

Wody podziemne głębokich systemów krążenia na Niżu Polskim

Leszek Bojarski*, Andrzej Sadurski*

Wody podziemne hydrogeologicznych pięter paleozoiku i mezozoiku wyróżniają się bardzo dużym zróżnicowaniem mineralizacji począwszy od wód zwykłych (słodkich) w strefach wychodni pod serią skał czwartorzędowych, do silnie stężonych solanek — roztworów niemal nasyconych w partiach osiowych struktur nieckowych. Geneza wód oraz zmienność mineralizacji i składu chemicznego zależy w dużym stopniu od budowy geologicznej Niżu Polskiego, charakteru litologicznego warstw wodonośnych (tzw. skał zbiornikowych), geometrii tych warstw w basenie sedymentacyjnym w stosunku do obszarów zasilania i drenażu oraz od miąższości kompleksów skał nieprzepuszczalnych. Ważnym elementem dla zasięgu ich systemów krążenia i kierunku przepływu wód podziemnych lub w skrajnym przypadku ich stagnacji, są gradienty ciśnień złożowych w profilu pionowym i rozkład przestrzenny przewodnictwa wodnego (oporów hydraulicznych) w ośrodku skalnym. W starszych piętrach hydrogeologicznych notowane są anomalne ciśnienia złożowe solanek.

Słowa kluczowe: wody mineralne, wody głębinowe, systemy krążenia wód podziemnych

Leszek Bojarski & Andrzej Sadurski — Deep connate groundwater of the Polish Lowlands. *Prz. Geol.*, 48: 587–595.

Summary. The groundwaters occurring in the Palaeozoic and Mesozoic strata reveal a great differentiation of TDS (total dissolved solids) in range from the fresh waters in the outcrop region, below the Quaternary deposits, to the almost saturated brines in the central parts of the sedimentary basins. A great influence on TDS variability, the chemical composition and water origin is connected with geostructures, lithological composition of the aquifer, position of the aquifer in relation to recharge area and with the thickness of the aquitards or aquicluds in the geological profiles. The changes of hydraulic head value of the deep connate groundwater, distribution of transmissivity and particular their anomalies is the very important factor for the determination of the water flow direction or their stagnation. In the older — paleozoic aquifers — the anomalies of pressure are stated.

Key words: mineralized waters, deep aquifer waters, groundwater circulation systems

Analizę występowania wód podziemnych i ich obiegu w głębokich systemach hydrogeologicznych pięter paleozoiku i mezozoiku przeprowadzono na podstawie kilku tysięcy wyników uzyskanych z opróbowania głębokich otworów badawczych, poszukiwawczych i hydrogeologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz Górnictwa Naftowego w latach 1958–1998. Wody głębokiego krążenia rozumiane są zamiennie jako wody głębinowe w sensie podanym przez Rośłońskiego (1927) i Pazdro (1977). Dawniej utożsamiano je z wodami stagnującymi, wyłączonymi z obiegu. W centralnych, najgłębszych strefach basenów sedymentacyjnych mogą być rozpatrywane jako wody stagnujące, praktycznie nie podlegające wymianie. W strefach wychodni podczwartorzędowych warstw mezozoiku i paleozoiku są zasilane pośrednio na obszarze Niżu, a występujące w nich wody mają niską mineralizację. Rozkład mineralizacji oraz typ chemiczny wód głębinowych świadczy o ich bardzo powolnym przepływie i wysłodzeniu (rozcieńczeniu) w obszarach zasilania (strefach alimentacyjnych).

Zmienność hydrogeologiczną i hydrodynamiczną przedstawiono dla kompleksów skał obejmujących poziomy stratygraficzne występujące pomiędzy dnem basenu, jakim jest podłoże krystaliczne, cechsztynem wykształconym w facji salinarnej, a górną częścią basenu, gdzie w jurze i kredzie są zaznaczone wyraźne obszary zasilania. Obszary te wyróżniają się niską mineralizacją wód podziemnych w tych piętrach i w wielu miejscach zaliczono je do głównych zbiorników wód podziemnych (Kleczkowski, 1990). Stężenia wód i solanek podano na mapach mineralizacji dla wybranych poziomów: kambru,

cechsztynu, jury dolnej i kredy dolnej (ryc. 1–4). Analizę systemów występowania i wymiany wód w piętrach paleozoiku i mezozoiku w aspekcie zasobów energii geotermalnej niżu podano w pracach Góreckiego (1990, 1995).

