170,2	4200	416,0
Gostynin 7	806	810	0,84	54,0	26,4	130	53,4
Gostynin 7	947	951	8,42	179,0	13,4	1080	1280,0
Gostynin 8	1217	1227	2,29	15,1	2,2		351,4
Gostynin 8	1360	1380	2,40	78,1			44,5
Gostynin 8	1434	1480	6,36	291,4	57,0		454,5
Gostynin IG1a	928	935	2,40	59,0	17,0	430	63,0
Gościejewo 1	825	835	6,30	141,0	36,0		214,0
Gozd 1	852	862	20,00	163,0	25,0		839,0

Gradzanowo 4	1091	1111	5,71	322,0	13,0		627,0
Grudziądz IG 1	957	1041	4,50				
Huta Szklana 1	982	997	75,30	1528,0	270,0		440,0
Iwiczna IG1	1144	1156	2,12				
Jarczów IG2	935	955	31,90	1350,0	570,0	9500	4390,0
Karnkowo IG1	1479	1500	2,76	3,0	4,3	438	103,7
Kijewo 1	820	826	5,11	138,0	35,1	1080	457,0
Kijewo 1	842	847	6,70	170,0	51,1	1500	610,0
Kijewo 1	899	907	5,30	214,0	39,4	950	640,0
Koło IG3	1773	1796	7,50	23,0	0,8	2500	181,0
Koło IG4	1728	1752	3,18	75,0	6,0	760	64,0
Koło IG4	1865	1872	3,05	22,0	4,0	744	62,0
Komarów IG1	919	929	27,60	910,0	498,0	7900	2700,0
Konopki 1	1110	1117	13,30				
Korabiewice PIG1	1495	1525	0,94	73,2	9,6	167	38,0
Korytowo 1	790	801	3,80	53,0	23,0		112,0
Lipno 4	1269	1301	3,52	72,0	18,0		96,0

c.d. Tabeli 1.1.30_1

Lutoń 1	1083	1088	6,04	53,0	16,0		448,0
Madaje Stare IG1	1478	1515	0,26	56,0	8,0	33	9,0
Magnuszew IG1	1092	1100	2,49	30,6	52,6		69,9
Mężyk 1	1207	1230	125,72	740,4	449,2		1004,2
Młyny 1	1150	1220	30,40	1019,0	120,0		991,0
Mszczonów IG 1	1600	1630	2,00	73,9	15,1	196	24,5
Myślibórz 1	922	927	43,00	953,0	212,0		172,8
Nadarzyn IG 1	1209	1240	11,40	593,0	142,7	2900	91,0
Narol IG1	1375	1405	79,50	3390,0	1290,0	24500	2130,0
Oświno IG1	1320	1376	93,80	1950,0	590,0		575,0
Pławno 1	927	930	73,73	1555,0	1536,0		683,0
Płońsk 1	1100	1103	2,39	30,0	7,0		81,0

Płońsk 1	1174	1179	2,93	41,0	3,0		66,0
Płońsk 1	1192	1207	5,20	195,0	79,0		33,0
Płońsk 4	1090	1095	2,30	31,7	7,0		25,6
Płońsk 5	1035	1040	16,26	247,1	49,5		1621,5
Płońsk 6	1047	1052	3,20	42,4	36,8		
Płońsk 7	1077	1095	4,84	509,0	8,0		141,0
Poddebice IG1	2150	2155	26,10	614,2	118,9	8500	47,1
Poddebice PIG2	2110	2145	74,16	2120,0	347,0	27900	935,0
Polik IG 1	1215	1235	5,01	124,0	28,9	1200	79,0
Przybyłów 1	1751	1807	10,08	100,2	13,2		236,6
Raducz IG1	1157	1180	2,27	84,3	20,9	310	840,1
Sarnów IG1	1605	1610	0,38	15,0	3,0	132	19,0
Sierpc 2	1172	1187	33,13	609,0	39,0		300,0
Sierpc 2	1260	1305	40,63	673,3	77,8		
Strzelce Krajeńskie IG1	975	994	66,60	1240,0	424,0	24500	426,0
Strzelno IG 1	1037	1055	27,10	930,0	270,0	8900	1150,0
Strzelno IG 1	1120	1130	35,40	1150,0	275,0	11500	760,0
Strzelno IG 1	1235	1245	36,40	1300,0	282,0	11700	1030,0
Strzelno IG 1	1324	1335	33,00	1200,0	248,0	11000	1330,0
Ślesin IGH 1	2386	2529	100,00	2420,0	420,0	33600	1765,0
Tarnawatka IG1	1017	1038	29,90	1200,0	660,0	8600	3950,0
Tomaszów Lub.IG1	1005	1015	32,50	1300,0	584,0	9000	4210,0
Trzemżał 1	1160	1162	19,70	567,0	98,0		374,0
Trzeńniew 1	1996	2000	90,00	2725,4	486,4	27500	131,2
Turek 2	1306	1311	8,20	53,0	6,0		198,0
Uniejów 1	1719	1742		891,0			810,0
Uniejów IGH1	1927	2079	9,73	216,0	4,6	2970	137,0
Uniejów PIG/AGH1	1918	2045		148,0	28,2	2590	109,0
Uniejów PIG/AGH2	1892	2025	7,83	146,0	27,7	2380	98,0
Warka IG1	1170	1199	0,60	75,6	12,5		19,1

Wilczyn IGH 1	2448	2540	93,03	2193,1	468,7		1588,0
Wudzyń 1	1047	1056	14,20	973,0	413,0		947,0
Żuromin 2	1263	1275	7,74	472,0	85,0		21,0
Żyrów 1	1208	1220	28,55	451,0	31,0		259,0
Żyrzyn IG1	855	863	22,00	624,0	445,0	6210	1730,0

Tabela 1.1.30_2 Charakterystyka hydrochemiczna wód złożowych struktur wodonośnych Nizy Polski w utworach jury dolnej (J1)

Nazwa otworu	Strop m	Spąg m	Mineralizacja g/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l
Bełchatów 10	1583	1589	8,60	119,0	27,0		100,0
Bełchatów 10	1670	1680	10,20	191,0	44,0		98,0
Bełchatów 10	1714	1720	16,10	328,0	73,0		163,0
Bełchatów 11	1607	1615	4,00				
Bełchatów 9	1850	1855	31,90	895,0	199,0		211,0
Biały Bór 3	2012	2047	148,00	11882,0	8509,0		625,0
Bielsk	2600	2700	101,40				
Biesiekierz 1	927	934	88,00	3511,0			744,0
Brda 2	1265	1275	66,00				
Brda 5	997	1230	67,80	2602,0	884,0		333,0
Brojce IG 1	858	890	17,00	565,0	0,0	5600	107,0
Brześć Kujawski IG 1	1598	1625	68,33	2380,0	384,0	23800	709,0
Brześć Kujawski IG 1	1899	1905	83,32	3100,0	3,2	28400	1380,0
Brześć Kujawski IG 2	1304	1325	35,59	996,0	237,0	10800	226,0
Brześć Kujawski IG 2	1512	1545	43,11	1400,0	166,0	12300	379,0
Brześć Kujawski IG 3	1620	1640	47,75	1250,0	322,0	15600	453,0
Brzezine 1	1817	1870	76,26	3013,2	1005,5		916,1
Budziszewice IG1	1325	1355	8,09	394,0	74,0	1824	48,7
Bydgoszcz IG 1	1105	1126	51,64	648,0	216,0	19600	1170,0
Chabowo 2	921	971	106,69	1356,6	385,2		584,9

Chabowo 2	998	1017	86,59	1285,2	171,2		745,0
Chabowo 2	1120	1140	114,01	1570,8	342,4		1014,3
Chabowo 3	1163	1166	76,51	1142,4	342,4		656,9
Chabowo 3	1305	1308	67,38	935,3	329,5		915,1
Chabowo 3	1375	1385	114,01	1827,8	513,6		1028,7
Chociwel 3	2111	2120	125,00	2191,1	734,3		1012,4
Chociwel 3	2140	2161	125,90	2420,5	721,4		901,2
Chociwel 3	2331	2346	120,66	2335,5	695,6		1325,1
Chociwel 3	2438	2453	129,94	2335,5	695,6		1321,0
Ciechanów 1	1700	1749	72,60				
Ciechocinek IG 1	1080	1120	60,27	1720,0	537,0	20100	291,0
Ciechocinek IG 1	1080	1120	60,27	1720,0	537,0	20100	291,0
Ciechocinek IG3	1826	1980	76,45	2230,0	220,0	25900	782,0
Ciechocinek PIG2	1930	1981	94,83	1950,0	508,0	34500	464,0
Cykowo IG1	1821	1850	107,00	2180,4	771,5	36750	1148,4
Czachówek 1	1900	1910	94,40	3206,4		29500	883,2
Czarnowo 1	1676	1685	96,41	1999,2	404,3		431,7
Czernikowo PIG1	1775	1807	97,35	2550,0	625,0	35700	736,0
Czeszewo IG 1	930	960	5,89	65,1	13,4	1740	42,2
Człopa 1	997	1002	72,00	1558,0	1122,0		1913,0
Człopa 1	1036	1041	94,60	1850,0	1477,0		1292,0
Człopa 1	1062	1090	59,60	1304,1	295,4		288,0
Człopa 2	1345	1350	106,00	2128,0	358,0		

C.d. Tabeli 2

Człuchów 2	1924	2001	85,60	3089,0	849,0		711,0
Człuchów IG1	1174	1470	59,00	2146,0	880,0	18500	630,0
Dębica 1	1046	1055	27,80	711,0	179,0		1502,0
Drawno 1	1577	1579	109,20	1640,0	311,0		1346,0
Dunowo 1	885	890	85,70	2536,0	1077,1		1008,2
Florentyna IG2	1446	1500	32,20	1200,0	220,0	10000	450,0

Gomunice 3	960	970	4,50	126,0	14,0		1043,0
Gomunice 4	1297	1312	0,46	48,0	14,0		63,0
Gorzów Wielkopolski IG1	1000	1020	64,40				
Gostynin 5	1861	1886	104,80	2600,0	600,0		350,0
Gostynin 7	2069	2113	103,40	2960,0	480,0	34500	180,0
Gostynin 7	2158	2212	107,40	2890,0	780,0	34850	610,0
Gostynin IG1a	2245	2290	103,20	2670,0	640,0	35000	830,0
Gostynin IG3	2096	2310	99,40	2560,0	615,0	37500	802,0
Gostynin IG4	2605	2615	110,00	3100,0	730,0	37500	880,0
Gostynin IG4	2662	2703	103,50	3100,0	750,0	33500	890,0
Gostyń IG 1	1233	1370	81,90	3100,0	810,0	25800	436,0
Granice 2	1777	1798	2,61	51,0	9,0		415,0
Gronowo 1	2525	2600	120,00	2404,8	680,9	39000	614,4
Grudziądz 2	1672	1708	81,88	3014,0	778,2		601,6
Grudziądz 2	1672	1708	81,88	3014,0	778,2		601,6
Grudziądz IG 1	1607	1630	77,70	2510,0	893,0	26000	440,0
Grundy Górne IG 1	1032	1067	13,90	461,7	143,4	4200	139,9
Grundy Górne IG1	1032	1067	13,90	461,7	143,4	4200	139,9
Jamno IG3	875	895	69,70	2840,8	1007,8	22535	448,0
Janowiec 3	1275	1307	67,20	4077,0			777,0
Jeniniec 2	900	935	59,27	1300,0	330,0		1010,0
Jeżów IG1	1635	1657	3,66	28,0	8,6	930	0,0
Jeżów IG1	1712	1721	13,96	361,7	111,1	4250	0,0
Kalisz IG1	1185	1205	3,56	101,5	41,8	724	151,5
Komorze 1	816	822	9,70				
Kompina II	2760	2765	94,07	2905,8	456,0		304,0
Konary IG1	1280	1374	50,20	1116,6	288,0	17000	716,2
Koszalin IG1	880	915	68,90	2680,0	1000,0	21500	357,0
Kościerzyna IG1	1050	1087	50,20	2192,0	857,3	14500	572,1
Marianowo 2	1910	1913	127,43	1643,9	835,7		1229,2

Marianowo 2	1940	1945	117,71	2221,4	539,2		1220,7
Marianowo1	1744	1786	120,70				
Mężyk 1	1600	1620	107,00	1678,2	928,4		1197,6
Międzychód IG 1	829	839	27,10	317,0	143,0	8640	56,0
Międzychód IG 1	920	940	42,70	699,0	266,0	13540	200,0
Międzychód IG 1	1191	1220	80,70	3740,0		26600	6300,0
Młyny 1	1778	1950	305,40	9410,0	19697,0		597,0
Mogilno 2	2217	2220	112,60	1051,0	274,0		1888,0
Mogilno 2	2333	2337	114,70	1961,0	348,0		2016,0
Mszczonów IG 1	2560	2580	95,00				
Nidzica IG1	1555	1575	54,00	3000,0	975,0		712,0

C.d. Tabeli 2

Niechmirów IG 1	1400	1420	127,00	17424,0	2894,1	24750	222,3
Okuniew IG1	1431	1504	53,90	2150,0	670,0		539,0
Ostałów PIG 2	1045	1075	13,40	31,0	24,3	4830	763,0
Oświno IG1	2100	2250		1900,0	590,0		660,0
Piła IG1	997	1022	7,85	51,7	0,0		125,9
Piła IG1	997	1022	7,85	51,7	0,0		125,9
Pławno 1	1320	1325		2608,0	236,0		1333,0
Płońsk 1	1942	1950	82,43	2466,0	731,0		732,0
Płońsk 1	2083	2090	92,72	2715,0	792,0		753,0
Płońsk 10	1733	1780	65,19				
Płońsk 7	1838	1854	83,40	2605,0	486,0		342,0
Pobiedziska IGH 1	1355	1575	86,96	1631,0	525,0		800,9
Polwica 1	1037	1056	10,02	242,1	93,4	3050	80,0
Radęcin 1	1081	1085	94,00	1705,0	531,0		979,0
Raducz IG1	2625	2655	101,50	3713,0	899,5	33000	815,0
Reclaw IG1	913	935	77,20	1750,0	600,0		424,0
Rokita IG 1	850	860	67,00	1730,0	620,0	23000	333,0
Różyce IG2	3105	3130	122,00	4760,0	871,0	42700	938,0

Samlino 1	1240	1250	80,45	1485,3	592,6		423,9
Skierniewice GT1	2195	2238	74,97	2283,0	513,0	27817	531,0
Sochaczew 1	2465	2533	106,40	3256,0	851,0		1043,0
Sochaczew 3	2464	2503	102,00	2906,0	669,0		403,0
Strzelce Krajeńskie IG1	1230	1245	102,70	1930,0	603,0	35100	728,0
Stuzianna IG2	1022	1027	11,98	512,0	353,0	3200	31,4
Swarzędz IGH 1	1089	1286	22,63	530,0	159,0	7450	218,0
Środa IG2	1012	1020	9,24	125,7	42,6	2950	149,6
Świnoujście 1	908	925	101,00	2432,0	835,0		1263,0
Trzemżał 2	2197	2216	124,70	4614,0	345,0		1284,0
Tuchola IG1	1691	1712	86,30	3155,8	741,5	30625	658,6
Tuszyn 9	2485	2490	36,99	1666,3	289,8		142,0
Warka IG1	1701	1743	3,10	87,4	12,7	536	50,8
Wielgie IG 2	2075	2105	96,19	2490,0	625,0	35000	679,0
Wierzchowo 3	1170	1175	92,30	4077,0	900,0		1697,0
Wierzchowo 7	1723	1771					
Wilcze IG1	935	965	26,60	372,0	184,0	9030	261,0
Wilga IG 1	1566	1578	4,60	30,2	15,8	1300	51,0
Wojszyce PIG3	1580	1590	47,90	1210,0	314,0	16800	310,0
Wojszyce PIG3	1716	1740	58,30	1580,0	401,0	21900	379,0
Wojszyce PIG4	1957	1992	79,31	2080,0	522,0	31200	500,0
Wolin IG1	1240	1309	173,90	2444,0	651,7		1652,0
Września IG 1	1307	1337	63,20	1801,8	720,2	20250	699,7
Wudzyń 1	2580	2734	83,40	3896,0	1182,0		374,0
Zakrzyn IG1	1620	1640	52,25	1100,0	260,8	18125	1079,0
Zaosie 3	915	925	10,10	1442,8	0,0	1750	179,2

Tabela 1.1.30_3 Charakterystyka hydrochemiczna wód złożowych struktur wodonośnych w utworach triasu górnego (T3) Nizu Polskiego

Nazwa otworu	Strop m	Spąg m	Mineralizacja g/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l
Bełchatów 10	1752	1763	22,50	380,0	534,0	115	
Bełchatów 10	1787	1792	39,40	720,0	1486,0	293	
Bełchatów 11	1745	750	33,40	458,0	1163,0	222	
Bełchatów 11	1804	1838	33,00				
Bełchatów 7	1618	1627	7,00	92,0	528,0	11	
Bełchatów 7	1644	1652	9,00	124,0	119,0	43	
Bełchatów 9	1938	1942	68,60	504,0	3497,0	667	
Białobrzegi IG1	1817	1825		7,0	18,0	5	385,0
Biały Bór 7	1320	1330	15,20	390,0	407,7		
Biezuń 2	2507	2517	86,89	330,0	5520,0	760	
Bobolice 3	1326	1331	50,80	658,0	1812,0		
Brda 3	1408	1414	73,20	1720,0	5096,0	600	
Brda 5	967	1230	67,80	333,0	2602,0	884	
Brojce IG 1	1459	1481	65,40	3200,0	3700,0	732	18400,0
Brzezie 1	2055	2065	124,46	1251,1	1615,0	7382,4	
Brzezie 1	2296	2300	147,63	1394,7	1889,3	9039,7	
Bukowiec 1{N. Pom.}	1832	1857	78,49	1704,0	2472,0	485	
Buków 1	1652	1667	56,94	154,0	3055,0	1155	
Buków 2	2576	2590	167,20	714,0	3146,0	1987	
Byczyna 1	2508	2527	110,20	1140,0	3200,0	680	
Bydgoszcz IG 1	1870	1890	121,35	322,0	1550,0	288	49400,0
Bysław 2	1732	1742	168,00				
Chabowo 2	1460	1760	133,90	1876,2	2856,0	470,8	
Chabowo 3	1775	1780	105,87	2815,5	2998,8	599,2	
Chabowo 3	2031	2037	140,49	1053,0	4712,4	770,4	
Chociwel 3	2705	2710	160,00	609,0	8068,3	1185,2	

Chociwel 3	2930	2937	199,90	1193,4	15287,3	824,5	
Chociwle 2	1859	1870	114,00	1341,0	7094,0	1671	34657,0
Chojnice 2	1280	1285	75,00				
Cychry 2	1307	1317	96,20	2461,0	3227,3	850,2	
Czernikowo PIG1	2255	2280	151,45	713,0	9250,0	1320	48500,0
Czeszewo IG 1	930	960	5,89	42,16	65,1	13,4	1740,0
Człopa 1	1062	1090	59,60	288,0	1304,1	295,4	
Człopa 1	1436	1441	298,40	1135,0	5064,0	1536	
Człuchów 2	1924	2001	85,60	711,0	3089,0	849	
Człuchów IG1	1174	1470	59,00	630,0	2146,0	880	18500,0
Darłowo 2	1065	1075	60,90				
Dębica 1	1512	1520	90,60	2556,0	3554,0	299	
Donatowo 1	923	933	252,40	3370,5	2921,8	1595,5	
Dunowo 1	1390	1400	92,90	1135,8	5072,1	1446,4	
Działdowo 2	2246	2254	98,40				
Dźwirzyno 1	1225	1235	89,40				

C.d. Tabeli 3

Gidle 5	1685	1725	20,40	2032,0	740,0	1263	
Golub Dobrzyń 1	2808	2815	121,37	716,8	2565,1	486,4	42000,0
Gołdap IG1	665	677	7,55	770,0	200,0	94	2020,0
Gomunice 3	1025	1040	7,00	148,0	178,0	53	
Gomunice 4	1510	1520	14,53	1158,0	1219,0	123	
Gomunice 4	1715	1740	23,41	2543,0	1930,0	308	
Gomunice 4	1827	1847	154,81	99,0	17600,0	2495	
Górzycza 4	1258	1275	89,07	2120,0	6260,0	910	25900,0
Jeżów IG1	1893	1899	63,20	226,4	4471,9	796,7	17500,0
Kamień Pomorski IG 1	977	1053	93,50	2560,0	4729,0	1420	
Karcino 1	780	785	72,20				
Karsina 1	1348	1396	45,00	526,0	3057,0	600	

Kłanino 2	1012	1020	83,40	638,0	2922,0	1536	
Kołczewo 1	1150	1165	101,50	843,0	3203,0	825	
Kompina II	3110	3125	129,50	326,0	5511,0	912	
Kompina II	3644	3656	149,90	228,0	21167,2	106,4	29723,9
Kosobudz 1	785	795	79,00	1272,0	3053,0	659	
Koszalin IG1	1692	1705	155,20	2120,0	8432,0	2354	47525,0
Koziczyn 1	765	787	65,00	7819,0	2155,0	293	
Krośniewice IG1	4022	4308	250,50	4400,0	2650,0	30	91300,0
Książ IG 2	1155	1164	299,30	2732,0	1728,0	846	107170,0
Książ IG 2	1188	1250	284,70	3097,0	1860,0	655	90620,0
Książ IG 2	1315	1705	312,00	1040,0	11100,0	1850	92900,0
Kurowo 1	1165	1175	52,20	1917,0	2202,0		
Lisów 1	1445	1450	3,49	92,0	64,0	10	
Łochów IG1	1195	1208	35,50	654,0	2570,0	1050	9000,0
Magnuszew IG1	1638	1640	33,49	5,4	3308,2	476	
Magnuszew IG1	1746	1749	42,02	767,6			
Magnuszew IG1	1761	1766	40,18	804,5	2773,5	841,5	
Międzychód IG 1	1191	1220	80,70	630,0	3740,0		26600,0
Milianów 2	1376	1381	23,70	864,1	2204,4	486,4	
Młyny 1	1778	1950	305,40	597,0	9410,0	19697	
Młyny 2	2261	2273	271,40	395,0	19256,0	3223	
Mszczonów IG 1	3105	3270	88,80	1378,9	4084,1	352,52	27750,0
Nidzica IG1	1723	1800	0,56	98,0	110,0	15	
Niechmirów IG 1	1517	1536	148,60	296,4	20196,0	3323,38	29250,0
Okunino 1	1166	1186	61,00	662,0	2837,0	871	
Ośno IG2	1066	1115	103,00	3622,1	4579,3	261,91	32500,0
Piła IG1	1469	1479	299,20	987,7	5200,1	1732,2	
Pionki 5	1362	1367	2,98	231,0	72,0	43	
Płońsk 1	2210	2216	81,27	566,0	2488,0	613	
Płońsk 1	2338	2350	118,00	592,0	5495,0	1272	

Płońsk 4	2226	2232	102,22	65,9	5730,0	1206,2	
Płońsk 4	2407	2412	101,00	872,4	5730,0	1206,2	
Płońsk IG2a	2476	2490	33,80	473,0	1950,0	3	10150,0

c.d. Tabeli 3

Polik IG 1	2620	2640	78,30	3220,0	3730,0	782	24000,0
Połczyn IG 1	1175	1190	70,80	3216,0	2998,0	768,5	22700,0
Połczyn IG 1	1175	1235	74,00	2847,0	3084,6	842,44	24250,0
Połczyn IG 1	1400	1620	106,50	2104,0	5611,2	1284	33100,0
Przytór 1	785	795	170,00	6691,0	2357,0	8716	
Pułtusk 1	1700	1825	55,80	1135,0	3071,0	3015	
Radziątków 1	1618	1681	12,26	250,4	380,8	97,3	
Radziątków 3	2465	2475		419,0	9721,0	1712	
Radziątków 5	2010	2040	31,50	3785,0	1187,0	120	
Radziątków 5	2375	2400	124,90	504,0	12278,0	1585	
Rdutów 2	2076	2090	296,20	294,4	18757,4	2675,2	90500,0
Różyce 1	3610	3622	84,36	16,3	4809,6	60,8	
Rzepniewo IG4	503	510	0,40	17,9	40,4	13,01	
Siedlec 1	4065	4073	325,00	102,4	42965,7	2723,8	75000,0
Siedlec 1	4142	4440	326,00	39,4	34789,4	1653,7	83500,0
Sierpc 2	2550	2560	27,25	304,0	769,5	77,8	
Sierpc 2	2797	2812	55,30	284,8	1402,8	608	
Siomki 2	1659	1662	41,66	25,0	1677,0	425	
Skierniewice GT1	2875	2941	120,89	794,0	3568,0	855	36752,0
Sokołów Podlaski 1	932	938	0,73	45,8	29,8	5,2	
Staropole 1	977	990	106,50	3572,0	4444,0	1777	
Strzelno IG 1	2228	2238	262,50	242,0	37300,0	3190	67500,0
Studziana IG2	1548	1552	55,21	625,2	2048,0	5	20000,0
Środa IG2	1621	1666	311,00	494,0	8600,0	1050	106500,0
Tłuszcz IG 1	1300	1315	47,63	1040,0	3668,0	1256	12000,0
Tłuszcz IG 1	1300	1315	44,10	1100,0	3360,0	1300	10500,0

Trzemżał 2	2750	2817	141,80	1395,0	10226,0	532	
Ustronie IG 1	1176	1190	74,80	1960,0	4300,0	1600	22000,0
Ustronie IG 1	1308	1315	154,00	1630,0	10670,0	2280	40000,0
Warka IG1	1943	1960	65,50				
Wągrowiec IG 1	1605	1720	207,70	1080,0	11700,0	1050	66000,0
Wieluń 6	1533	1553	108,50	2337,0	10430,0	1870	
Wierzchowo 10	1791	1821	99,00	1337,0	5878,0	1791	
Wierzchowo 3	1717	1730	95,00				
Wierzchowo 3	1750	1755	96,00				
Wierzchowo 3	1982	1988	116,10	1864,0	6625,0	3302	
Wierzchowo 7	1723	1771					
Wierzchowo 9	1730	1763	105,30	1008,0	5648,0	1566	
Witkowo 1	1209	1219	31,80	1016,0	983,0	1063	
Wyszebórz 1	1296	1346	86,20				
Zaosie 3	1202	1355	22,12		2420,8	0	3700,0

Tabela 1.1.30_4 Charakterystyka hydrochemiczna wód złożowych struktur wodonośnych w utworach triasu dolnego (T1) Nizy Polskiego

Nazwa otworu	Strop m	Spąg m	Mineralizacja g/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l
Aleksandrów 1	1325	1340	93,28	4110,0	935,0		2506,0
Aleksandrów 1	1395	1405	102,79	5199,0	1135,0		1827,0
Bartoszyce IG1	969	976	41,50	2270,0	1360,0	10300	1940,0
Bedlewo 1	2007	2025	322,20	23996,8	8406,0		459,0
Białogard 5	2674	2684		12739,4	1288,3		1279,9
Biały Bór 1	1776	1785	116,40	8141,0	2598,0		1391,0
Biały Bór 1	2115	2125	120,20	9158,0	4196,0		2016,0
Biesiekierz 1	1900	2130	35,00				

Bobolice 1	2181	2184	140,00				
Bobolice 1	2219	2227	140,00				
Bobolice 3	1884	1894	99,20	6407,0			2259,0
Bobolice 3	1910	1916	104,40	7300,0	2830,0		1917,0
Bodzanów IG1	3586	3614	109,40	2830,0	727,0	38000	876,5
Brąszewice 1	1552	1561	97,04	627,0	142,0		2028,0
Brda 2	1560	1570	110,00	6257,0	1062,0		1770,0
Brda 2	1914	2100	46,40				
Brda 3	1602	1605	104,20	6625,0	1200,0		1679,0
Brda 5	1314	1337	76,00	4104,0	2594,0		1037,0
Brda 5	1494	1507	111,40	5706,0	1887,0		2572,0
Brda 6	1631	1658	107,20	6193,0	1216,0		1362,0
Brojce IG 1	1938	1960	228,80	15900,0	2700,0	68400	817,0
Brojce IG 1	2526	2542	248,50	19400,0	2500,0	73200	881,0
Budziszewice IG1	3436	3497	104,90	9860,0	5,4	27490	843,7
Buk 11	2096	2099	113,72	5719,8	692,8		1630,3
Bukowiec 5	1986	1986	270,00	23708,0	2904,3		946,5
Bydgoszcz IG 1	2455	2477	149,33	12500,0	1350,0	43300	1960,0
Bysław 2	2137	2153	150,00	8310,0	2328,0		1436,0
Bytów IG1	860	870	44,70	1825,0	971,0	12260	1450,0
Cekcyn 1	1845	1850	157,60	9102,0	1787,0		3409,0
Chociwle 2	2089	2105	167,00	13682,0	2029,0		1098,0
Chraplewo 1	2000	2000	273,90	24505,4	3335,9		601,4
Ciechocinek IG 1	1860	1880	162,40	2250,0	1850,0	37600	1400,0
Czaplinek IG1	2214	2230	192,00	16950,0	61,0	52500	1683,0
Czaplinek IG2	1686	1709	174,10	9920,0	2130,0	50000	2250,0
Dankowice IG1	680	975	2,55	220,0	69,0	177	708,0
Dargobądz 1	1050	1060	102,40	2202,0	471,0		744,0
Darłowo 2	1202	1207	74,60				
Debrzno IG1	1769	1783	175,00	11548,0	2030,0	47500	1720,0

Debrzno IG1	2250	2267	212,50	18715,0	2030,0	51000	580,0
Dunowo 1	1665	1670	152,17	11412,3	2308,1		633,7
Dunowo 1	1695	1702	178,40	13441,1	2553,3		802,5
Dunowo 1	1980	1994	204,00	17245,0	2092,7		757,2

C.d. Tabeli 4

Dunowo 1	2058	2068	210,00	17752,5	2923,6		674,9
Dunowo 1	2080	2088	220,85	16484,4	3231,4		753,1
Dygowo 4	2451	2460	251,18	18207,8	2842,5		407,8
Dymek IG1	1761	1775	216,00	8740,6	706,0	68000	2358,5
Działdowo 2	2357	2364	166,40				
Dźwirzyno 1	1682	1695	186,40				
Florentyna IG2	2795	2820	352,90	63300,0	4120,0	56500	100,0
Frombork IGH1	802	958	36,47	2027,0	934,0	10000	
Gądków Wielki 2	1515	1530	233,80	8171,0	1593,0		1629,0
Gdańsk IG 1	888	948	52,50	2774,0	1399,0	14725	1440,0
Gidle 2	1973	2078	151,10	10821,6	1216,0		3857,8
Gidle 5	2154	2160	294,20	20133,0	3153,0		598,0
Gołdap IG1	802	816	50,30	3100,0	1880,0	11340	1440,0
Gorzysław 14	1733	1740	124,40	7584,7	1332,7		2535,1
Gościno IG1	1962	1979	198,00	14700,0	3170,0	55000	1200,0
Gozd 2	1350	1360	110,40	7470,0	1791,0		2247,0
Gozd 3	1675	1690		7791,0	1713,0		25272,0
Górzycza 4	1875	1895	349,20	27800,0	3340,0	123540	680,0
Gronowo 1	3015	3030	121,00	7374,7	1167,3	37000	582,4
Grudziądz IG 1	2043	2050	360,00				
Grzybnica IG 1	1664	1671	115,90	8800,0	2200,0	30500	1450,0
Grzybnica IG 1	2132	2134	134,00	10300,0	2800,0	34750	1300,0
Hel IG 1	528	560	23,60	1086,0	637,3	6100	2202,1
Huta Szklana 1	2618	2618	314,00	32438,0	426,0		370,0
Jamno IG1	1287	1307	93,50	7050,0	2000,0	25250	1050,0

Jamno IG3	1270	1300	114,50	8850,0	2650,0	29000	862,0
Jarkowo 1	1385	1402	143,00				
Jarkowo 1	1466	1489	158,00				
Jeziro Okrągłe IG 1	705	725	98,00				
Jeżów IG1	2726	3062	360,00	69685,0	5446,6	46000	172,9
Kamień Pomorski 2	1300	1313	264,00	19189,0	3486,0		535,0
Kamień Pomorski 4	1095	1165	140,20	10226,0	1595,0		2041,0
Karlino 1	2187	2192	253,00	16655,0	2896,0		827,0
Karlino 1	2352	2363	186,00	13342,0	2777,0		1202,0
Karnkowo IG1	3177	3203		6220,0	885,0	31300	1587,0
Karsina 1	1550	1583	104,20	80,1	2299,0		1493,0
Kętrzyn IG 1	1063	1079	44,50	2500,0	1650,0	10650	2700,0
Kłosnowo IG 1	1798	1902	125,00	7060,4	1947,0	37500	1893,4
Kłanino 2	1273	1292		15388,0	1891,0		712,0
Kłanino 2	1439	1474	110,20	8863,0	2659,0		2403,0
Kołczewo 1	1650	1665	252,00	17018,0	4128,0		1777,0
Kołczewo 1	1790	1810	288,20	22024,0	2948,0		6790,0
Kompina II	4110	4115	311,14	38797,4	2334,7	55378	5,0
Kosobudz 1	1402	1410	262,64	37652,0	19782,0		4366,0
Kościierzyna IG1	1284	1296	44,00	2212,1	810,4	13250	1020,8
Koziczyn 1	1450	1475		11269,0	2081,0		3590,0
Krynica Morska IG1	854	894	40,34	2273,3	1101,2	11000	1080,0

C.d. Tabeli 4

Krzyżewo IG 1	845	980	31,40	1655,1	902,4	8250	716,2
Książ IG 2	1315	1705	312,00	11100,0	1850,0	92900	1040,0
Kuźnica Grabowska 2	1530	1558	104,80	8216,4	1337,6		1825,0
Lębork IG 1	530	530	26,60	966,0	499,0	6690	936,0
Lututów 3	1744	1774					
Łochów IG1	1325	1337	71,00	5300,0	1850,0	17660	1670,0
Maciejowice IG1	1735	1760	88,00	7065,3	2096,5	21600	1745,2

Magnuszew IG1	1832	1833	110,07	8923,8	2363,3		1606,9
Malbork IG1	1145	1175	75,62	4150,0	1570,0	23000	1117,0
Manowo 1	1640	1740	150,00	8369,0	2923,6		950,6
Mechlin 3	1938	1970	331,00	29569,5	4794,7		432,1
Miastko 1	1685	1695	133,00	13289,0	1200,0		1737,0
Miastko 2	1245	1252	93,00	5574,0	1880,0		1139,9
Miastko 3	1284	1295	79,60	4664,0	1506,0		1218,0
Moracz IG 1	1558	1575	225,50	16800,0	2900,0	67700	623,0
Moracz IG 1	2065	2077	256,20	17500,0	2500,0	80000	589,0
Nadarzyn IG 1	2534	2542	175,00	15315,3	3326,0	43750	691,5
Nicponie 1	1744	1775	129,00	6993,0	1731,0		1444,0
Niekłonice 1	1682	2008					
Okunino 1	1273	1293	61,60	3324,0	943,0		1362,0
Olsztyn IG2	1418	1430	97,20	7800,0	2800,0	23500	1600,0
Ostałów PIG 2	1945	1975	141,40	9190,0	1270,0	45300	2100,0
Ośno IG2	1695	1730	285,00	16824,0	2813,5	83000	596,8
Ośno IG2	1850	1872	321,00	26016,4	3198,9	83290	123,5
Ożegów IG 1	2085	2097	242,00	19600,0	4000,0	63750	333,0
Pasłęk IG1	1100	1111	60,30	4470,0	1680,0		1220,0
Polanów 2	1414	1462	70,40	4280,0	1441,0		1284,0
Polik IG 1	2776	2796	133,70	7740,0	1270,0	42000	1590,0
Polskie Łąki IG 1	2495	2520	116,11	5640,0	1420,0	36400	1430,0
Połczyn IG 1	2263	2313	228,80	16993,9	2821,1	65500	1440,0
Połczyn IG 1	2613	2675	283,30	20361,0	3113,0	84000	496,0
Porążyn 1	1820	1997	320,20	30592,0	3562,5		246,8
Potycz 1	2085	2097	127,71	10220,4	1994,2	33000	198,4
Prabuty IG 1	1578	1582	108,60	8215,2	3118,5	27000	1214,2
Przytór 1	1006	1013		3009,0	8716,0		5146,0
Ptaszkowo IG 1	692	980	28,70	1597,5	724,2	7900	712,1
Rokita IG 1	1575	1615	245,00	18050,0	3500,0	66250	530,0

Rokita IG 1	1673	1700	250,00	21150,0	2050,0	67500	432,0
Rokita IG 1	1938	1950	255,00	17600,0	3050,0	71250	341,0
Rosnowo 1	1916	2000	66,00	7758,0			1292,0
Różyce IG2	3248	3650	301,00	47000,0	2170,0	59900	204,0
Rymań 1	2253	2315	160,00	13629,8	2450,3		1605,0
Samlino 1	2258	2269	198,64	11465,5	1365,6		1246,9
Sarbinowo 1	1457	1462	124,00	9547,0	2328,0		967,0
Siedlec 1	4142	4440	326,00	34789,4	1653,7	83500	39,4
Słupsk IG1	842	861	41,10	2122,8	823,8	11100	1778,1
Sokołów Podlaski 1	983	994	0,97	24,1	7,4		55,4

C.d. Tabeli 4

Sopot IG1	800	833	45,29	2332,7	1245,2	12600	1760,0
Sopot IG1	873	893	48,04	2210,0	1257,0	11600	2262,0
Strykowo 1	1970	1995	309,20	28263,0	4187,2		460,9
Strzelce Krajeńskie IG1	2510	2530	253,20	23665,3	1846,2	68300	15,4
Stuzianna IG2	1848	1852	98,50	2332,0		37000	1984,4
Stuzianna IG2	2804	2828	115,20	1152,0	27,4	42000	3080,4
Szwejki IG3	3675	3710	250,40	25009,9	2626,5	60500	256,0
Środa IG2	2408	2550	327,50	40160,0	4170,0	71000	306,0
Ujście IG 1	700	980	25,80	1500,9	593,8	6250	617,4
Ustronie IG 1	2290	2302	210,00	14600,0	2900,0	57500	990,0
Warka IG1	2251	2259	144,00	10925,2	2888,9	36750	777,9
Warnowo 1	1471	1480	223,00	15749,3	1950,1		831,3
Wielgie IG 2	3100	3516	239,70	273000,0	1770,0	61100	314,0
Wieluń 2	1938	2006	175,52	11899,0	2100,0		741,0
Wieluń 3	1625	1655	150,90	6815,0	1130,0		1950,0
Wieluń 3	1920	1930	164,80	8822,0	1227,0		2016,0
Wieluń 6	1995	2002	326,10	40453,0	4864,0		279,0
Wieruszów 1	1532	1625	156,54	9419,0	1581,0		1370,0
Wierzchocina 4	1328	1348	75,00	5454,0	2836,0		1526,0

Wierzchowo 3	2615	3401	279,60	7134,0	600,0		662,0
Więcki IG 1	1571	1581	114,30	6230,0	1300,0	34250	1378,0
Wilcze IG1	1815	1845	200,00	15000,0	2060,0	63400	925,0
Witkowo 1	1491	1496	64,50	2824,0	427,0		4547,0
Wycisłowo IG 1	1642	1654	290,00				
Wysoka Kamieńska 4	1911	1925	247,80	16548,2	1566,0		452,7
Wyszebórz 1	1563	1627	104,20				
Zakrzyn IG1	3300	3316	370,68	63750,0	3000,0	57125	21,6
Zbąszynek IG 2	1738	1755	279,00	21480,0	2770,0	77000	432,0
Żebrak IG1	1029	1039	13,40	875,6	0,4		7763,1
Żyrów 2	2324	2369	158,08	9218,0	3161,0		348,0

Tabela 1.1.30_5 Charakterystyka hydrochemiczna wód złożowych struktur wodonośnych w utworach karbonu rejonu Lubelszczyzny

Nazwa otworu	Strop m	Spąg m	Mineralizacja g/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l
Abramów 1	1872	1890	56,03	1319,0	185,0		794,0
Abramów 1	2225	2235	150,25	11344,0	2831,0		23,0
Abramów 2	2033	2038	156,20	10921,0	2796,0		64,0
Abramów 2	2099	2111	25,38	1843,7	535,0		45,8
Abramów 2	2186	2202	80,21	4488,9	1605,1		25,6
Abramów 3	1720	1730	50,14	2260,0	593,0		26,6
Abramów 6	1819	1825	101,50	6513,0	2006,4		76,8
Abramów 7	1347	1385	57,92	1502,5	598,2		2125,0
Abramów 7	1739	1778	120,00				
Abramów 8	1468	1515	32,63	1503,0	182,4		147,2
Abramów 8	1662	1689	25,68	1853,7	516,8		96,0
Abramów 8	1835	1851	115,43	8016,0	2188,0		128,0

Abramów 8	1862	1870	147,18	9919,8	3100,8		128,0
Baranów 1	2247	2276	185,35	15030,0	4515,0		
Brda 1	2200	2210	60,70	1338,0	121,3		6383,0
Bychawa IG2	1395	1470	57,38	2874,4	1351,6	17250	1695,8
Bystrzyca 2	1455	1461		3106,2	1094,4		11,8
Chylin 2	902	918		180,0	60,8		83,2
Chylin 2	1105	1108		440,8	72,9		134,4
Chylin 3	1129	1140		1523,0	97,2	8500	172,8
Ciecierzyn 3	1525	1559	94,40	657,0	68,7		55,2
Dęblin 10	2100	2115	152,57	10900,0	3500,0		
Dęblin 10	2107	2127	179,73	12525,0	5168,0		11,0
Dęblin 2	2261	2358	185,87	17234,0	4204,0		48,0
Dęblin 5	900	1960	61,14	3807,6	1337,6		387,2
Dęblin 5	1923	2471	137,30	10220,4	3648,0		20,2
Dęblin 5	2096	2160	139,80	9820,0	3648,0		14,0
Dęblin 5	2254	2259	55,98	4308,6	1033,3		204,8
Dęblin 5	2261	2271	128,20	9018,0	3162,0		70,0
Dęblin 5	2290	2318	166,11	13226,0	3648,0		17,0
Dęblin 7	1937	1941	56,49	7218,0	243,2		163,8
Dęblin 7	2262	2267	186,90	18847,0	5593,0		231,0
Dęblin 7	2273	2308	161,30	16273,8	4404,5		48,3
Dęblin 7	2279	2283	183,80	13827,0	2949,0		43,0
Dęblin 7	2373	2377	177,65	17034,0	3605,0		24,0
Dęblin 7	2398	2407	113,50	1007,0	230,0		230,0
Dęblin 8	2207	2236	164,52	12826,0	608,0		130,0
Dorohucza IG1	1230	1240	1,76	215,0	6,0	432	113,0
Dorohucza IG1	1995	1997	45,40	3100,0	12,0	12800	367,0
Garwolin 1	2228	2256		196392,0	2188,8	47000	105,6
Garwolin 1	2333	2377		21803,5	3793,0	39500	108,8
Glinnik 1	1955	1972	117,40	8937,8	1969,9	33000	70,4

Glinnik 2	1907	1918	163,00	10901,7	3015,6	36500	63,7
Glinnik 4	1944	1961	131,00	10260,4	2626,5	34000	21,0

C.d. Tabeli 5

Glinnik 5	2075	2084	122,00	8857,6		35000	147,2
Gozd 2	2350	2370		32510,0	3587,0		444,0
Gozd 2	2377	2382		30222,0	3526,0		481,0
Gródek 1	1008	1031	3,24	80,1	13,1		58,6
Gródek 1	1171	1192	12,08	280,5	121,6	3600	33,0
Gródek 1	1220	1226	22,40	1442,8	194,5		61,3
Gródek 1	1301	1318	131,90	22124,1	3112,9		52,2
Izbica IG1	1157	1180		178,0	49,0	1850	70,0
Izbica IG1	1500	1512		266,0	6,0	2500	149,0
Jacków 1	1028	1041		2244,4	1070,0	14000	39,4
Jacków 3	1058	1070		3306,4	1653,7	16500	422,4
Jacków 3	1071	1074		2404,8	826,8	11500	52,2
Jacków 3	1459	1492		2565,1			249,6
Jacków 3	1535	1540		2565,1			26,6
Jacków 3	1565	1581		2885,7			294,4
Jacków 3	1637	1680		5611,2	1264,6		89,6
Jastrzębsko 2	2492	2570		29820,0	750,0	48740	650,0
Karsina 1	2220	2242					
Karsina 1	2325	2337					
Karsina 1	2414	2595		27455,0	2431,0		818,0
Karsina 1	2437	2446					
Karsina 1	2488	2493					
Karsina 1	2505	2515					
Kłanino 1	2338	2386		27530,0	3833,0		691,0
Kłanino 1	2394	2421		20022,0	1592,0		1835,0
Kłanino 2	2288	2304		27854,0	3072,0		1246,0
Kłanino 3	2297	2340		27814,6	3849,1		740,0

Kock 14	1066	1127	87,40	5723,0	2028,0		102,0
Korczmín IG3	893	900	83,00	3700,0	1020,0	26500	60,0
Korczmín IG3	1025	1045	83,90	3290,0	1400,0	26800	156,0
Korczmín IG3	1095	1105	83,00	3800,0	1130,0	25000	148,0
Koszalin IG1	2490	2516		34500,0	4000,0	48750	377,0
Kościan 1	2355	2382		4681,4	897,0		1654,4
Kościan 2	2372	2418		39407,9	5083,1		
L. ągów 1	1781	1785		5380,0	3040,0		621,0
Magnuszew IG1	2159	2162		15360,7	4456,1		851,8
Magnuszew IG1	2377	2385		13076,0	5201,3		744,9
Marianka 1	1610	1628	56,97	4008,0		16500	246,0
Marynin 3	1346	1379	39,56	1923,8	778,0	11500	52,2
Minkowice 1	1087	1093	17,00	1052,1	216,8		36,2
Minkowice 10	1057	1096	69,19	3807,6	1398,4		13,8
Minkowice 4A	1322	1355	104,60	9620,0	1750,0		11,0
Minkowice 7	977	1010	31,15	1024,1	510,7		326,4
Nasutów 1	1749	1766	108,20	5812,0	3754,0		32,0
Nasutów 3	1849	1855	145,24	9779,5	3093,5		17,0
Nasutów 5	1780	1800	84,37	5611,2	1556,6	21700	20,2
Nasutów 5	1986	2022	126,28	8657,2	1653,7	34000	52,2

C.d. Tabeli 5

Niedzwica 3	2360	2370	79,95	5130,0	661,0		
Okrzeja 1	1332	1337		1523,0	608,0		1905,0
Okrzeja 1	1485	1500		2084,0	827,0		2000,0
Okrzeja 1	1559	1564					
Opole Lubelskie 5	1725	1735	76,70	5817,0	1191,0		148,0
Orzechów 22	1116	1239	8,00	34,2	1567,0	14012	71,0
Orzechów 22	1116	1319	6,00	4949,0	1478,0	20713	71,0
Orzechów 27	940	950	2,19	20,0	11,0	698	
Orzechów 27	961	1138	33,10	1163,0	512,0	7816	41,0

Orzechów 27	961	1235	52,40	2752,0	716,0	12673	23,0
Orzechów 9	919	1086	43,70	3173,0	1119,0	9929	0,4
Parczew IG10	876	895		32,4	20,6	1425	3,1
Pasmug 2	1164	1169	21,60	1002,0	243,0		92,0
Pasmug 2	1286	1295	33,34	1683,0	588,0		27,0
Pionki 3	1668	1675		2881,0	1219,0		1280,0
Pionki 3	1827	1843		6187,0	3262,0		35,0
Pionki 3	2175	2190		6127,0	3176,0		185,0
Pionki 3	2365	2372		9839,0	4099,0		451,0
Pionki 3	2645	2653					
Policzna 1a	1441	1446		428,0	148,0		
Policzna 1a	1665	1673		3767,0			
Radawiec Mały 1	1406	1415	55,66	2404,8	510,7	16000	211,2
Radzyń IG1	819	895		2650,0	2,0	3114	56,0
Rębków 1	2422	2461		13983,9	6792,2		477,9
Rudnik 2	1095	1101	29,80	1362,7	486,4	7500	
Ruskie Piaski IG2	1588	1603	22,80	425,2	4,0	7350	253,6
Ruskie Piaski IG2	2013	2049	76,50	4606,3	1231,4	22000	109,1
Siedliska IG1	1296	1359	7,35	148,0	54,0	2400	52,0
Świdnik IG1	1474	1490	77,20	5147,2	1693,1	20300	25,7
Świdnik IG1	1953	1966	124,00	12571,1	2264,1	27500	63,0
Świdnik 14	1172	1204	55,75	2930,8	942,4		7,4
Świdnik 16	1085	1116	69,20	5290,0	1500,0		
Świdnik 19	1113	1120	67,04	3646,2	1248,0		87,5
Świdnik 20	1111	1129	71,90	4473,3	1561,7		1206,6
Świdnik 21	1118	1125	63,50	3512,7	2373,3		250,0
Świdnik 3	1350	1366	80,56	5811,6	1459,2		125,4
Świdnik 6	996	998	0,70	72,0	22,0		13,0
Świdnik 6	1240	1250	0,82	45,0	13,0		33,0
Świdnik 8	1237	1247	10,87	511,0	182,0		163,0

Świdnik 8	1450	1460	89,85	5611,0	1642,0		13,8
Świdnik 9	1089	1126	81,70	4610,0	1700,0		350,0
Świdnik IG1	1474	1490	77,20	5147,2	1693,1	20300	25,7
Świdnik IG1	1953	1966	124,00	12571,1	2264,1	27500	63,0
Tarkawica 1	1160	1182	12,68	350,7	49,6		53,8
Tarkawica 3	862	870	5,50	52,9	34,9		46,0
Wieluń 5	2057	2173	97,75	5858,0	717,0		2732,0
Wierzchlas 3	2255	2342		10889,0	1449,0		1165,0

c.d. Tabeli 5

Więcki IG 1	2296	2836		16975,0	2350,0	73000	1234,0
Wilczanka 1	2070	2080	33,50	2765,5	680,9	8000	26,6
Wilczanka 1	2106	2109	68,90	5611,2	1848,3	17000	39,4
Zemborzyce 5	1502	1520	47,56	2104,0	486,0		367,0
Żebrak IG1	1310	1320		1992,1	108,0		2125,4
Żyrzyn IG1	1320	1325	59,97	3750,0	2000,0	15000	13,0
Żyrzyn IG1	1405	1405	54,30	3400,0	1990,0	14000	19,0
Żyrzyn IG1	1694	2280	77,50	5550,0	1970,0	20000	18,0

Tabela 1.1.30_6 Charakterystyka hydrochemiczna wód złożowych struktur wodonośnych w utworach kambru (Cm) w północno - wschodniej Polsce

Nazwa otworu	Strop m	Spąg m	Mineralizacja g/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Na ⁺ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l
Barciany 2	1545	1595	73,20	6092,0	2529,0		671,0
Bartoszyce IG1	1899	1909	157,30	7360,0	9070,0		0,0
Bartoszyce IG1	2102	2112	171,70	18790,0	3190,0		20,0
Białopole IG1	2209	2223	140,50	25405,0	2500,0	22800	28,0
Białopole IG1	2244	2270	147,50	27715,0	1390,0	23000	20,0
Białopole IG1	2272	2309	146,00	27140,0	2240,0	23700	31,0

Chylin 2	1441	1450	118,50	18837,6	1702,4	21000	26,6
Chylin 2	1600	1610	103,25	16613,1	1082,2	18000	39,4
Chylin 2	1469	1480	50,86	5511	352,6	7000	134,4
Dobre Miasto 1	1939	1968	170,90	18486,0	3162,0		576,0
Dobre Miasto 2	1824	1862	35,77	994,0	68,0		384,0
Dobre Miasto 3	1815	1834	186,11	2889,0	90,0		
Dobre Miasto 4	1874	1891		11423,0	2250,0		275,0
Gałąjny 1	2273	2280	181,98	19689,3	3860,6		
Gałąjny 1	2262	2266	158,31				502,4
Gałąjny 2	2265	2279	184,08	19438,8	3769,6		537,6
Gałąjny 3	2253	2258	174,80	18436,8	4377,6		371,2
Gałąjny 3	2341	2344	168,00	18436,8	3307,5	40000	505,6
Gałąjny 3	2331	2335	174,00	18917,7	3599,3	41500	294,4
Gałąjny 3	2247	2251	175,00	19078,0	3798,4	41000	326,4
Głądy 1	2329	2360	148,37	14028,0	2675,0		323,0
Głądy 1	2247	2271	146,72	14228,0	2554,0		346,0
Głądy 3	2240	2282	188,93	20040,0	2918,0		20,0
Głądy 4	2355	2385	180,40	17234,0	3404,0		275,0
Gołdap IG1	1477	1506	119,50	7020,0	2580,0	33270	1270,0
Gołdap IG1	1603	1627	119,90	7100,0	2370,0	33120	1405,0
Gródek 1	1964	1990	194,50	34789,4	1459,2		28,3
Gródek 1	2001	2025	180,00	33025,9	778,2		94,7
Gródek 1	2060	2099	182,50	37033,9	972,8		29,8
Gródek 1	2294	2334	179,70	40400,6	2400,4		30,1
Henrykowo 1	2442	2460	198,57	19439,0	5613,0		109,0
Henrykowo 5	2432	2464	203,80	18236,0	5472,0		301,0
Horodło 1	1676	1716	138,40	20641,2	1520,0		7,4
Jezioro Okrągłe IG 1	960	980	105,30				
Lesieniec 1	1406	1420					
Lidzbark Warmiński 1	1899	1928	162,50	18637,0	3526,0		154,0

Lidzbark Warmiński 2	1838	1842	127,14	13307,0	2797,0		339,0
Lidzbark Warmiński 3	1993	2032	164,20	18646,0	4742,0		205,0
Liski 1	1937	2162	153,29	19238,0	13132,0		26,0
Łaniewo 1	1961	1990	175,50	19038,0	3769,0		308,0
Łochów IG1	2008	2020	145,00	16500,0	3100,0	40000	1730,0
Łochów IG1	1918	1927	143,00	16800,0	3500,0	30000	615,0
Łochów IG1	2060	2075	147,00	16300,0	2860,0	40000	660,0

C.d. Tabeli 6.

Łochów IG1	1640	1650	90,50	8140,0	1950,0	22100	660,0
Łochów IG2	2039	2072	101,50	13104,3	1348,8	21500	745,0
Łochów IG2	1931	1984	150,00	20073,8	2491,8	30000	341,6
Łochów IG2	2398	2411	207,50				839,7
Łochów IG2	2378	2411	207,50	30576,7	3917,0	37500	
Łochów IG2	2167	2204	192,00	26109,3	3392,9	38250	670,9
Łochów IG2	2039	2072	101,50	13104,3	1348,8	21500	745,0
Niwa 1	1202	1206	107,00	17034,0	1216,0		17,0
Olsztyn IG2	2435	2454	192,50	18360,0	4550,0	46250	970,0
Olsztyn IG2	2435	2802	185,00	19000,0	4740,0	42500	860,0
Parczew IG10	1496	1645	93,10	10486,8	1526,0	21000	50,4
Parczew IG10	2146	2186	180,00	37062,9	790,1	25000	555,7
Parczew IG10	2284	2312	152,00	34137,5	181,9	18000	284,0
Parczew IG10	1498	1506	87,40	9163,2	1554,0	19000	21,6
Pasłek IG1	2738	2816	164,30	17120,0	3730,0		1440,0
Piasek 1	2187	2197	182,22	20040,0	2740,0		470,0
Polaki 1	2252	2305	143,80				
Radzyń IG1	1105	1110	31,40	2900,0	486,0	7960	390,0
Radzyń IG1	1522	1530	78,30	12800,0	345,0	18300	352,0
Radzyń IG1	1600	1722	111,20	19600,0	277,0	24000	19,0
Rodnowo 1	2019	2042	177,64	20040,0	3344,0		256,0
Rówce 1	1548	1577	42,17	3908,0	61,0		349,0

Rówce 1	1473	1507	47,03	4008,0	669,0		304,0
Sępopol 1	1901	1925	167,20	20040,0	3636,0		236,0
Sępopol 2	1890	1928	184,60	19719,0	3581,0		
Sokolica 1	1792	1820	155,30	17796,0	3551,0		403,0
Stadniki IG1	1445	1480	35,50	3927,0	701,9	7500	763,1
Stadniki IG1	1530	1560	34,00	4135,3	791,0	7500	1691,7
Stadniki IG1	1232	1310	8,00	812,9	137,1	2000	1420,0
Święcica 1	1669	1691	154,00	28060,0	1950,0	25000	10,0
Święcica 1	1704	1722	140,00	26773,4	1361,9	24000	6,5
Święcica 1	2217	2251	163,00	31422,7	2042,8	26000	7,4
Tarkawica 3	2151	2191	199,40	25523,4	7313,3		120,7
Terespol 1	1025	1091	1,08				
Terespol 1	955	968	0,66				
Tłuszcz IG 1	2270	2713					835,0
Tłuszcz IG 1	2270	2587	124,90	18324,6	2042,9	24000	636,0
Tłuszcz IG 1	2270	2278	188,00	28600,0	1470,0	37700	327,0
Tłuszcz IG 1	2216	2237	146,10	21900,0	1960,0	29750	
Tłuszcz IG 1	2144	2174	123,90	18000,0	1700,0	23500	
Urle 1	2263	2278	214,27	29030,0	4020,0		110,0
Wierzbica 1	2250	2278	87,12	14830,0	730,0		970,0
Wierzbica 1	2330	2345	91,55	15230,0	240,0		11,0
Wierzbica 1	2310	2315	56,90	6360,0	240,0		820,0
Wrotnów IG1	1611	1680	66,50	6816,6	1128,6	16000	992,0
Wrotnów IG1	2001	2044	127,00	18162,4	2503,1	2600	971,4
Wrotnów IG1	1872	1911	113,40	13706,0	2327,8	27500	493,9

C.d. Tabeli 6.

Wrotnów IG1	1761	1792	86,40	9894,4	1576,7	20750	1374,7
Wyłęba 2	2031	2076	162,35	20841,6	3161,6		249,6
Zaborszki IG1	820	840	86,40	4350,0	1750,0		2180,0
Zaręby 1	2226	2253	174,90	19138,0	3526,0		271,0

Zaręby 3	2171	2200	190,10	21643,2	3648,0		268,8
Żebrak IG1	2438	2442	225,28	50365,3	1227,5		94,6
Żebrak IG1	2399	2406	99,28	21084,6	157,0		629,6
Żebrak IG1	2399	2406	243,20	51843,0	1212,9		177,0

Tabela 1.1.30_7 Dane tabelaryczne charakteryzujące skład chemiczny gazu ziemnego

NAZWA ZŁOŻA	KOPALINA	Podstawowe składniki gazu				
		CH ₄ [%obj.]	N ₂ [%obj.]	H ₂ S [%obj.]	CO ₂ [%obj.]	C ₃₊ [g/Nm ³]
Bogdaj-Uciechów	gaz	56,92	41,98		0,298	0,732
Brzostowo	gaz	64,53	34,32		0,289	1,19
Bukowiec	gaz	83,27	15,7		0,253	1,39
Czeszów-N	gaz	62,93	35,84		0,236	2,62
Gorzysław-N	gaz	46,82	51,29		0,113	9,51
Grochowice	gaz	32,86	66,07		0,049	3,935
Grodzisk_Wlkp.	gaz	79,11	19,43		0,155	3,112
Tarchały (Rl+Is)	gaz	52,83	46		0,317	2,163
Tarchały (d)	gaz	57,031	39,24		0,663	24,231
Ujazd	gaz	81,75	16,88		0,409	0,91
Wilków	gaz	37,44	61,38		0,019	4,654
Załącze-Wiewierz	gaz	74,12	24,56		0,282	1,868
Żuchłów	gaz	57,53	39,11		1,319	10,006
Husów-Albigowa-Krasne	gaz	97,88	1,73			2,45
Jarosław	gaz	98,61	0,94			2,73
Kielanówka	gaz	96,13	1,538		0,1	24,65
Lubaczów	gaz	97,4	1,38	0,03	0,14	10,59
Łąka	gaz	94,76	2,37		0,06	36,42
Mirocin	gaz	98,32	0,65			6,8
Przemysł	gaz	98,58	0,822		0,045	5,75
Tarnów (J3)	gaz	70,6	19,66	0,07	4,53	55,91
Tarnów (M)	gaz	71,93	24,48		0,56	34,56
Uszkowce	gaz	94,48	4,67	0,0012	0,46	10,722
Zalesie	gaz	98,62	1,03			1,654
Pilzno-S	gaz	98,61	1,133		0,062	1,335
BMB	ropa+gaz	38,34	51,15	2,546	0,355	86,876
Babimost	gaz+ropa	16,838	74,258	0,869	0,577	86,93
Borzęcin	gaz	66,5	30,84			10
Brońsko	gaz	72,68	25,89		0,336	1,456
Góra	gaz	44,87	53,29		0,2302	6,523
Górzycza	gaz+ropa	25,26	65,8	0,723	0,468	100,218
Jarocin	gaz	81,37	17,73		0,5192	0,221
Paproć+Cicha_Góra	gaz	70,28	28,37		0,1834	1,72
Buszkowiczki	gaz	97,75	0,818			27,41
Cierpisz	gaz	98,097	1,561		0,061	0,26
Jaszczew	gaz+ropa	89	2,65			48,53
Jodłówka	gaz	9,171	0,592		0,065	1,229
Lachowice-Stryszawa	gaz+kond	87,54	4,07		0,324	49,37
Roztoki	gaz+ropa	90,878	3,33		0,05	62,77
Stężycza	gaz+ropa	87,5	3,1		0,26	96,16
Jaśniny-N	gaz	95,69	3,898		0,075	2,036

Rylowa	gaz	70,416	23,63		0,534	49,77
Ciecierzyn	gaz	90,37	3,37	0,25	0,45	25
Mełgiew	gaz	90,64	1,41	0,079	0,183	44

Minkowice	gaz	85,82	3,22	-	-	
Wilga	gaz	84,65	6,42	-	0,164	122,73

Tabela 1.1.30_8 Dane tabelaryczne charakteryzujące udział podstawowych składników ropy naftowej

NAZWA ZŁOŻA	KOPALINA	Podstawowe składniki ropy odgazowanej					
		<C ₆ [%obj.]	C ₆ -C ₇ [%obj.]	C ₈ -C ₉ [%obj.]	C ₁₀ -C ₁₁ [%obj.]	C ₁₂₊ [%obj.]	H ₂ S [g/Nm ³]
Kamień Pomorski	ropa	1,8	2,2	7	13	86	1228
B3	ropa	57,58	12,1	10,99	5,79	13,54	
Węglówka	ropa		4,5	16	13,2	66,3	
BMB	ropa&gaz	2,5	9,3	12,4	11,8	64	745
Jastrzębka_Stara	ropa		6	14	10	70	
Osobnica	ropa	1	8	12	11	69	
Babimost	gaz+ropa	15,1	40,9	23	8,5	12,5	299
Górzycza	gaz+ropa	10	26	30	15,5	18,5	198
Jaszczew	gaz+ropa			14	14,5	71,5	
Lachowice-Stryżawa	gaz+kondensat	1	13,5	32,5	19,5	33,5	
Roztoki	gaz+ropa	1,8	18,1	32,1	19	29	
Stężycza	gaz+ropa	2	5	32	31	30	
Żarnowiec	ropa		17	29	17,5	31	
B-8	ropa	1,5	11,5	12	8	61,5	
Ołobok	ropa	1	5,9	11,9	9,2	72	347
Sowia Góra	ropa		6	15	13,8	65,2	1250
Lubiatów	ropa		4,6	11,4	12	72	1300
Grotów	ropa		6	14,8	12,1	67,1	nie bad.

Sieraków	ropa	2	8	17,5	14	58,5	3200
Międzychód	kondensat	3,5	15,6	34,1	21,3	25,5	850
Połęcko	ropa	3,5	5,5	8	6,8	76,2	51
Radoszyn	ropa	3	8,3	10,7	9	69	501
Sławoborze	kondensat	9,8	22,7	27,5	12,5	27,5	-

Metodyka konstrukcji map

W ramach projektu wykonano 41 map, w tym 24 mapy średnich zawartości jonów Na, Mg, Ca, SO₄ [mg/l] w warstwach wodonośnych na obszarze Niżu Polskiego, 6 map mineralizacji wód złożowych struktur wodonośnych Niżu Polskiego [g/l] oraz 11 map charakteryzujących skład chemiczny podstawowych składników ropy naftowej i gazu ziemnego w obszarach występowania złóż węglowodorów w Polsce.

Analizę mineralizacji i zawartości jonów Na, Mg, Ca, SO₄ przeprowadzono dla warstw wodonośnych kredy dolnej, jury dolnej, triasu górnego, triasu dolnego, karbonu i kambru. Do interpretacji wykorzystano dane pochodzące z przedziałów głębokości pomiędzy 800 a 2500 m p.p.t. Dane pochodzące z płycej lub głębiej zalegających utworów wodonośnych zostały wyeliminowane. W przypadku, gdy dysponowano danymi z kilku interwałów głębokościowych mieszczących się w przedziale 800-2500 m p.p.t., wartości parametru uśredniano przy zastosowaniu średniej arytmetycznej. Tak przygotowane dane zostały wykorzystane do konstrukcji map mineralizacji i średnich zawartości jonów Na, Mg, Ca, SO₄ w warstwach wodonośnych na obszarze Niżu Polskiego w mg/l.

Mapy charakteryzujących skład chemiczny podstawowych składników ropy naftowej zostały skonstruowane w oparciu o procentowy udział objętościowy podstawowych składników ropy odgazowanej: <C₆, C₆₋₇, C₈₋₉, C₁₀₋₁₁, C₁₂₊ oraz zawartość H₂S [g/nm³], podczas gdy mapy składu chemicznego podstawowych składników złóż gazu ziemnego wyrażają procentowy udział objętościowy takich składników jak: CH₄, N₂, H₂S, CO₂, oraz zawartość C₃₊ [g/nm³]. Interpretacja została wykonana dla obszarów występowania złóż węglowodorów w Polsce. W przypadku złóż gazu ziemnego interpretacja została wykonana dla obszaru Karpat Fliszowych, miocenu Zapadliska Przedkarpackiego, Lubelszczyzny (złoża występujące w utworach karbonu) oraz północno-zachodniej części Polski, gdzie analizowano skład złóż gazu ziemnego występującego w utworach czerwonego spągowca. Rozpatrując skład chemiczny podstawowych składników ropy naftowej wydzielono obszar północno-zachodniej części Polski, gdzie złoża ropy naftowej zalegają w utworach dolomitu głównego oraz obszar Wyniesienia Łeby i przyległego obszaru polskiej strefy ekonomicznej Bałtyku, gdzie analizowano skład chemiczny ropy naftowej pochodzącej z utworów kambru, a także obszar Karpat Fliszowych.

Z tego względu, iż złoża ropy naftowej i gazu ziemnego występujące w różnych formacjach geologicznych charakteryzują się odmiennymi parametrami wykonano interpretację danych w

poszczególnych rejonach ograniczając ją zasięgami wydzieleni stratygraficznych. Wyniki analiz zostały skonturowane na jednej mapie, jednak ze względu na dużą rozbieżność parametrów w poszczególnych rejonach przyjęto odmienne spacjowanie konturów, nie zaburzając jednak przy tym przyjętej skali kolorystycznej.

Mapy zostały skonstruowane przy użyciu programu Petrel firmy Schlumberger.

Do estymacji danych zastosowano algorytm Convergent Gridder, dający najlepsze efekty przy takim rozmieszczeniu danych. Jest to algorytm, który z każdym kolejnym powtórzeniem zwiększa rozdzielczość odwzorowania przy jednoczesnym kontrolowaniu danych w punktach. Oznacza to, że zachowuje on ogólne trendy w obszarach o niskim zagęszczeniu danych, jednocześnie uwzględniając dane wejściowe z obszarów ich występowania. Jako najbardziej optymalną dobrano siatkę interpolacyjną 1000x1000 m, a w sporadycznych przypadkach 500x500m. W niektórych przypadkach, pojedyncze punkty z ekstremalnymi wartościami analizowanego parametru były pomijane podczas konstrukcji map.

Do prezentacji map zastosowano odwzorowanie kartograficzne "1992/19" w systemie GRS 80. Układ ten został utworzony w oparciu o jednostrefowe dla obszaru Polski odwzorowanie Gaussa-Krügera elipsoidy GRS-80 z południkiem środkowym 19° i przy założeniu skali długości na tym południku 0.9993.

W formie elektronicznej załączone zostały mapy analizowanych parametrów wykonane na podkładzie numerycznym dla Polski w formacie JPG, a także pliki ASCII w formacie EarthVision grid (dane w postaci kolumn XYZ) oraz Zmap+ grid.

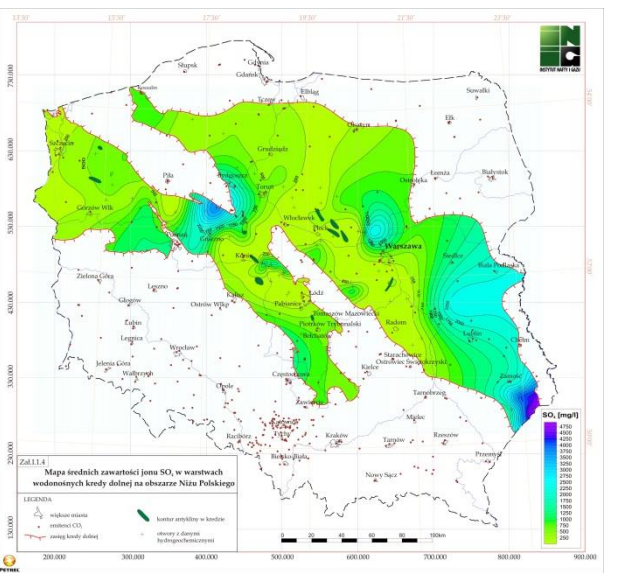
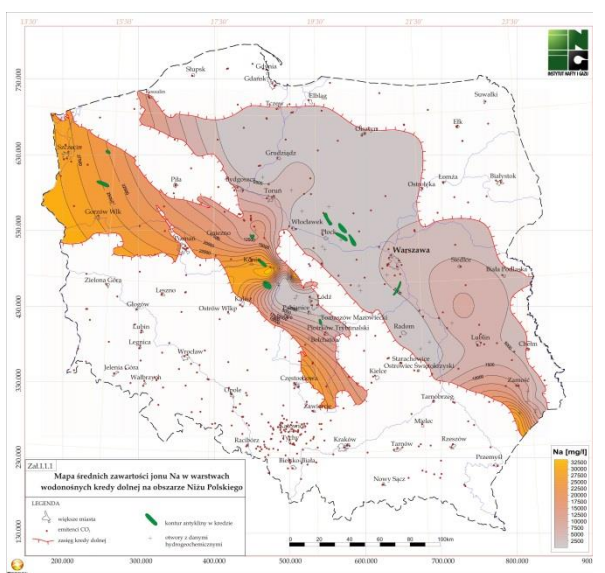
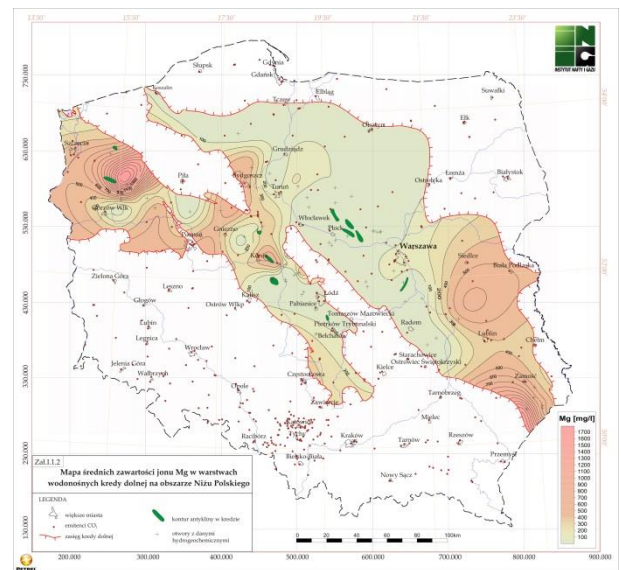
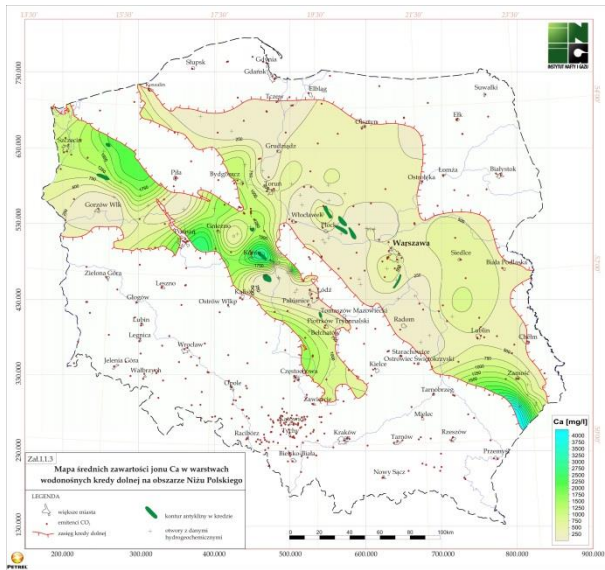


Fig. 1.1.30_1 Charakterystyka hydrogeochemiczna utworów kredy dolnej

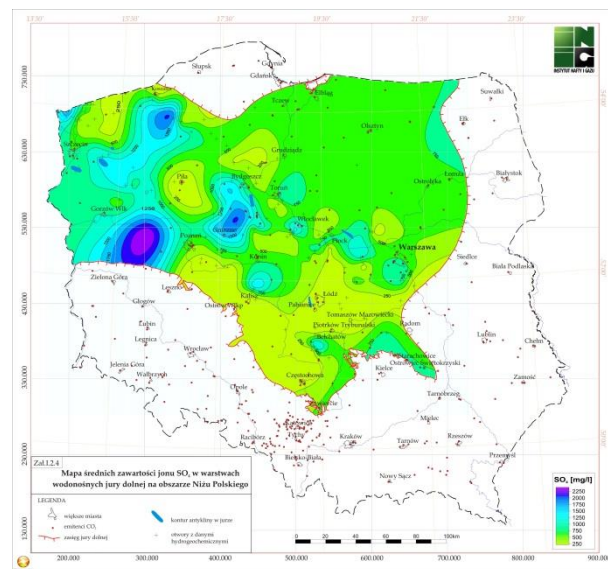
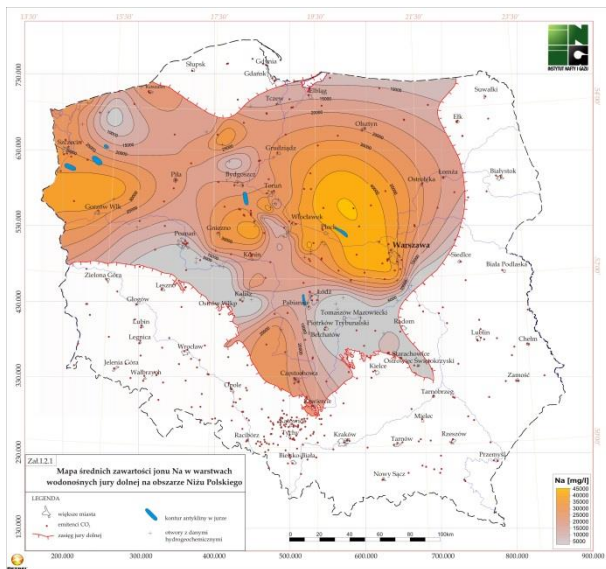
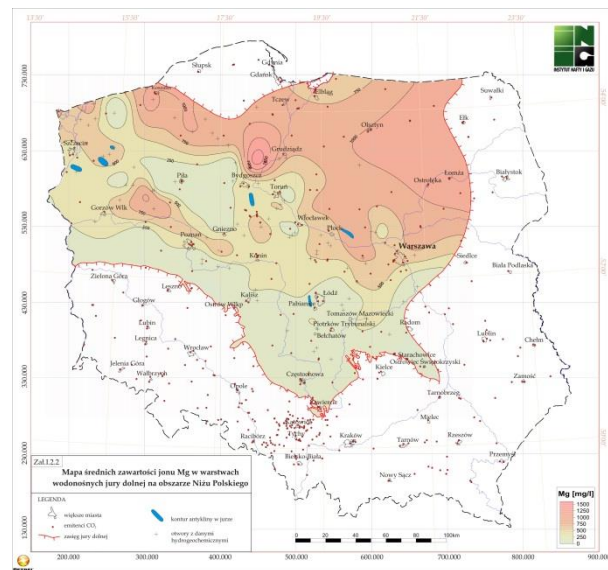
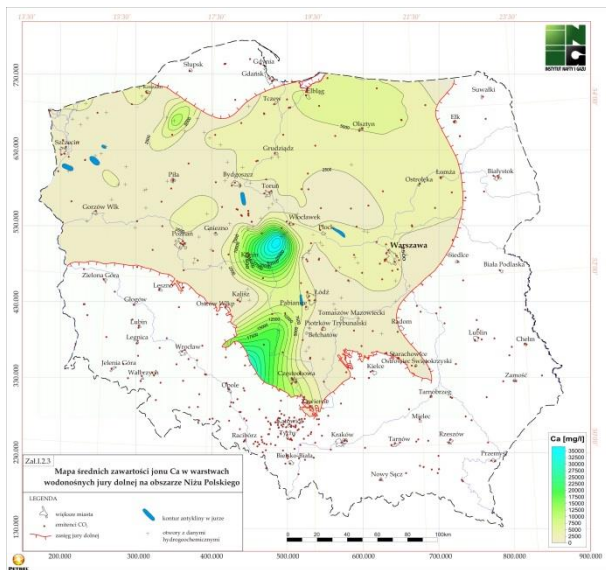


Fig. 1.1.30_2 Charakterystyka hydrogeochemiczna utworów jury dolnej

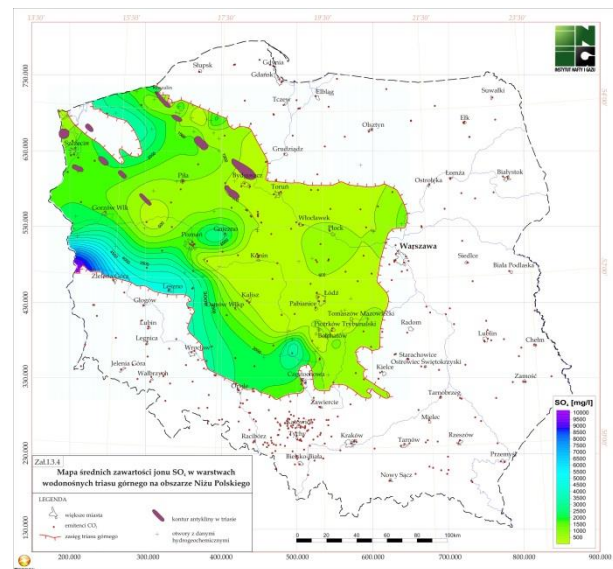
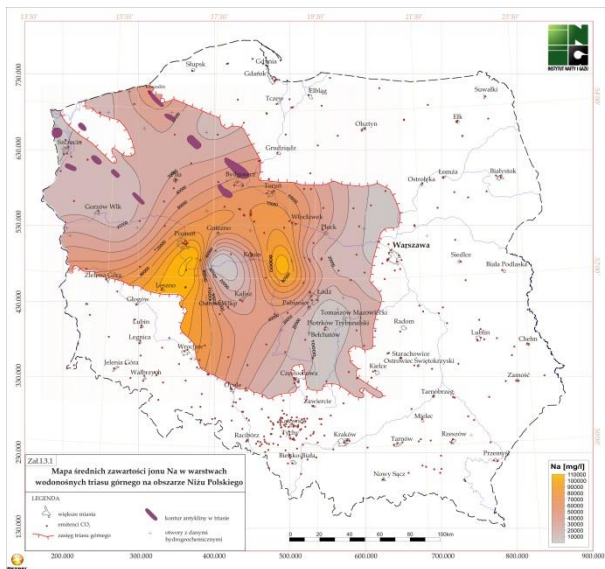
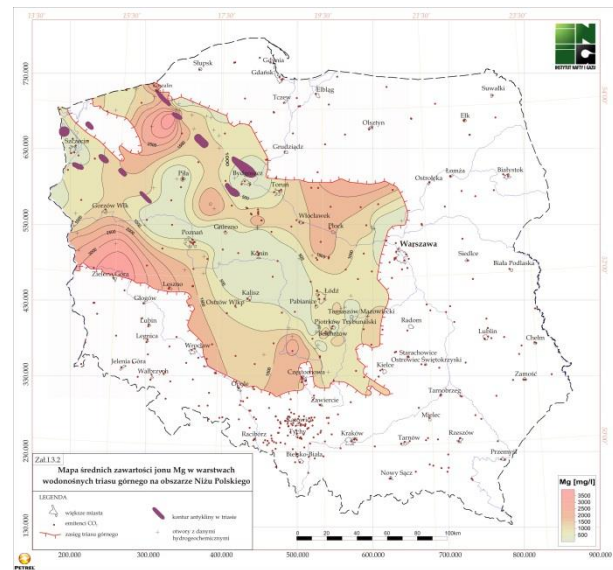
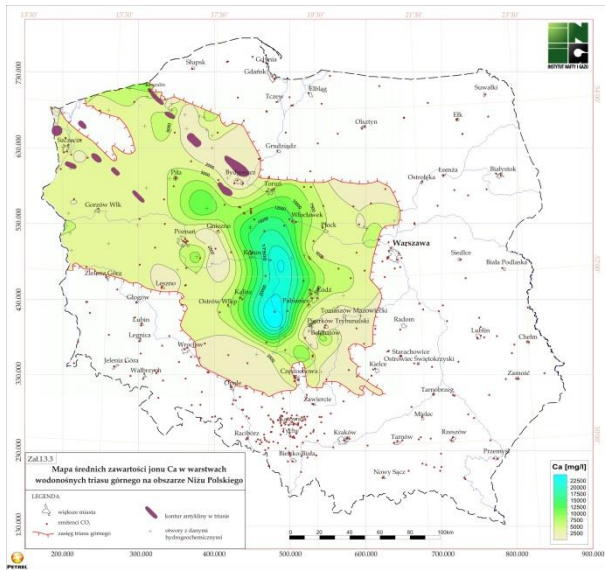


Fig. 1.1.30_3 Charakterystyka hydrogeochemiczna utworów triasu górnego

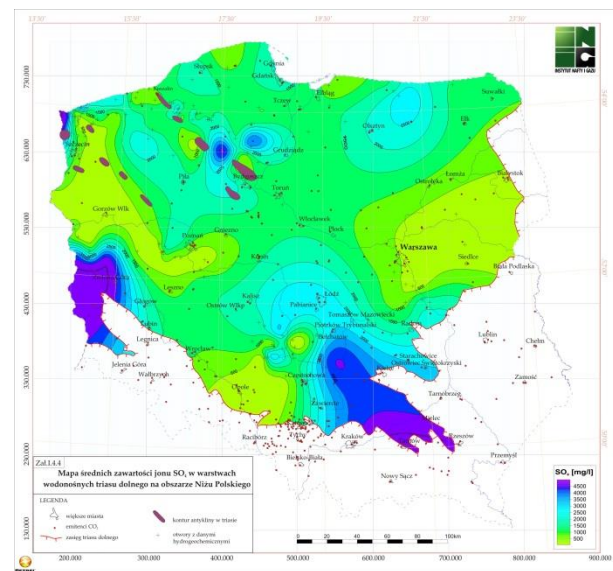
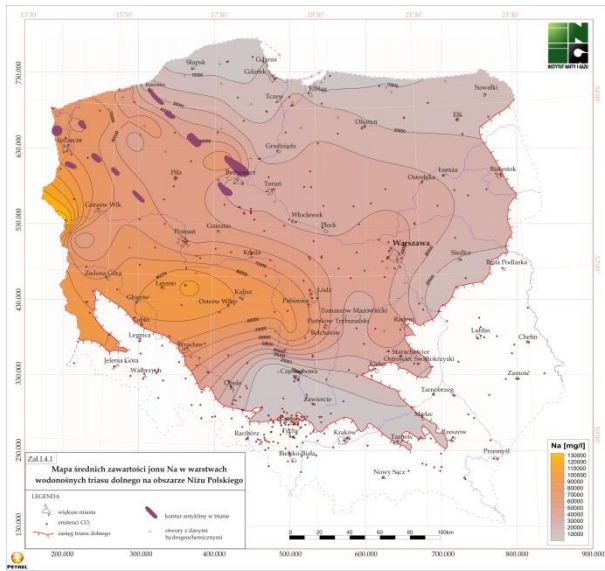
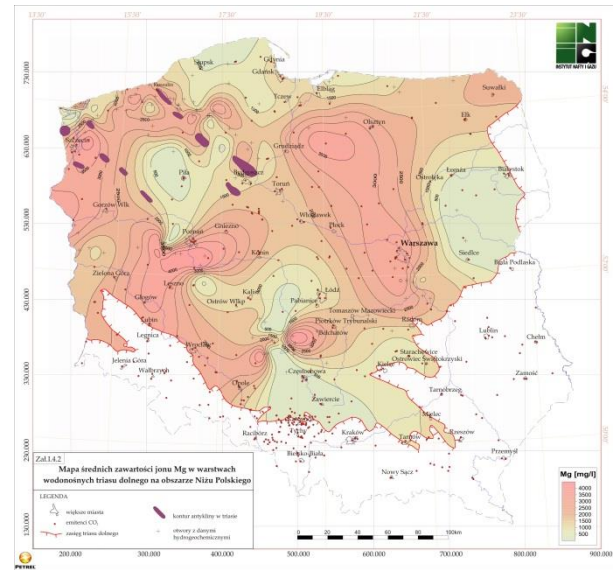
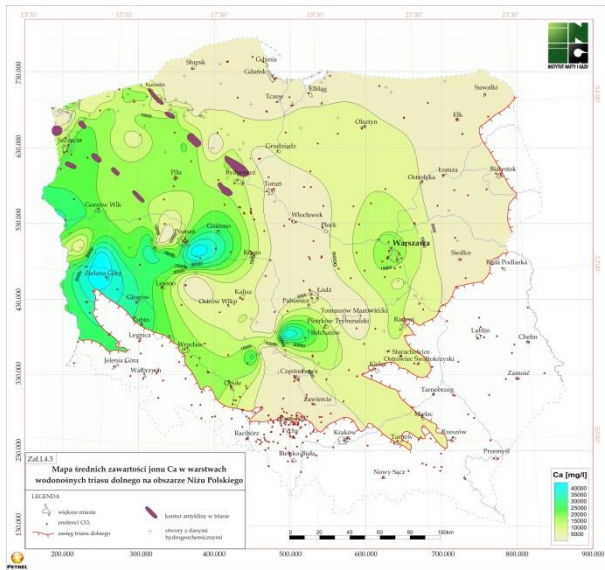


Fig. 1.1.30_4 Charakterystyka hydrogeochemiczna utworów triasu dolnego

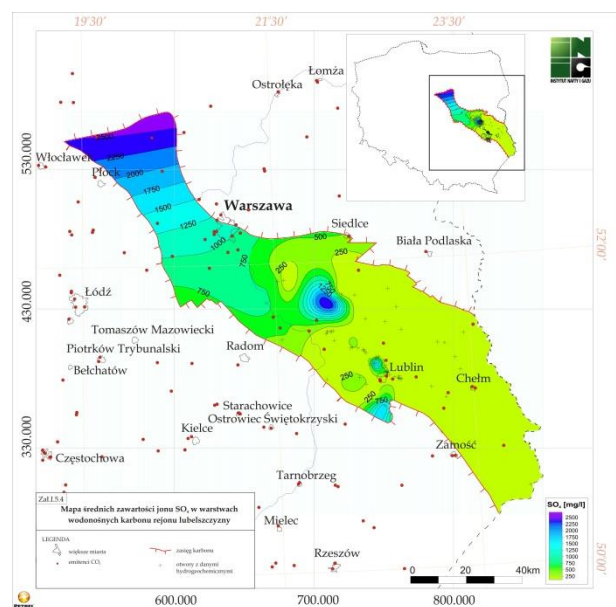
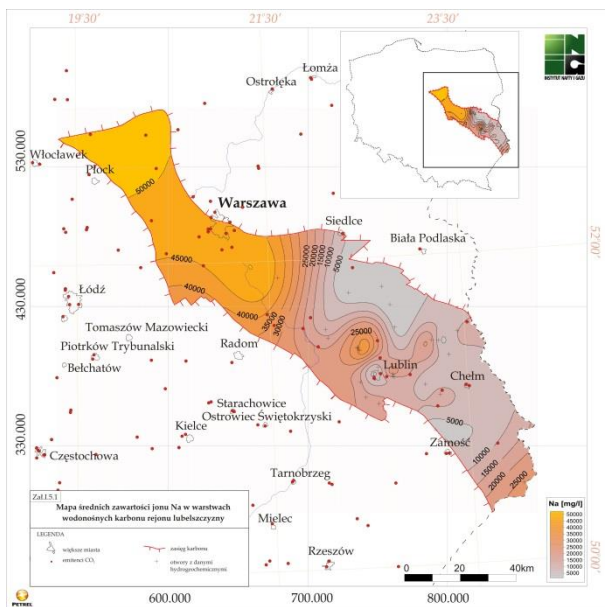
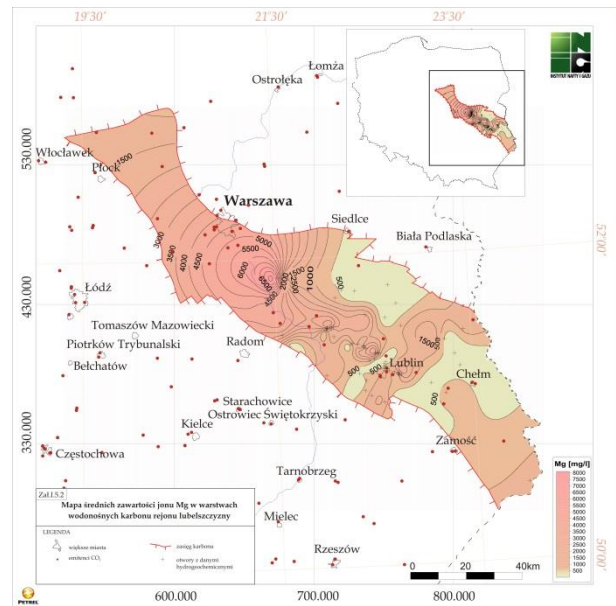
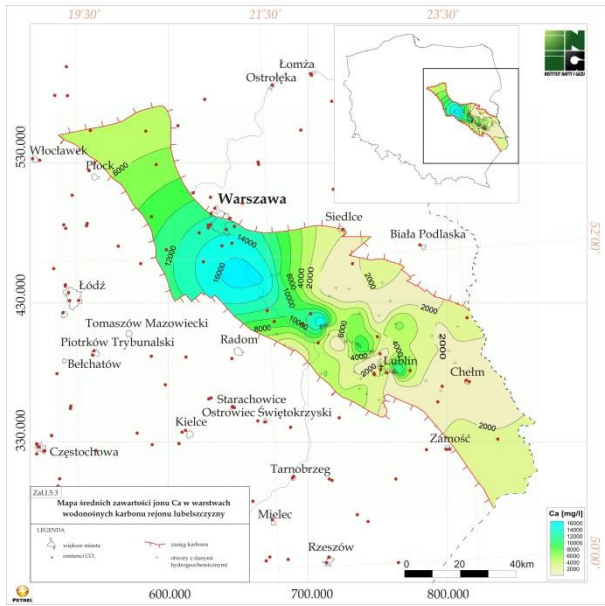


Fig. 1.1.30_5 Charakterystyka hydrogeochemiczna utworów karbonu

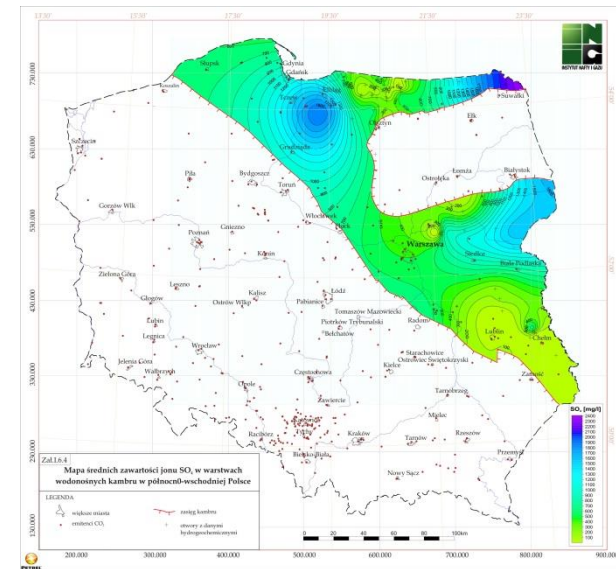
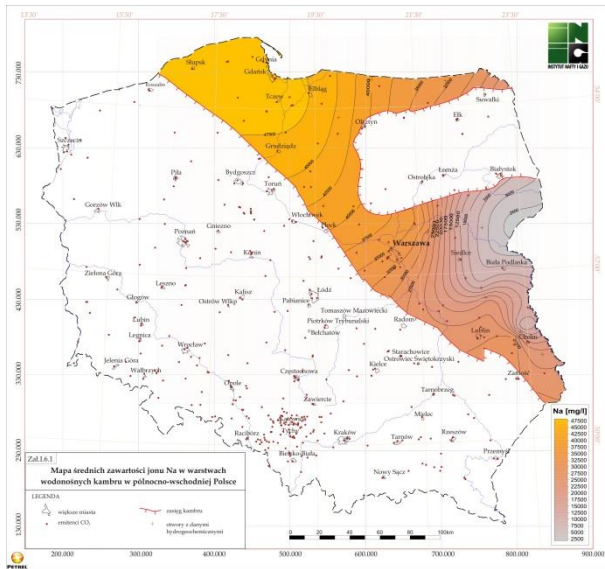
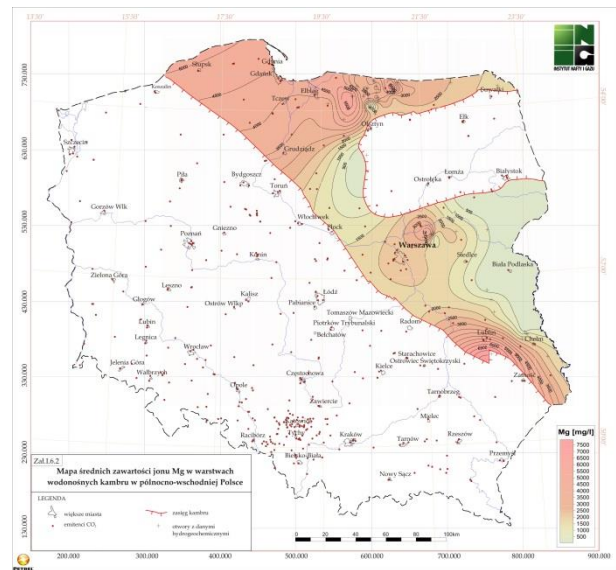
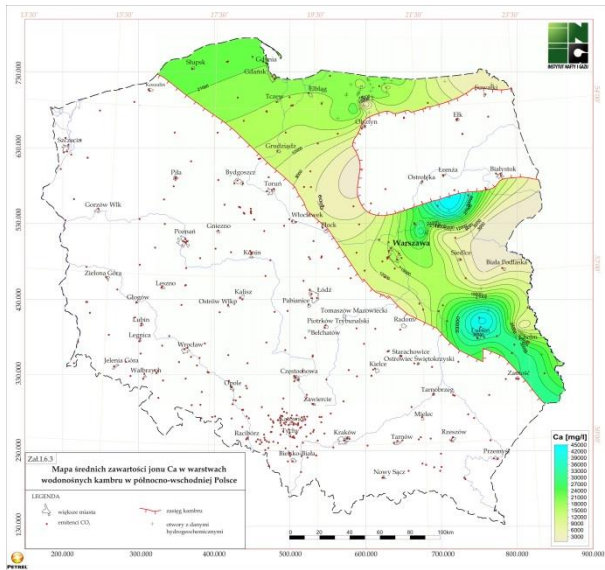


Fig. 1.1.30_6 Charakterystyka hydrogeochemiczna utworów kambru

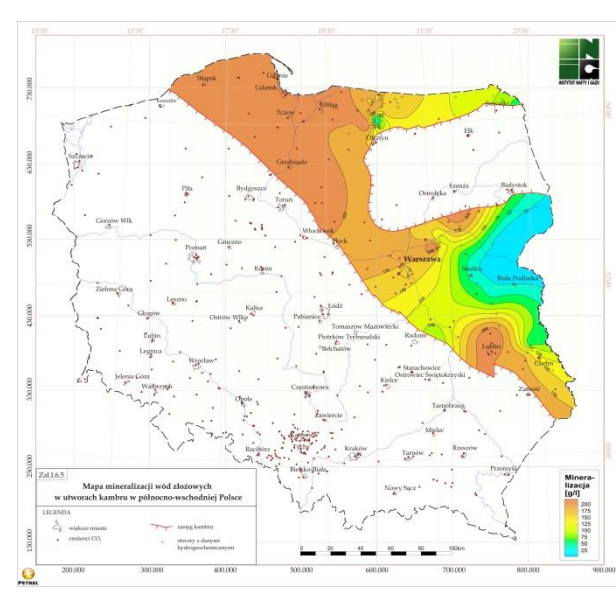
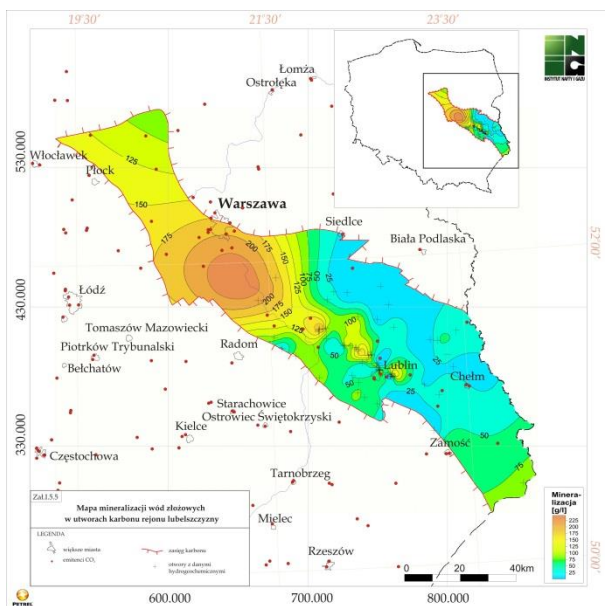
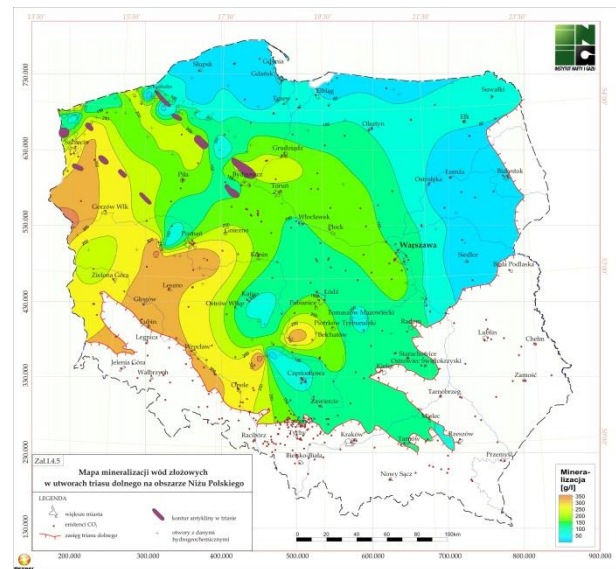
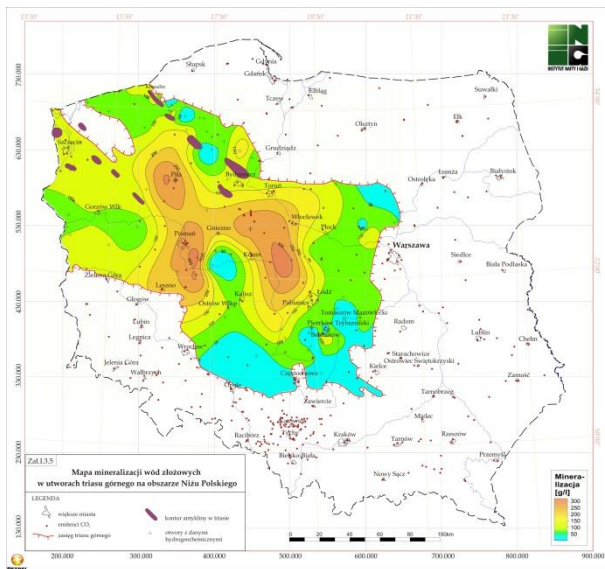
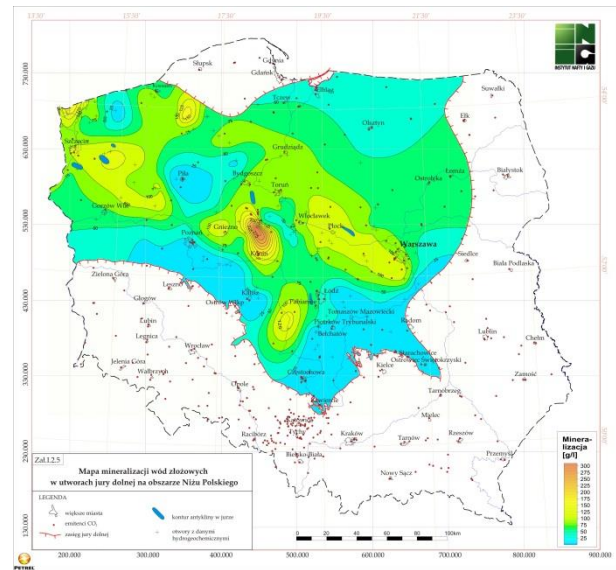
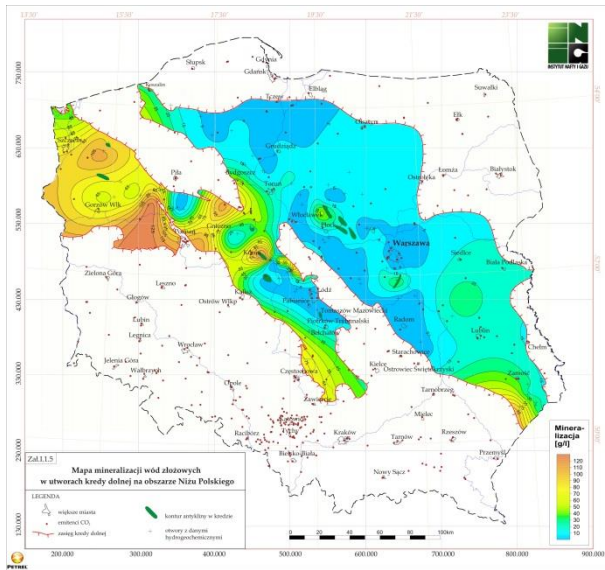


Fig. 1.1.30_7 Mineralizacja wód złożowych

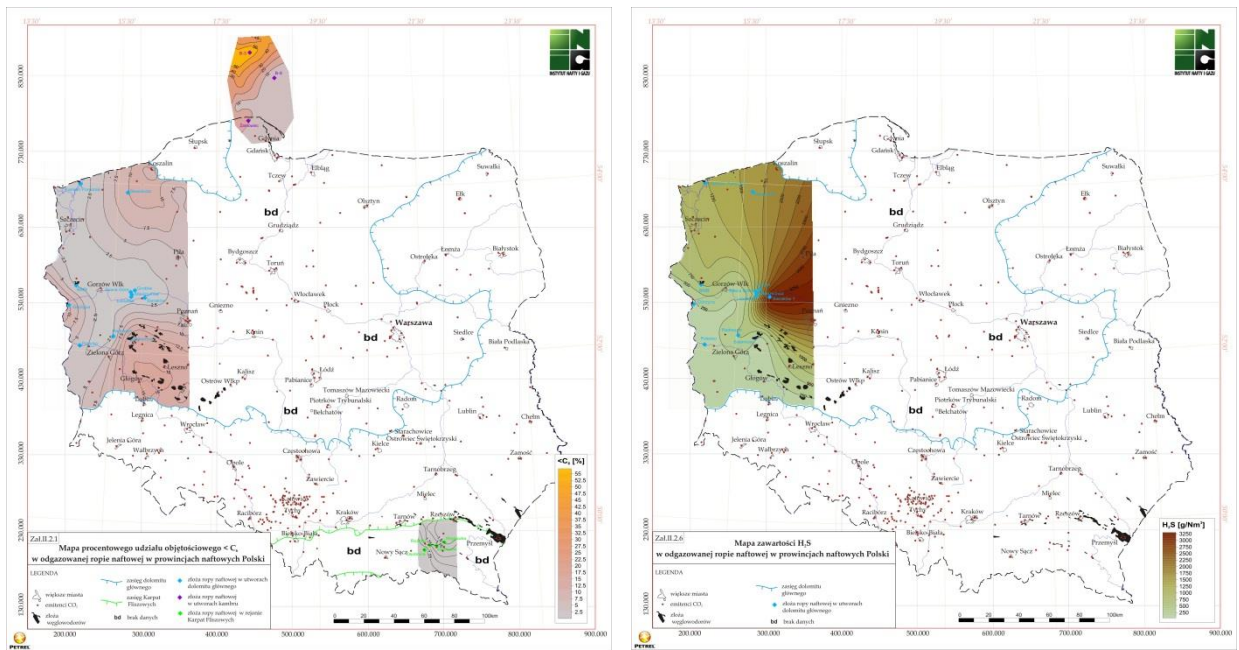


Fig. 1.1.30_9 Skład chemiczny podstawowych składników złóż ropy naftowej

Charakterystyka formacji wodonośnych GZW i chemizmu płynów złożowych w pokładach węgla (1.1.31 - GIG) (Eleonora Solik-Heliasz, Michał Gut)

Praca niniejsza stanowi kontynuację tematu wiodącego p.t.: "Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO₂ wraz z ich programem monitorowania". Jej celem jest analiza chemizmu wód podziemnych w rejonie wstępnie wytypowanych przez Państwowy Instytut Geologiczny do podziemnego zatłaczania CO₂ do pokładów węgla kamiennego, zbiorników 1, 2 i 3 (Bzie, Pawłowice i Studzienice-Międzyrzecze) – **Fig 1.1.31_1**. Ze względu na lokalizację zbiorników w rejonie hydrogeologicznie zakrytym, analizie chemizmu zostały poddane utwory karbońskiego piętra wodonośnego oraz lokalnie w rejonie zbiornika Bzie, trzeciorzędowego poziomu wodonośnego warstw dębowieckich. Inne poziomy trzeciorzędowe występujące pośród grubego kompleksu skał ilastych, cechują się ograniczonym planarnie występowaniem i na ogół słabą wodonością – stąd nie były przedmiotem analizy.

Zamieszczone w tekście diagramy, wykresy i tabele zostały opracowane przez E. Solik-Heliasz, natomiast mapy i przekroje zostały opracowane w PIG i uzupełnione o nowe treści w GIG.

Lokalizacja wytypowanych zbiorników do składowania CO₂
w pokładach węgla kamiennego w GZW

Zał. 1

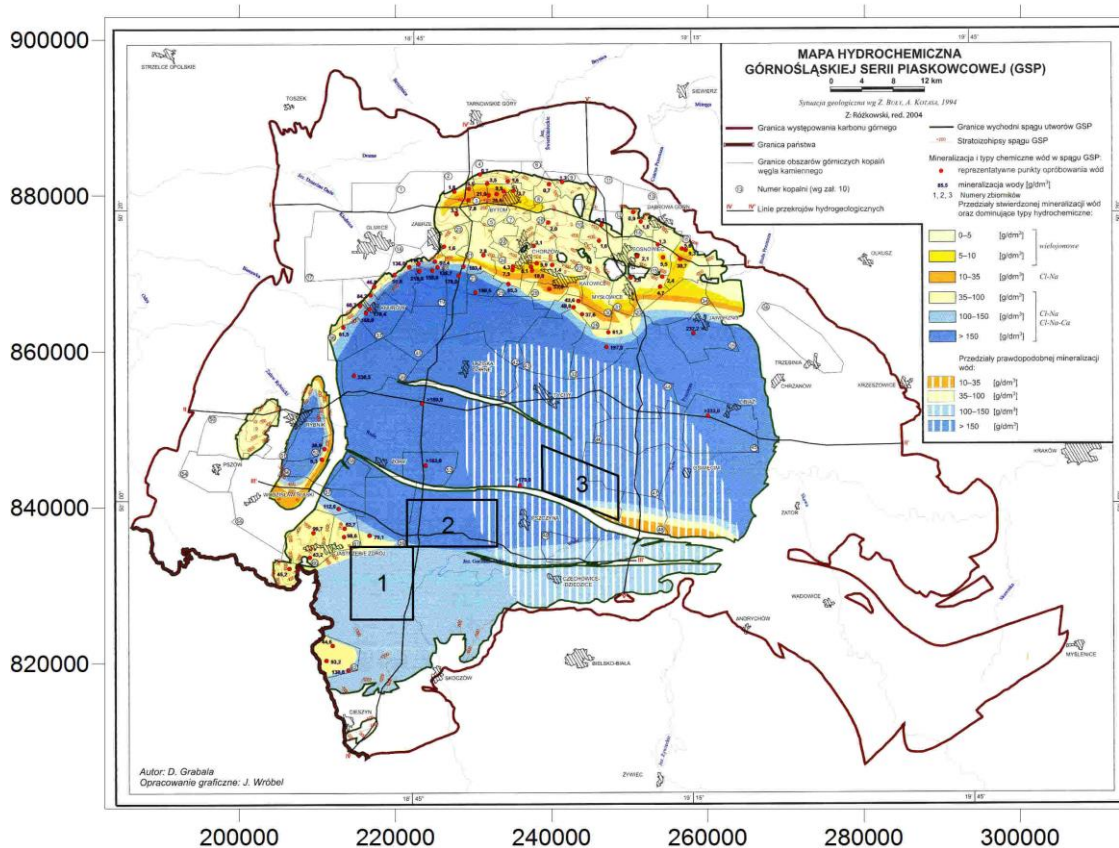


Fig 1.1.31_1 Lokalizacja wytypowanych zbiorników w formacjach węglonośnych GZW

Charakterystyka formacji wodonośnych GZW

Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW), zlokalizowane jest w obrębie platformy środkowoeuropejskiej, w zasięgu basenu niemiecko-polskiego. W obrębie zagłębienia zostały wydzielone dwa subregiony hydrogeologiczne: północno-wschodni, I, i południowo-zachodni, II. Różnią się one budową geologiczną (Rózkowski, red. 2004). Rejon I cechuje obecność utworów triasu zalegających bezpośrednio na utworach karbonu, oraz lokalnie permu i jury, przykrytych osadami czwartorzędowymi. Rejon II charakteryzuje obecność grubej serii nieprzepuszczalnych iłów trzeciorzędowych, zalegających na osadach karbonu.

GZW jako duża struktura sedymentacyjna o charakterze synkliny zawiera wody artezyjskie. Charakterystyczna jest dla niego piętrowość wód podziemnych oraz stratyfikacja hydrochemiczna (Rózkowski i in. 1989, Wagner 1998). Obszar zasilania basenu górnośląskiego znajduje się w regionie I. Wytypowane do badań zbiorniki 1, 2 i 3 zlokalizowane są w regionie II.

PROFIL HYDROGEOLOGICZNY ZAGŁĘBIA

W profilu hydrogeologicznym zagłębienia występują utwory czwartorzędowe, trzeciorzędowe, triasowe, jurajskie, karbońskie oraz osady starszego wieku (Buła, Kotas 1994, Jureczka i in. 2005). Zawodnione utwory tworzą piętra wodonośne: czwartorzędu, trzeciorzędowego, triasu, permu i karbonu.

Piętro wodonośne czwartorzędu, prowadzące wody zwykłe lub słabo zmineralizowane, charakteryzuje się zróżnicowanymi warunkami hydrogeologicznymi, uzależnionymi od wykształcenia litologicznego i miąższości. Wodonośne są piaski, żwiry, mułki, o miąższości od kilku do około 100 metrów. Największe miąższości występują w rejonie kopalnych dolin rzecznych. W piętrze na ogół występuje od jednej do kilku warstw wodonośnych, o zwierciadle swobodnym, a w przypadku obecności przewarstwień słabo przepuszczalnych, o zwierciadle napiętym.

Piętro wodonośne trzeciorzędu związane jest z kompleksem osadów ilastych o miąższości od kilku metrów do około 1100 m. Występujące przewarstwienia piasków, piaskowców, mułków i gipsów tworzą lokalne poziomy wodonośne, ograniczone planarnie, o miąższości od jednego do kilkudziesięciu metrów. Są to poziomy wód o zwierciadle napiętym. Zasilanie zachodzi jedynie w stropowej części kompleksu; na większych głębokościach są to poziomy wód reliktowych, paleoinfiltracyjnych lub jak w przypadku rowu Zawady, syngedymentacyjnych. Współczynnik filtracji wkładek piaszczystych różnicuje się w zakresie od 6×10^{-8} do $2,4 \times 10^{-6}$ m/s. Wodonośność wkładek jest na ogół niewielka. Wyjątkiem są: ●kompleks piasków i żwirów plioceńskich występujących w NW części zagłębienia, wypełniające formy dolin kopalnych, ●piaszczysto-ilaste utwory sarmatu prowadzące wody zwykłe oraz ●piaszczysto-zlepieńcowate utwory warstw dębowieckich występujące w obszarze zapadliska przedkarpackiego w spągu miocenu. Wodonośne utwory warstw dębowieckich wykazują miąższość zróżnicowaną od 1 do około 300 m; parametry hydrogeologiczne i cechy strukturalne wykazują horyzontalną zmienność w kierunku N-S. Z południa na północ rosną przepuszczalność i porowatość osadu, natomiast zmniejsza się średnia średnica ziaren, poprawia wysortowanie osadu i obtoczenie ziaren (Solik-Heliasz 1986). Jest to związane z kierunkiem S-N depozycji utworów rzecznych, utrwalaonych przez sedymentację osadów zbiornikowych związanych z transgresją morską.

W południowej części GZW, w obszarze zapadliska przedkarpackiego, na osady trzeciorzędowe lokalnie nasunęły się utwory fliszu karpackiego wieku trzeciorzędowo-kredowego. Ich miąższość dochodzi do 300 m. Flisz wykształcony jest jako przewarstwiające się piaskowce, iłowce, margle. Jest to kompleks na ogół słabo przepuszczalny, prowadzący niewielkie ilości wody.

Piętro wodonośne jury występuje jedynie w rejonie triasu chrzanowskiego. Poziom ma charakter szczelinowo-krasowy i prowadzi wody zwykłe.

Piętro wodonośne triasu związane jest z węglą nowymi utworami wapienia muszlowego i retu oraz z piaszczystymi osadami pstrego piaskowca. Występuje ono w północnej i północno-wschodniej partii GZW. Poziomy prowadzi wody zwykłe oraz silnie zmineralizowane. Podlega on intensywnemu drenażowi ze strony górnictwa podziemnego węgla kamiennego oraz rud cynku i ołowiu. Miąższość kompleksu wodonośnego nie przekracza 120 m (Rózkowski, red. 2004).

Piętro wodonośne permu tworzą słabo przepuszczalne zlepieńce występujące na niewielkim obszarze, we wschodniej części GZW.

Chemizm wód w rejonie wytypowanych składowisk

Ze względu na rozważaną możliwość zatłaczania CO₂ do pokładów węgla kamiennego zalegających na głębokości poniżej 1000 m p.p.t., przedmiotem szczegółowej analizy był chemizm wód dla partii górotworu od głębokości około 500 do głębokości 2000 m p.p.t. W badaniach posłużyły dostępne dane hydrogeologiczne pochodzące z archiwów PIG, GIG i kopalń węgla kamiennego. Ze względu na lokalizację wytypowanych składowisk CO₂, w pracy przedstawiono charakterystykę chemizmu wód odrębnie dla poszczególnych składowisk.

Wprowadzono następujące nazewnictwo zbiorników/składowisk:

Zbiornik 1 - rejon Bzia;

Zbiornik 2 - rejon Pawłowic;

Zbiornik 3 - rejon Studzienic-Międzyrzecza.

W pracy stosowano podział wód ze względu na mineralizację według Z. Pazdry i B. Kozerskiego (1990) z uwzględnieniem elementów klasyfikacji górniczej, przedstawionej w pracy M. Rogoża i E. Posytek (2000). Wydzielono następujące grupy wód:

1 grupa: wody zwykłe i słabo zmineralizowane do 3 g/dm³;

2 grupa: wody średnio zmineralizowane, od 3,1 do 10 g/dm³;

3 grupa: wody silnie zmineralizowane, od 10,1 do 35 g/dm³;

4 grupa: solanki, od 35,1 do 70 g/dm³;

5 grupa: solanki silnie zmineralizowane, powyżej 70,1 g/dm³.

Skład fizykochemiczny wód oraz zmienności podstawowych składników wód w rejonie zbiornika 1

Obszar zbiornika numer 1 zlokalizowany jest na południe od strefy uskokuwej Bzie-Czechowice, w jego skrzydle zrzuconym. Ma to wpływ na charakter utworów występujących w tym rejonie. Jako pierwsze zaznacza się obecność grubego kompleksu itów trzeciorzędowych o miąższości 640-890 m. W obszarze zbiornika 1 strop warstw dębowieckich występuje na głębokości 650-900 m p.p.t., strop karbonu oraz serii mułowcowej 660-910 m, a strop górnośląskiej serii piaskowcowej, 1050-1650 m.

Skład fizykochemiczny wód przedstawiono na podstawie szczegółowych analiz fizykochemicznych wód pochodzących z 3 otworów wiertniczych (Fig 1.1.31_2 - 8). Chemizm wód jest zróżnicowany w zależności od głębokości. Jest to zgodne z ogólną tendencją obserwowaną w GZW oraz w innych basenach sedimentacyjnych na świecie. Stropowa część górotworu karbońskiego reprezentowana jest przez utwory serii mułowcowej (SM), górnośląskiej serii piaskowcowej (GSP) oraz serii paralicznej (SP). Nadkład tworzy kompleks ilastych utworów trzeciorzędowych, z zalegającymi w spągu zawodnionymi utworami warstw dębowieckich (zał. 1-3).

Trzeciorzędowy poziom wodonośny warstw dębowieckich

W obszarze zbiornika numer 1 wody poziomu warstw dębowieckich wykazują mineralizację od 45933 do 66000 mg/dm³. Są to wody grupy 4, solanki, typu Cl-Na, bardzo twarde (Fig 1.1.31_2), o odczynie pH=6,6-8,1. Lokalnie wykazują one podwyższoną zawartość CO₂ i CH₄. Wartość wskaźników hydrochemicznych wskazuje (Tabela 1.1.31_1), że są to wody reliktowe, izolowane od wpływów z powierzchni terenu. Chemizm wyrażony wzorem Kurlowa przedstawiono poniżej:

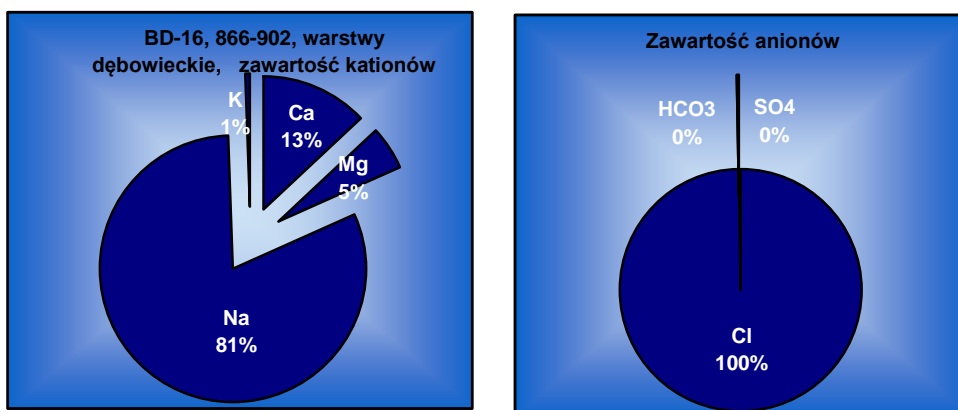
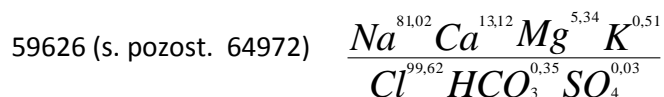


Fig 1.1.31_2 Skład fizykochemiczny wód warstw dębowieckich w otworze BD-16

Karbońskie poziomy wodonośne SM i GSP

Na głębokości około 812 m p.p.t. występują solanki, typu C-Na, o mineralizacji powyżej 62 000 mg/dm³, o odczynie pH=6,2, słabo kwaśnym, bardzo twarde. Zawierają one podwyższone ilości wapnia oraz w małych ilościach jony Mg, K, HCO₃ i SO₄ (Fig 1.1.31_3 i 4). W wodach nie stwierdzono bromków, jodków oraz wolnego CO₂. Chemizm wód według wzoru Kurlowa przedstawiono poniżej.

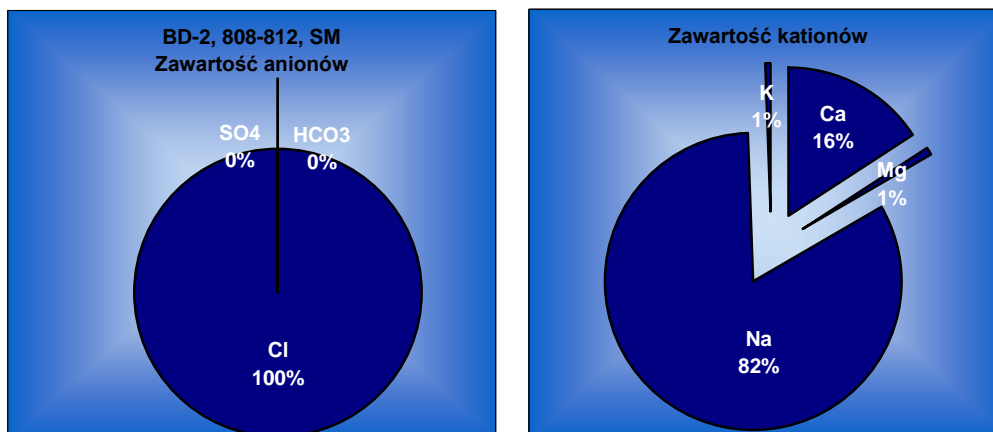
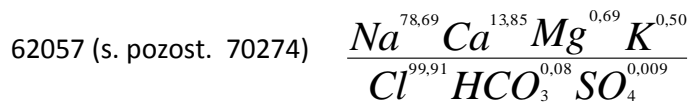


Fig 1.1.31_3 Skład fizykochemiczny wód na głębokości 808-812 m p.p.t. w otworze BD-2

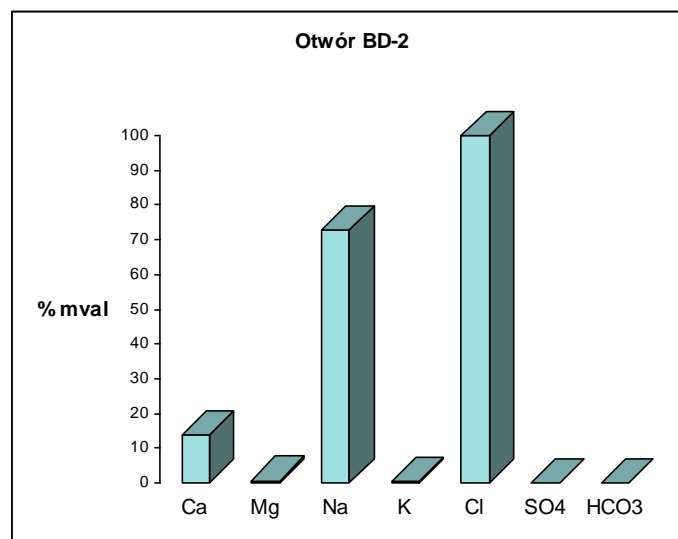


Fig 1.1.31_4 Zawartości podstawowych jonów w wodach otworu BD-2

Na głębokości poniżej 1000 m p.p.t. występują wody typu Cl-Na-Ca, o mineralizacji od 71045 do 146798 mg/dm³. Są to solanki silnie zmineralizowane, grupy 5. Wody wykazują odczyn słabo zasadowy, pH od 7,2 do 8,2. W ich składzie dominuje jon Cl i Na oraz Ca. Podrzędnie występują jony: Mg, K oraz HCO₃ i SO₄ (Fig 1.1.31_5 - 8). Są to wody bardzo twarde. Nie stwierdzono w nich innych mikroskładników: żelaza, bromków, jodków, czy też wolnego CO₂ i CH₄.

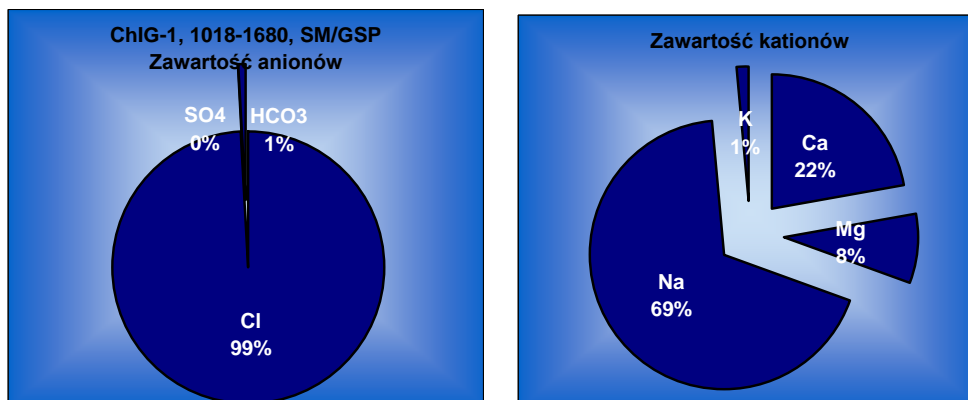
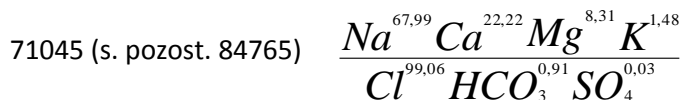


Fig 1.1.31_5 Skład fizykochemiczny wód na głębokości 1018-1680 m p.p.t.

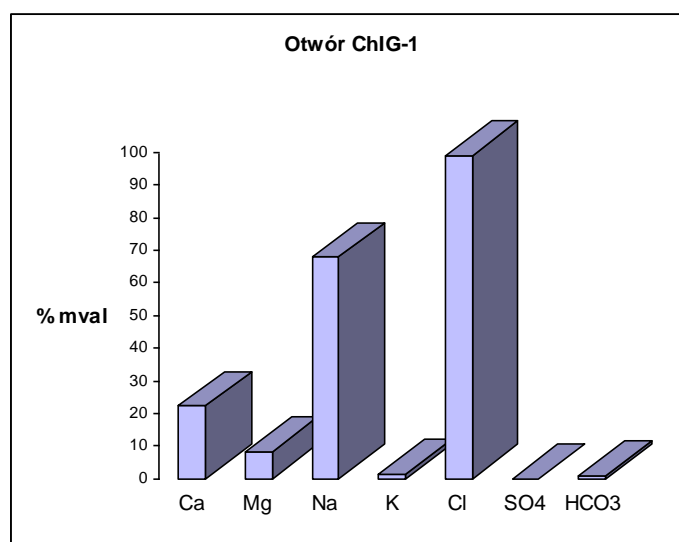


Fig 1.1.31_6 Skład fizykochemiczny wód w otworze ChIG-1

146798 (s. pozost. 174270)

$$\frac{Na^{72,66} Ca^{23,07} Mg^{3,51} K^{0,08}}{Cl^{99,94} HCO_3^{0,06} SO_4^{0,002}}$$

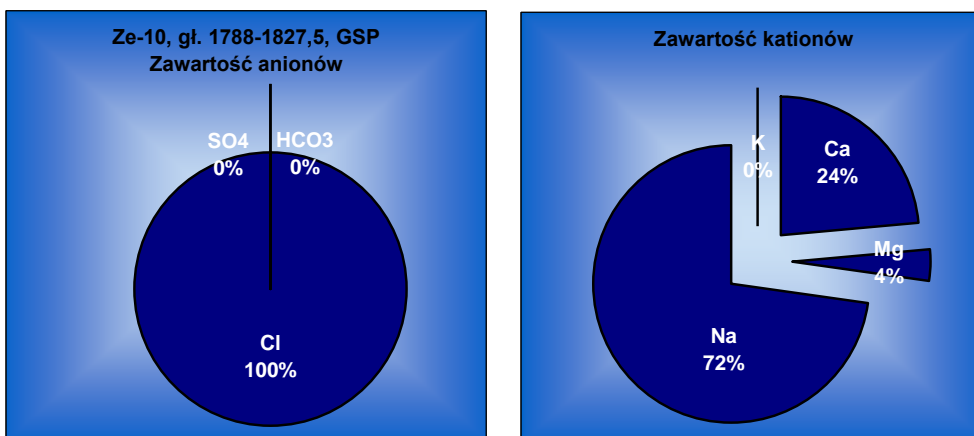


Fig 1.1.31_7 Skład fizykochemiczny wód na głębokości 1788-1827,5 m w otworze Ze-10

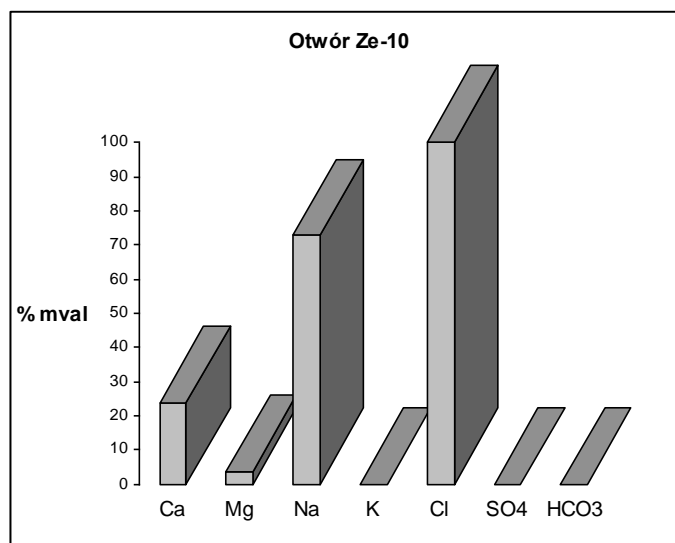


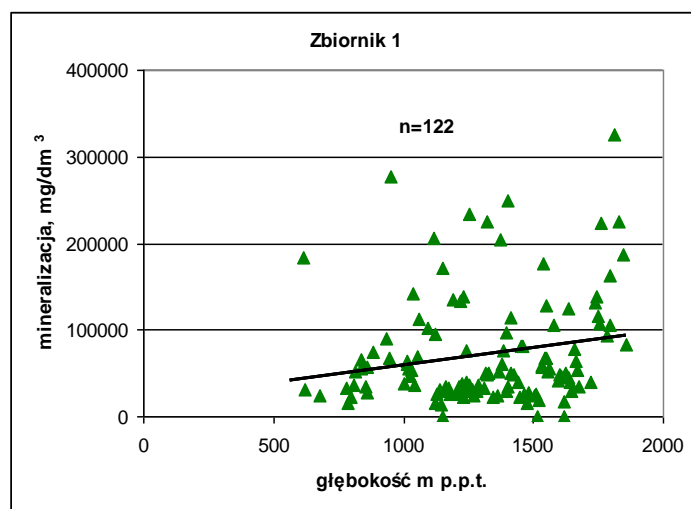
Fig 1.1.31_8 Skład fizykochemiczny wód w otworze Ze-10

Wyniki badań jakościowych wód pozwoliły również na wyznaczenie izolinii wartości mineralizacji wód podziemnych. Zobrazowano je na zał. 2-3. Według nich wody o mineralizacji 50 g/dm³ występują na rzędnych -130÷-160 m; 100 g/dm³ na rzędnych -460÷-550 m.

Zmienności podstawowych składników chemicznych wód w rejonie zbiornika 1

Zmienność podstawowych składników chemicznych wód z głębokością w obszarze zbiornika 1 przedstawiono na **Fig 1.1.31_9 - 11**. Zmienność mineralizacji opisana jest niskim współczynnikiem korelacji, poniżej 0,2, a zmienności: suchej pozostałości oraz zawartości chlorków, sodu i wapnia opisane są współczynnikami R^2 powyżej 0,55. Krzywa zmienności suchej pozostałości wskazuje na zróżnicowanie wartości gradientu hydrogeochemicznego. Jego wartości wynoszą:

- na głębokości do 1000 m 2,71 g/dm³/100 m,
- na głębokości 1400 m 11,9 g/dm³/100 m,
- na głębokości 1800 m 21,11 g/dm³/100 m.



n - liczba danych

Fig 1.1.31_9 Zmienność mineralizacji wód z głębokością w rejonie zbiornika 1

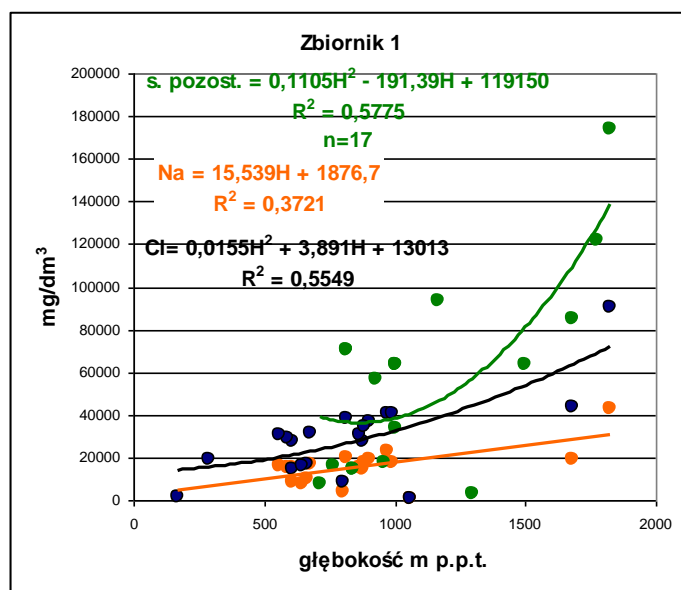


Fig 1.1.31_10 Zmienność składników chemicznych wód z głębokością w rejonie zbiornika 1

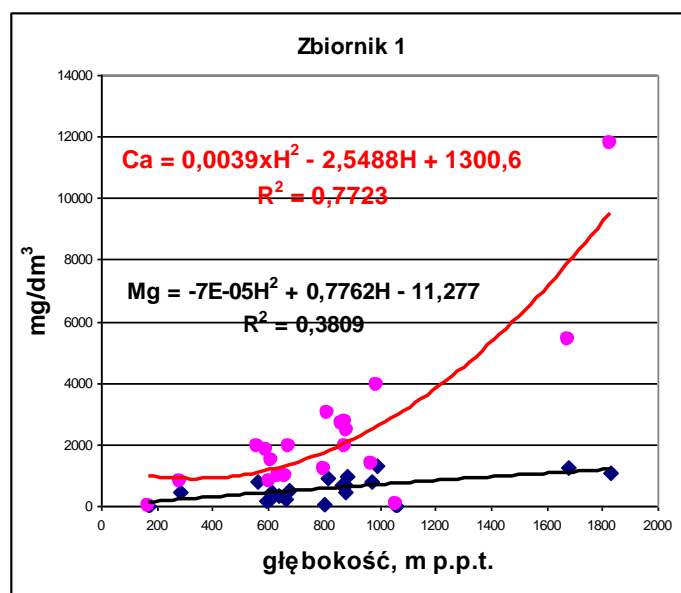


Fig 1.1.31_11 Zmienność stężenia wapnia i magnezu z głębokością w rejonie zbiornika 1

Wskaźniki hydrochemiczne

Wartości wskaźników hydrochemicznych wskazują, że wody w rejonie zbiornika 1 są wodami reliktowymi, strefy stagnacji (Macioszczyk 1987). W najgłębszych partiach wody wykazują znaczny stopień przeobrażenia, wyrażający się wzbogaceniem w jony wapnia kosztem sodu. Wartość wskaźnika $\frac{Na}{Cl}$ wskazuje na dobrą i długo trwającą izolację (w sensie geologicznym) od powierzchni terenu. Z kolei wartość wskaźnika siarczanowego wskazuje o panujących warunkach redukcyjnych (Macioszczyk 1987).

Tabela 1.1.31_1 Wskaźniki hydrochemiczne wód na głębokości poniżej 800 m p.p.t. w rejonie zbiorników 1-

3

Otwór, głębokość badana, seria skalna	Numer zbiornika	$\frac{Ca}{Mg}$	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{ClNa}{Mg}$	$\frac{SO4}{Na}$	$\frac{SO4}{Cl}$
BD-16, 866-902, warstwy dębowieckie	1	2,458	0,813	3,49	0,00027	0,00027
BD-2, 808-812, SM		1,996	0,788	3,06	0,0001	0,00009
ChIG-1, 1018-1680, SM/GSP		2,675	0,666	4,11	0,00044	0,00030
Ze-10, 1788-1827,5, GSP		6,572	0,727	7,76	0,00002	0,00002
WP-9, 675-800,	2	1,636	0,746	2,67	0,00027	0,00020

SM						
Stc-6, 677-713	3	0,692	0,734	1,7	0,00082	0,00060
SM						
FriG-28, 1206-1214		11,793	0,814	1,95	-	-
GSP						
Ck-9, 796,5-823,4	sąsiedztwo zbiornika 3	1,685	0,701	2,71	0,00029	0,0003
KSP						

Skład fizykochemiczny wód oraz zmienności podstawowych składników wód w rejonie zbiornika 2

Rejon zbiornika 2 zlokalizowany jest na północ od dużej strefy tektonicznej Bzie-Czechowice, o zrzucie około 400-600 m na południe. Ma to wpływ na budowę geologiczną i występujące osady. W rejonie zbiornika strop utworów karbonu występuje na głębokości 210-880 m p.p.t; w nadkładzie zalega seria trzyczłonowych ilów o miąższości 150-840 m. W stropowej partii górotworu karbońskiego występują lokalnie utwory krakowskiej serii piaskowca (KSP), i zasadniczo osady SM i GSP, których strop wstępuje na głębokościach: SM 259-600 m, GSP 850-1650 (zał. 4-6).

Rejon zbiornika numer 2 cechuje się małą ilością szczegółowych analiz wód na dużych głębokościach. Dysponujemy 1 szczegółową analizą fizykochemiczną z głębokości 675-800 m p.p.t w otworze WP-9 (Fig. 1.1.31_12, 13). Wyniki wskazują na obecność solanek, o mineralizacji 41624 mg/dm³, typu Cl-Na. Jak w przypadku wód z rejonu zbiornika 1, i tutaj wody są wzbogacone w jon wapniowy i w mniejszej ilości w jon magnezowy; stężenia potasu, jonów wodorowęglanowego i siarczanowego są znikome. Chemizm według wzoru Kurłowa przedstawiono poniżej, oraz na diagramie Pipera (Fig. 1.1.31_20).

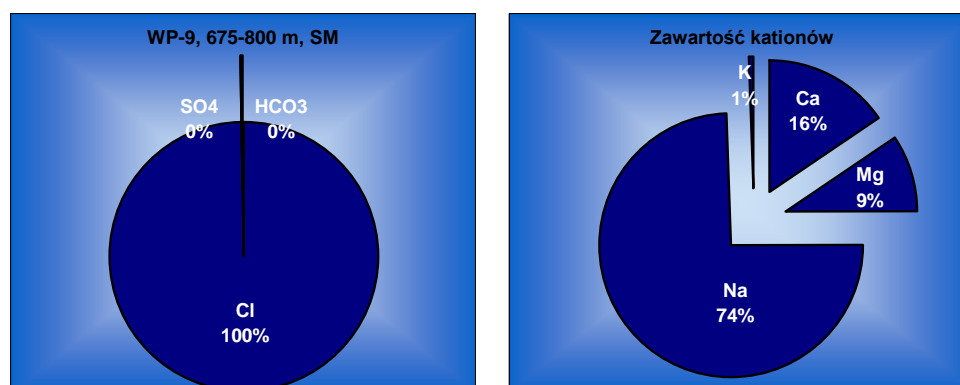
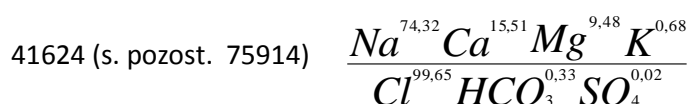


Fig. 1.1.31_12 Skład fizykochemiczny wód w otworze WP-9

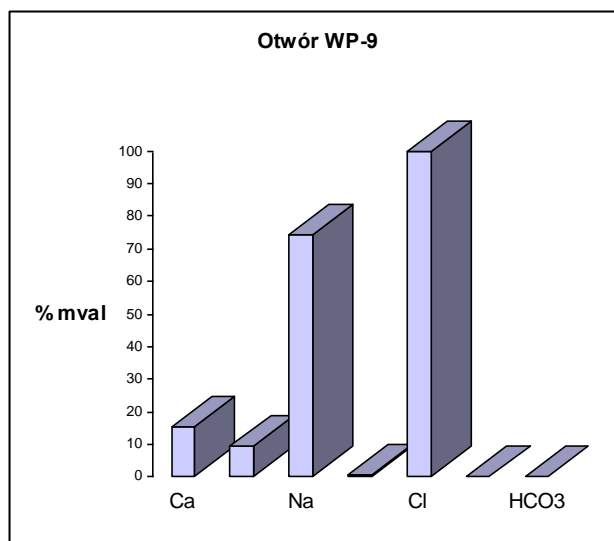


Fig. 1.1.31_13 Skład fizykochemiczny wód w otworze WP-9

Zmienności podstawowych składników chemicznych wód w rejonie zbiornika 2

Zmienność suchej pozostałości wykazuje liniową zależność z głębokością opisaną wysoką wartością współczynnika determinacji, R^2 , równą 0,82 (Fig. 1.1.31_14). Oznacza to, iż 82% zmienności suchej pozostałości wynika ze zmian głębokości, a pozostała część związana jest z innymi czynnikami. Podobnie wysokimi współczynnikami R^2 opisane są zależności pozostałych jonów: Na, Cl, Ca, Mg (Fig. 1.1.31_15). Wartość gradientu hydrogeochemicznego jest w przybliżeniu stała i wynosi $11,27 \text{ g/dm}^3/100 \text{ m}$.

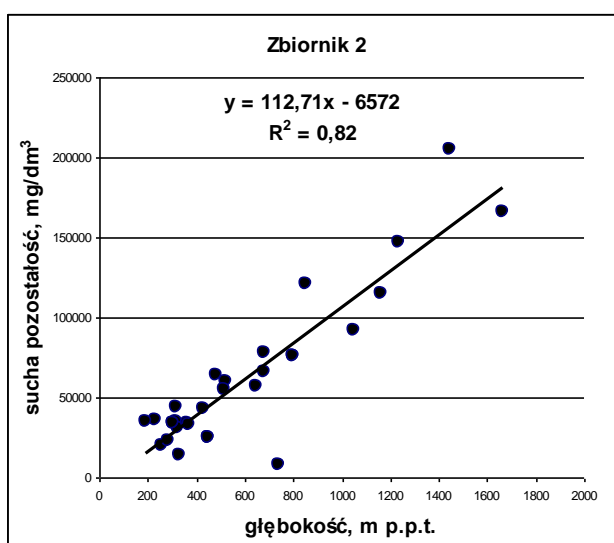


Fig. 1.1.31_14 Zmienność suchej pozostałości z głębokością w rejonie zbiornika 2

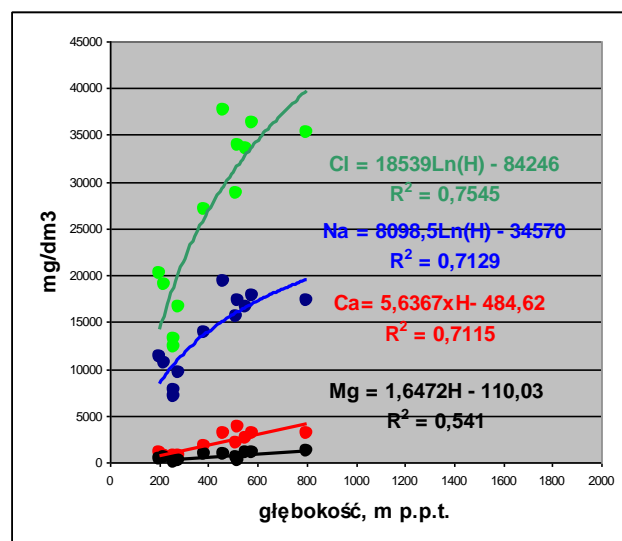


Fig. 1.1.31_15 Zmienność podstawowych składników wód z głębokością w rejonie zbiornika 2

Wskaźniki hydrochemiczne

Wartość wskaźników hydrochemicznych (Tabela 1.1.31_1) wskazuje na występowanie w badanym rejonie wód reliktowych, z kolei wskaźnika siarczanowego – na obecność środowiska o charakterze redukcyjnym. Stopień metamorfizmu wód wydaje się nie tak głęboki, jak w rejonie zbiornika 1 – jednak trudno ocenić go szerzej ze względu na małą liczbę wyjściowych danych.

Skład fizykochemiczny wód oraz zmienności podstawowych składników wód w rejonie zbiornika 3

Zbiornik 3 zlokalizowany jest w obszarze bloku tektonicznego, w strefie między dwoma systemami dyslokacji. Większy z nich, stanowiący południową granicę zbiornika, to uskok Żory-Jawiszowice, o zrzucie 600-1200 m na południe. Strop karbonu występuje na głębokości około 170-370 m p.p.t. W profilu pionowym występują utwory trzeciorzędowe oraz karbońskie, w tym, osady: KSP, SM (strop 700-1850 m), a na dużych głębokościach GSP i utwory starsze (zał. 7-9).

Chemizm wód w tym rejonie wykazuje duże zróżnicowanie. Na głębokości 677-713 m występują solanki grupy 4, typu Cl-Na, z dominacją magnezu nad wapniem (Fig. 1.1.31_16, 17). Wody mają odczyn słabo zasadowy (pH=7,6), są twarde; zawierają niewielkie ilości krzemionki. Z kolei wody na dużej głębokości (1206-1212) są solankami grupy 5, typu Cl-Na-Ca (Fig. 1.1.31_18, 19). Wody cechuje odczyn zasadowy (pH=8). Zawierają one znaczne ilości wapnia (16,90 % mval) i niewielkie ilości magnezu, siarczanów i wodorowęglanów. Nie stwierdzono w nich CO₂, czy też CH₄; brak też danych o zawartości innych mikroskładników, jak żelaza, jodków, czy bromków. Zbiorczo chemizm został przedstawiony na diagramie

Pipera - łącznie dla zbiorników 1, 2 i 3, na **Fig. 1.1.31_20**. Można na jego podstawie wnioskować, iż wody karbońskiego piętra w rejonie wytypowanych zbiorników mają zbliżony skład chemiczny.

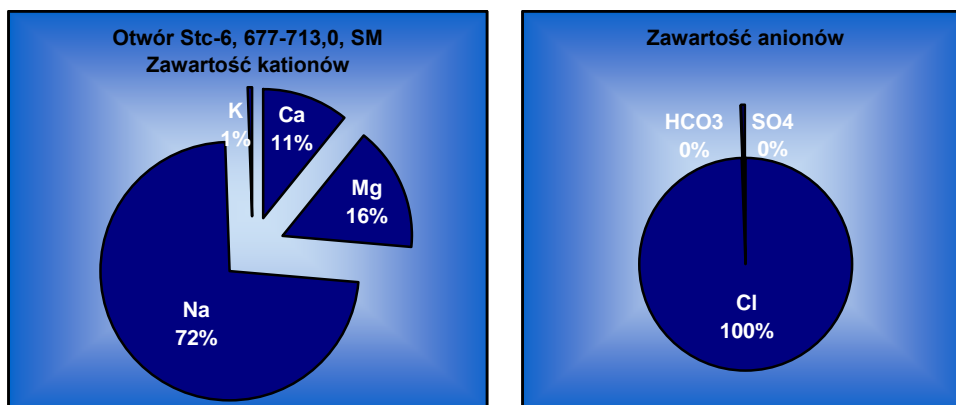
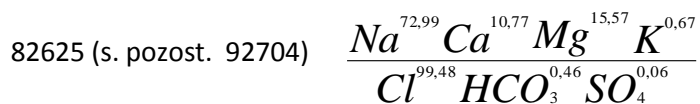


Fig. 1.1.31_16 Wykresy zawartości kationów i anionów w wodach podziemnych

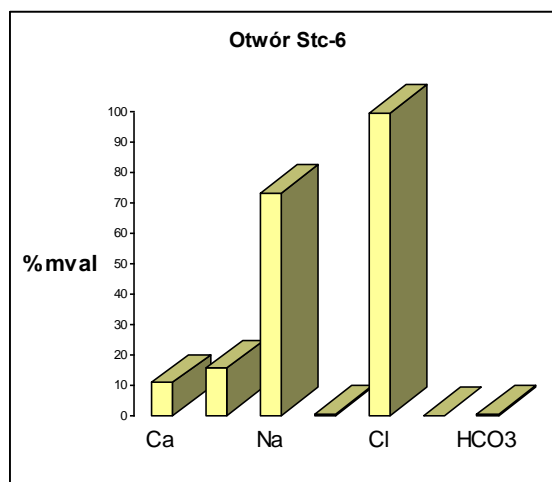
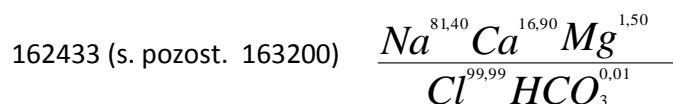


Fig. 1.1.31_17 Skład fizykochemiczny wód na głębokości 677-713 w otworze Stc-6



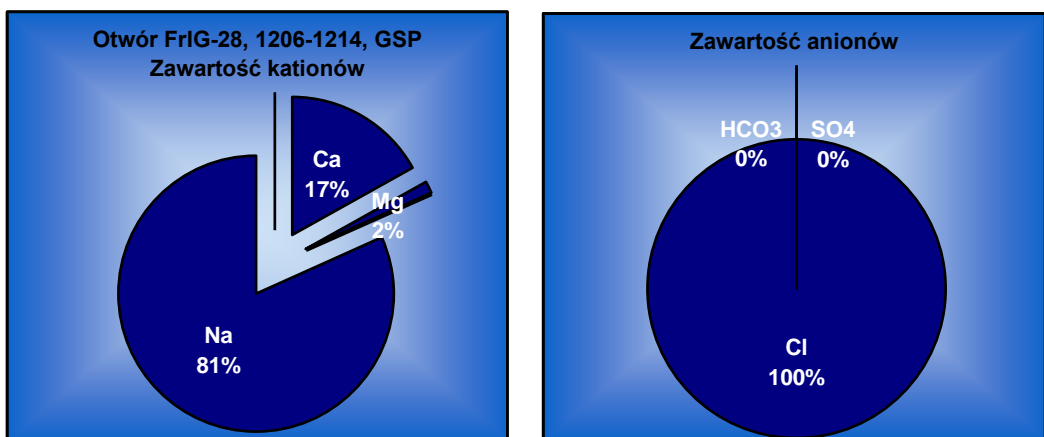


Fig. 1.1.31_18 Wykresy zawartości kationów i anionów w wodach podziemnych

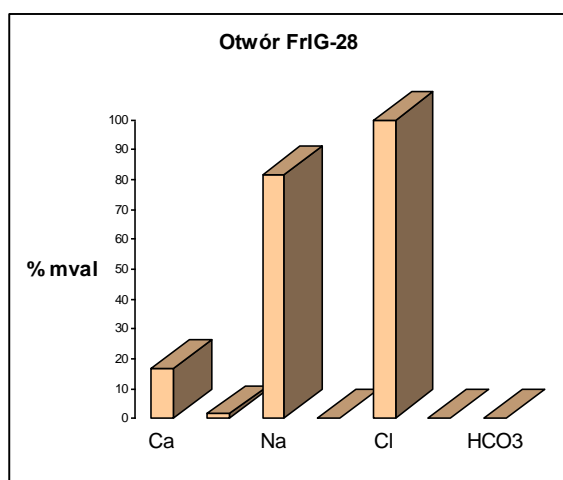


Fig. 1.1.31_19 Skład fizykochemiczny wód na głębokości 1206-1214 w otworze FrIG-28

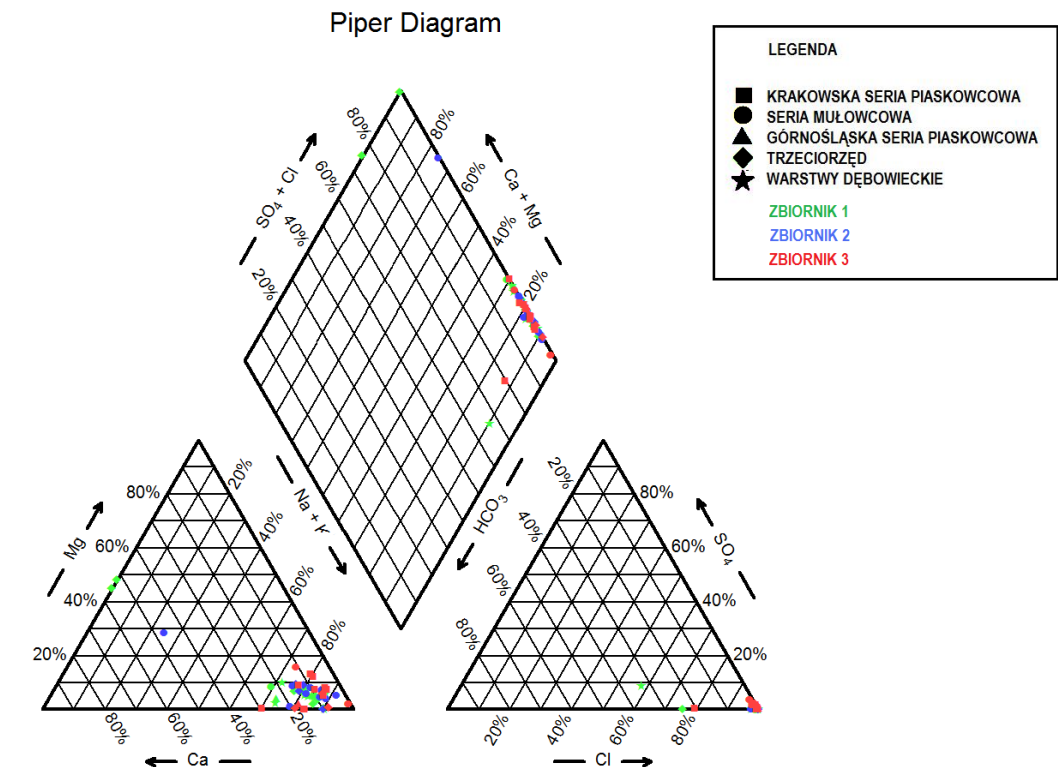


Fig. 1.1.31_20 Zbiorcze zestawienie mineralizacji wód w rejonie zbiorników 1, 2, 3

Dla porównania, chemizm wód w bloku tektonicznym sąsiadującym od południa ze zbiornikiem numer 3 (otwór Ck-9), wykazuje niższą mineralizację na zbliżonej głębokości (**Fig. 1.1.31_21**).

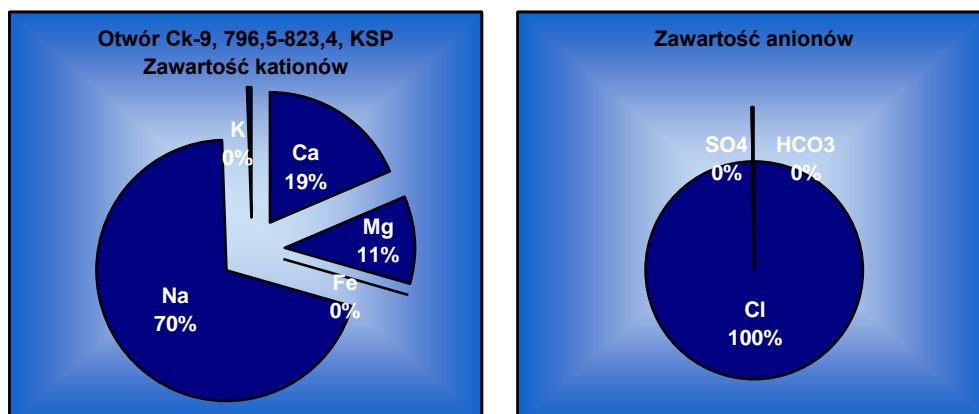
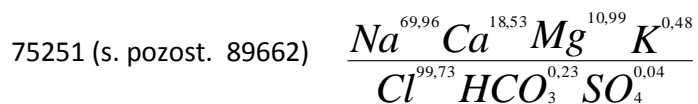


Fig. 1.1.31_21 Skład fizykochemiczny wód w otworze Ck-9 (sąsiedni blok w stosunku do zbiornika 3)

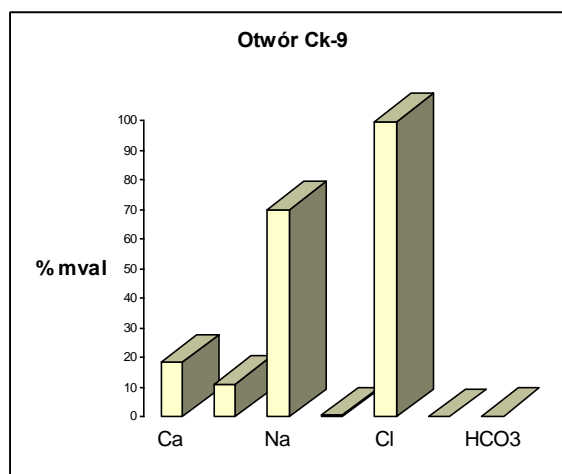


Fig. 1.1.31_22 Skład fizykochemiczny wód w otworze Ck-9

Zmienności podstawowych składników chemicznych wód w rejonie zbiornika 3

Statystyczna analiza zmienności wykazała wzrost mineralizacji i suchej pozostałości w zależności od głębokości (Fig. 1.1.31_23, 24). Przyrost ten nie jest równomierny – co obrazują wartości gradientu hydrochemicznego. Wielkość gradientu na głębokości 1000 m wynosi 11,1 g/dm³/100 m, a na głębokości 1500 m, 5,8 g/dm³/100 m. Z kolei, spośród podstawowych składników jonowych, najszybszy przyrost wartości dotyczy chlorków i sodu; wzrost stężenia wapnia jest wolniejszy, a przyrost stężenia magnezu obrazuje krzywa regresji o niskim współczynniku R², poniżej 0,2 (Fig. 1.1.31_25).

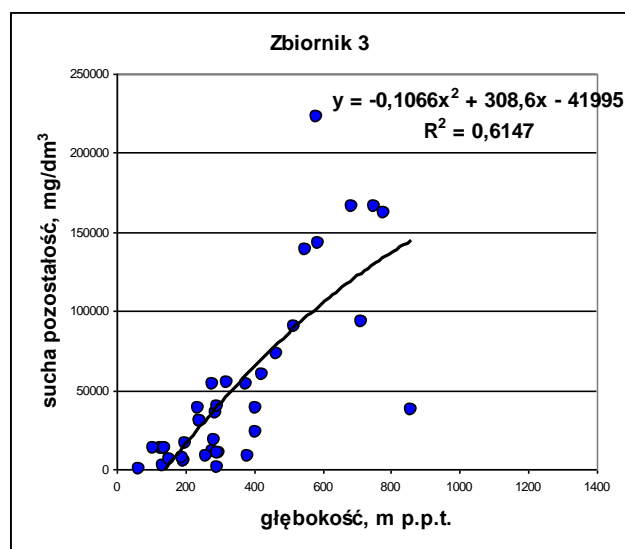


Fig. 1.1.31_23 Zmienność suchej pozostałości z głębokością w rejonie zbiornika 3

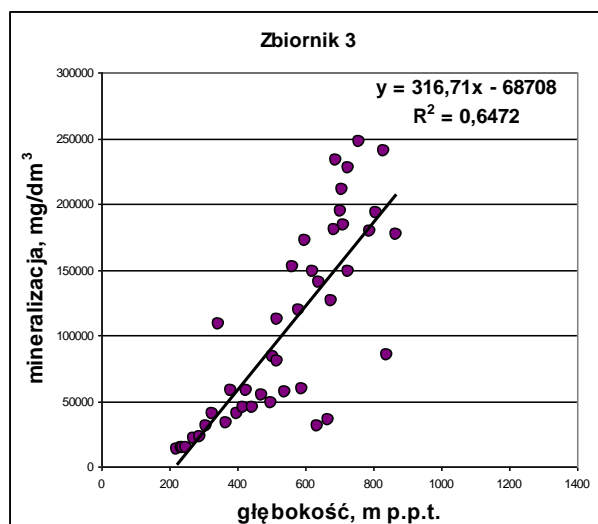


Fig. 1.1.31_24 Zmienność mineralizacji z głębokością w rejonie zbiornika 3

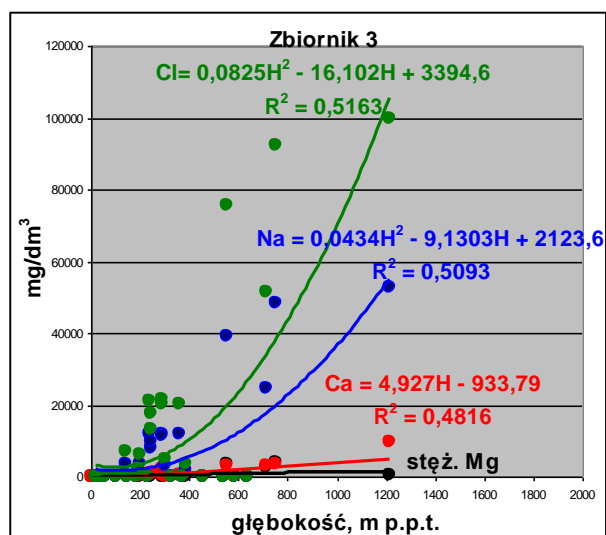


Fig. 1.1.31_25 Zmienność podstawowych składników jonowych z głębokością w rejonie zbiornika 3

Wskaźniki hydrochemiczne

Wartości wskaźnika sodowo-chlorkowego, o wartości poniżej 0,8, wskazują na występowanie wód reliktowych, a wskaźnika siarczanowego przyjmującego niskie wartości, poniżej 0,0003, na występowanie w środowisku wód podziemnych warunków redukcyjnych (Tabela 1.1.31_1). Chemizm wód wskazuje, że poziomy występujące na głębokości poniżej 800 m w centralnej części zbiornika 3 cechują się dobrą i długotrwałą izolacją. Jedynie w rejonie uskoku Żory-Jawiszowice występują wąska strefa wód o niższej mineralizacji (Rózkowski, red. 2004).

Prognozowana mineralizacja wód na głębokościach do 2000 m p.p.t.

Głębokie horyzonty wodonośne są dość słabo opróbowane w zakresie chemizmu wód. W związku z tym opracowano prognozy mineralizacji wód w 5 przedziałach głębokościowych, do 2000 m p.p.t. Wielkość mineralizacji wyznaczono przez ekstrapolację wartości na podstawie prezentowanych wcześniej krzywych regresji. Wyniki zamieszczono w Tabeli 1.1.31_2, a zbiorcze zestawienie przedstawiono na Fig. 1.1.31_26. Krzywe wskazują, że w głębokich horyzontach wodonośnych, najwyższą mineralizację będą wykazywać wody w rejonie zbiornika 3, nieco niższą w rejonie zbiornika 2, i najmniejszą w rejonie zbiornika 1. Wielkość mineralizacji jest pośrednim wskaźnikiem szczelności głęboko zalegających poziomów wodonośnych. W takim ujęciu - najbardziej szczelne jest otoczenie głębokich poziomów w obszarach 3 i 2. Jednak nie wyklucza to możliwości lokalnego udrożnienia górotworu karbońskiego w rejonie zbiornika 3 i strefy uskokowej Żory-Jawiszowice (Rózkowski, red. 2004).

Tabela 1.1.31_2 Prognozowana mineralizacja wód* karbońskiego piętra do głębokości 2000 m p.p.t. w rejonie zbiorników 1, 2 i 3 (według Solik-Heliasz)

Głębokość m p.p.t.	Prognozowana mineralizacja wód*, mg/dm ³		
	Zbiornik 1	Zbiornik 2	Zbiornik 3
1000	38260	106138	162830
1250	52569	134316	187465
1500	80690	162493	201875
1750	122624	190671	206060
2000	178370	218848	200020

*wyrażona suchą pozostałością

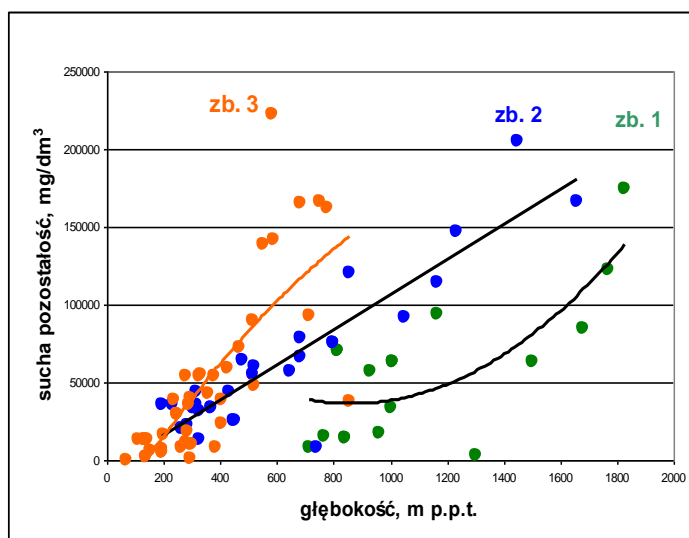


Fig. 1.1.31_26 Zbiorcze zestawienie zmienności mineralizacji wód karbońskiego piętra z głębokością w rejonie zbiorników 1-3 (według Solik-Heliasz)

Prognozowana zawartość wapnia i magnezu w wodach do głębokości 2000 m p.p.t.

Zawartość wapnia w wodach podziemnych należy uwzględnić przy rozpatrywaniu możliwości geologicznego składowania CO₂ w górotworze. Zawartość wymienionego jonu określono przez ekstrapolację jego zawartości wyznaczonej na podstawie prezentowanych wcześniej, krzywych regresji. Wyniki zawarte w Tabeli 1.1.31_3 i Fig. 1.1.31_27 wskazują, że największe stężenie wapnia w wodach wystąpi w głębokich partiach górotworu, zwłaszcza poniżej 1500 m p.p.t., w rejonie zbiorników 2 i 1, i w mniejszej ilości w rejonie zbiornika 3. W rejonie zbiornika 1 zaznaczy się również największa dynamika przyrostu stężenia wapnia w wodach.

Tabela 1.1.31_3 Prognozowana zawartość jonów Ca do głębokości 2000 m p.p.t. (według Solik-Heliasz)

Głębokość m p.p.t.	Prognozowana zawartość Ca ²⁺ , mg/dm ³		
	Zbiornik 1	Zbiornik 2	Zbiornik 3
1000	2652	5152	3993
1250	4208	6561	5225
1500	6252	7970	6457
1750	8784	9380	7688
2000	11803	10789	8920

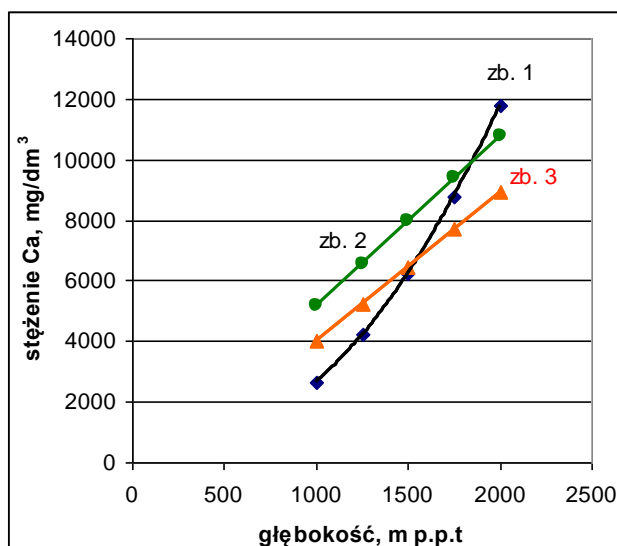
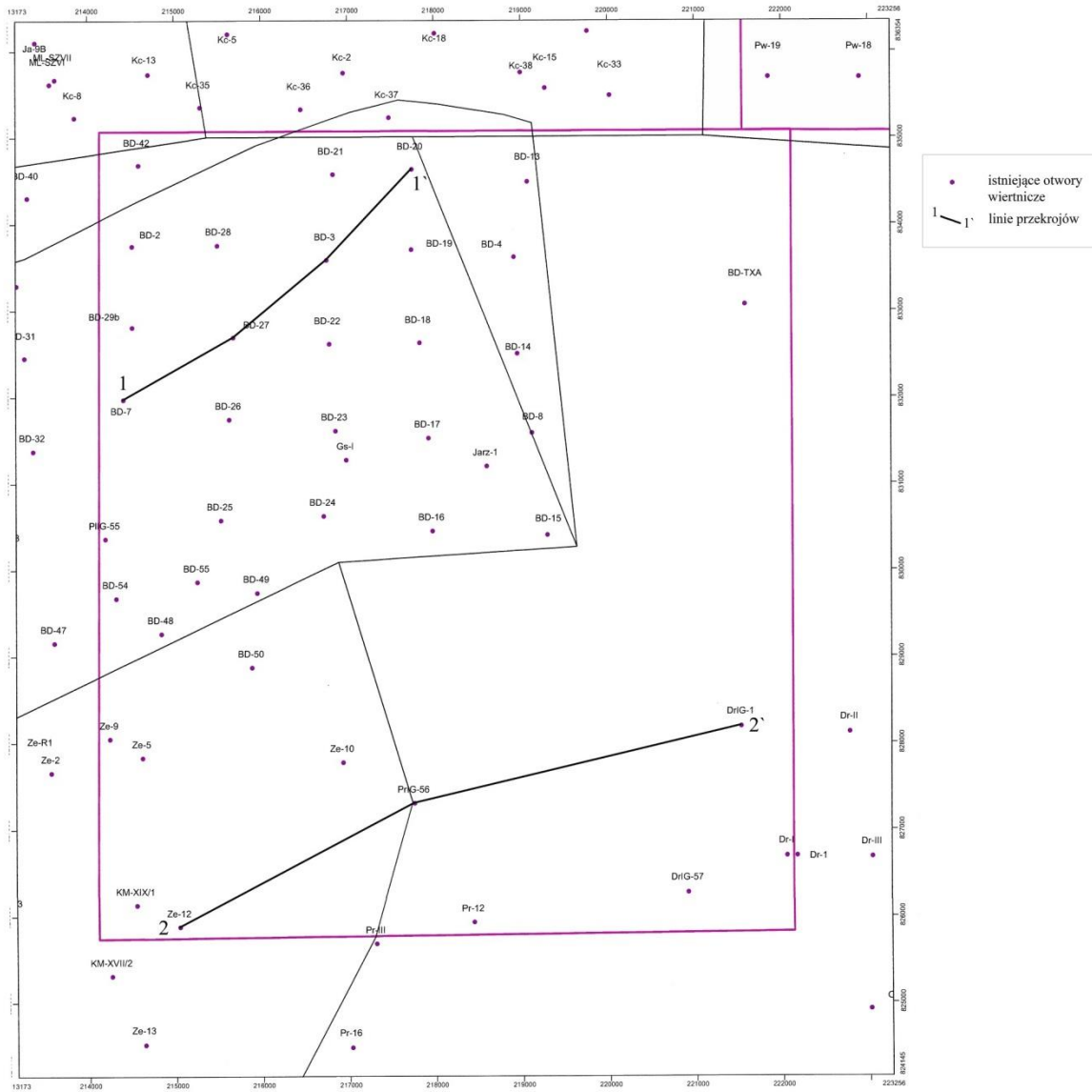


Fig. 1.1.31_27 Prognozowane stężenie wapnia w wodach karbońskich w obszarze zbiorników 1-3 (według Solik-Heliasz)

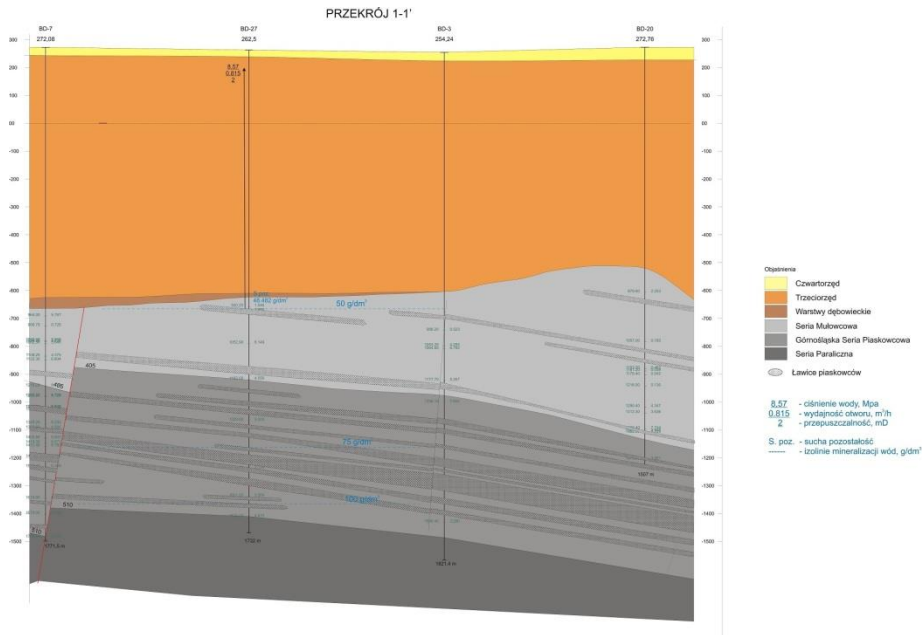
Podsumowanie

1. Na opracowanych rysunkach i zależnościach statystycznych zobrazowano zmienność chemizmu wód w rejonie wstępnie wytypowanych do podziemnego zatłaczania CO₂ do pokładów węgla kamiennego, zbiornikach 1, 2 i 3.
2. Wyniki badań wykazały, że zarówno w poziomach karbońskiego piętra wodonośnego, jak i w trzeciorzędowym poziomie warstw dębowieckich występują solanki grupy 4 oraz solanki silnie zmineralizowane grupy 5, o mineralizacji od około 65 do 163 g/dm³. Wody wykazują typ Cl-Na, a w głębszych partiach - na ogół poniżej 1000 m p.p.t. - Cl-Na-Ca.
3. Analiza wskaźników hydrochemicznych wykazała, że są to wody reliktowe. Występują one w obrębie poziomów o dobrej i długo trwającej izolacji od powierzchni terenu.
4. Opracowane prognozy mineralizacji wód w głębokich partiach górotworu karbońskiego wykazały, że na głębokości 2000 m p.p.t. należy oczekiwać wzrostu mineralizacji do 178-218 g/dm³ oraz wzrostu zawartości wapnia w wodach do 8,9-11,8 g/dm³ (**Fig. 1.1.31_26, 27** i tabele **1.1.31_2** i **3**). Najwyższą mineralizację wód będą wykazywały poziomy wodonośne w rejonie zbiornika numer 3.
5. Zróżnicowanie mineralizacji wód w rejonie zbiorników 1, 2 i 3 wskazuje na wpływ lokalnych czynników formujących ich skład, to jest lokalne warunki migracji i/lub wymiany jonowej zachodzące między wodami i otaczającymi skałami.
6. Na podstawie analizy chemizmu i przepływu wód (Różkowski, red. 2004) nie można wykluczyć lokalnego udroźnienia górotworu karbońskiego w rejonie zbiornika numer 3.

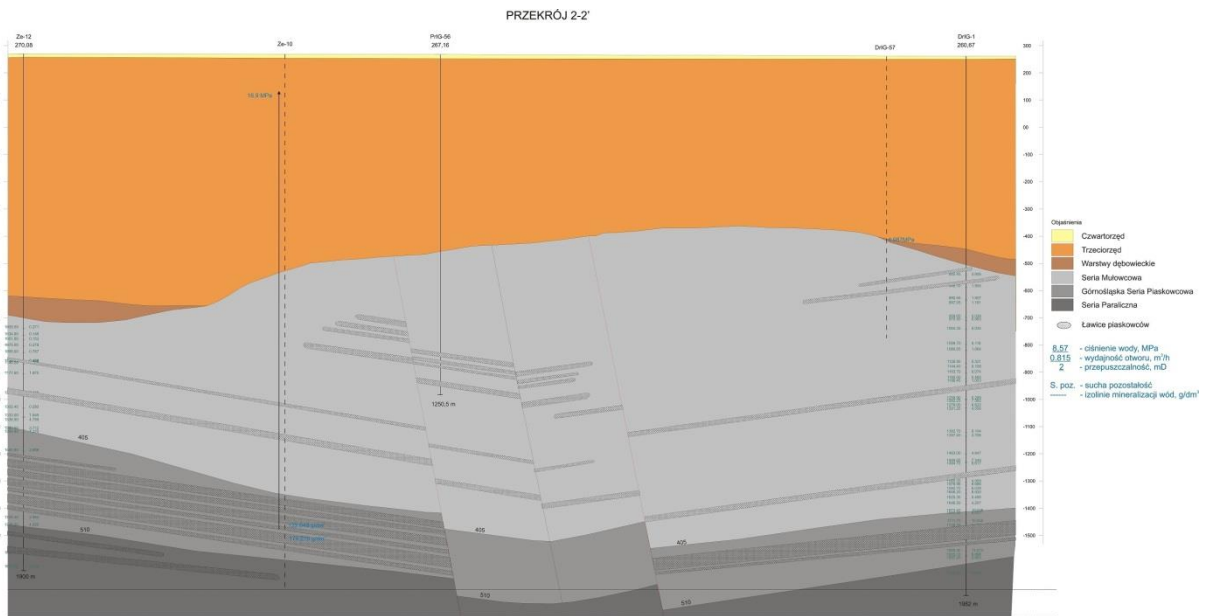
Lokalizacja przekrojów hydrogeologicznych w rejonie zbiornika 1



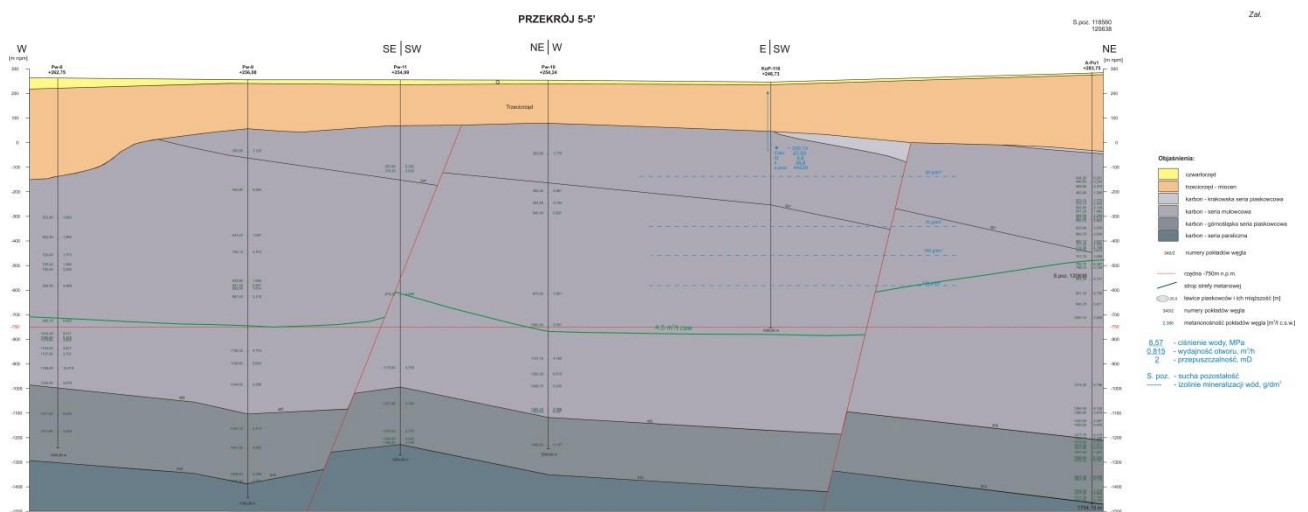
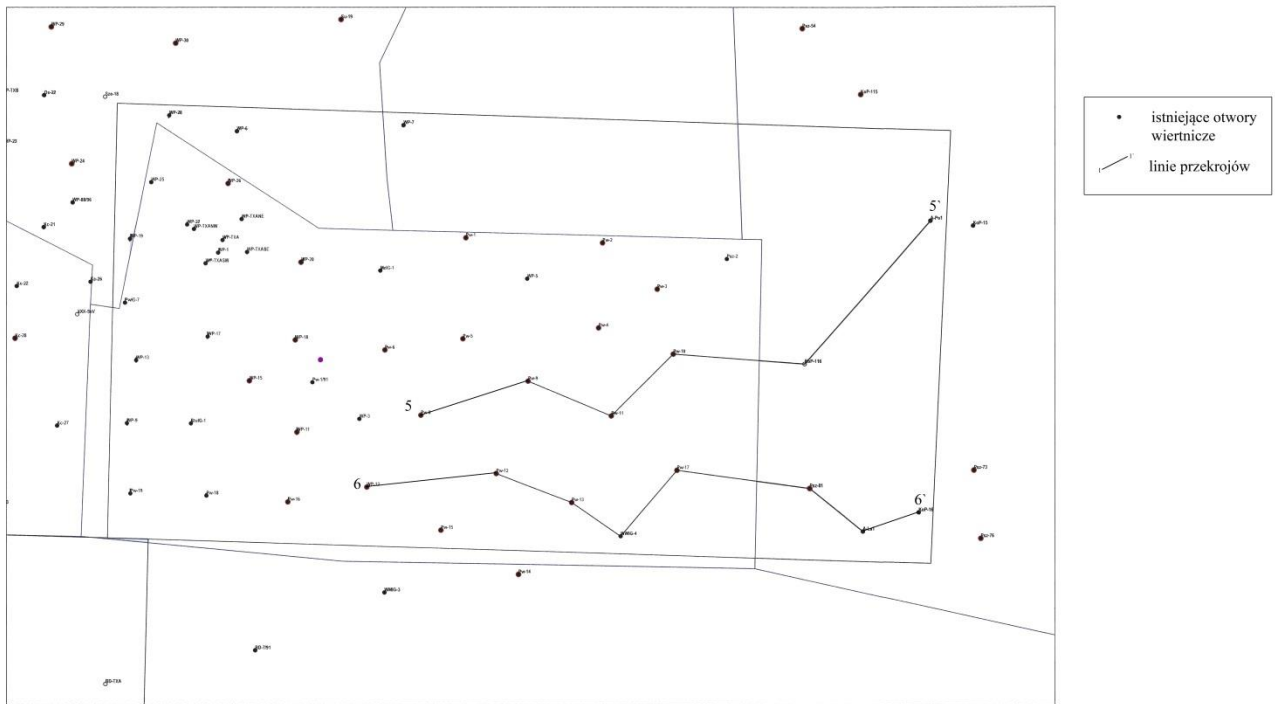
Zał. 2



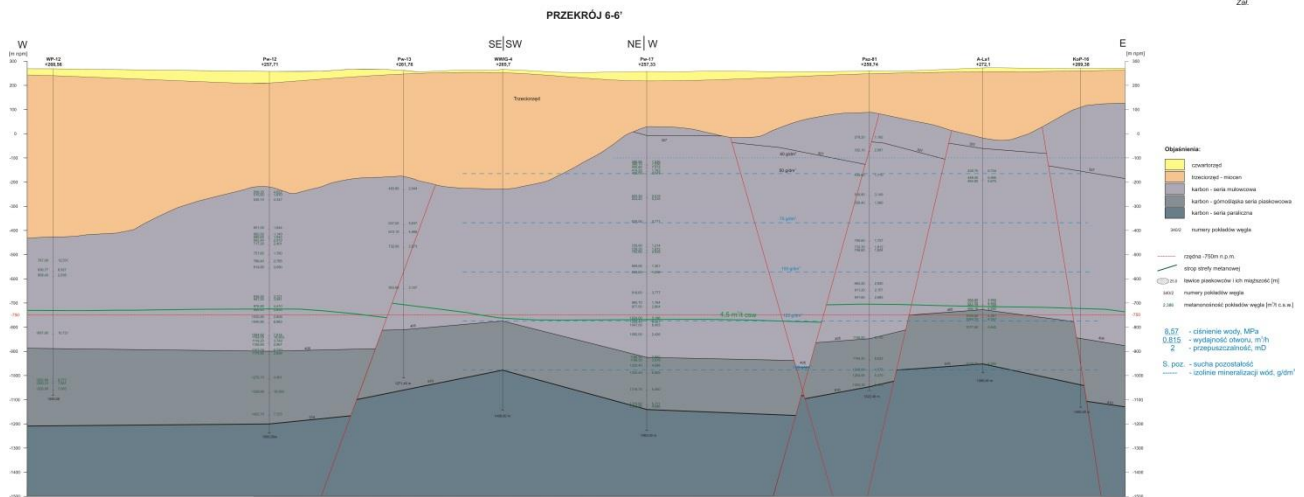
Zał. 3



Lokalizacja przekrojów hydrogeologicznych w rejonie zbiornika 2

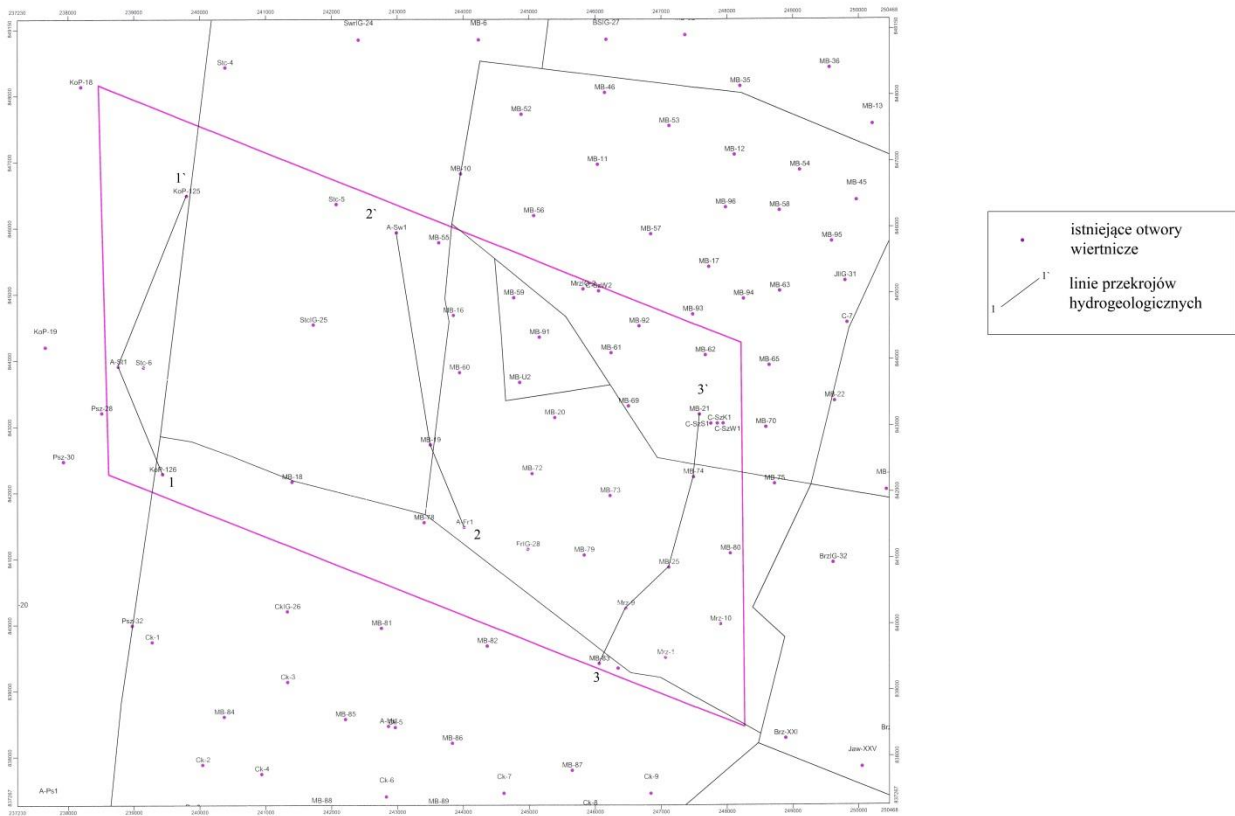


Zał. 6



Zał. 7

Lokalizacja przekrojów hydrogeologicznych w rejonie zbiornika 3



Zał. 8