Skład chemiczny wód podano według klasyfikacji Bojarskiego opartej na zasadach sformułowanych przez Sulina (1948). Postępujący w czasie stopień przemian chemicznych w układzie woda–ośrodek skalny, wyrażony zmniejszającym się stosunkiem r_{Na}/r_{Cl} świadczy o reliktowym charakterze wód i odizolowaniu ich od strefy wymiany wód. Natomiast występowanie solanek silnie stężonych (powyżej 200 g/dm^3) o zawartości NaCl powyżej 90% sumy rozpuszczonych składników lub zawartości jonu Mg^{2+} powyżej 30% mvali sumy kationów, świadczy o zachodzących wtórnych procesach ługowania soli kamiennych lub potasowo-magnezowych. Występowanie wód typu HCO_3^-Na świadczy o istnieniu powolnej wymiany wód w górnej części basenu, dominującej wymianie jonowej Ca–Na i braku wyraźnej ascenzji solanek z podłoża.

Paleozoiczny kompleks hydrogeologiczny

Wśród skał kompleksu paleozoicznego reprezentatywnymi poziomami zbiornikovymi są utwory kambru środkowego, dewonu dolnego i środkowego, dewonu górnego, karbonu, czerwonego spągowca — saksonu oraz poziomu dolomitu głównego cechsztynu. Utwory ordowiku oraz miąższa seria łupków graptolitowych syluru stanowią ważny kompleks skał nieprzepuszczalnych, spełniających rolę ekranów, izolujących poziomy wodonośny kambru od młodszego paleozoiku.

Kambryjskie piętro hydrogeologiczne. Warstwy najstarszego paleozoiku są reprezentowane przez osady kambru środkowego o dobrych właściwościach zbiornikowych, rozumianych w sensie hydrogeologicznym jako porowa-

* Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, asad@pgi.waw.pl

tość aktywna i przewodnictwo wodne. Przewodnictwo warstw wynosi do 200 mD. W płytszych częściach basenu, do głębokości ok. 2000 m, są to piaskowce drobnziarniste, które w jego głębszych częściach od 2000 do 5200 m — przechodzą stopniowo w piaskowce kwarcytowe, silnie zdiagenezowane i pozbawione przepuszczalności pierwotnej. Utwory kambru zbadano we wschodniej, przyplatformowej części Niżu Polskiego, w obrębie obszaru lubelskiego, obniżenia podlaskiego, niecki warszawskiej i syneklizy bałtyckiej łącznie z wyniesieniem Łeby, według podziału Kotańskiego i Mizerskiego (Kotański & Mizerski, 2000). Prawie na całym obszarze są one wypełnione solankami o dość stabilnej mineralizacji w granicach 200–240 g/dm³; tylko w brzeźnych częściach basenów stwierdzono mniejszą mineralizację wód (ryc. 1). Na kontakcie z obszarami zasilania, jakimi są wyniesienie mazursko-suwalskie i wyniesienie zrębowe, stwierdzono w obrębie obniżenia podlaskiego wody zwykle (słodkie) o mineralizacji 0,12–1,0 g/dm³. W północno-wschodniej części obszaru lubelskiego jest notowane wysłodzenie wód do mineralizacji kilku g/dm³ (Bojarski, 1996). Solanki w utworach kambru charakteryzują się wysokim stopniem przeobrażeń chemicznych wyrażonym niskim stosunkiem $r_{Na/rCl} < 0,50$ i $Cl/Br < 300$ oraz silnym nasyceniem gazem ziemnym. Są to solanki typu Cl–Ca–Na, Br, J o charakterze wód reliktowych i o maksymalnych zawartościach bromu do 2560 mg/dm³ oraz jodu do 20 mg/dm³. Utwory kambru leżą w strefie niskich ciśnień złożowych o maksymalnej wartości $G = 1,14 \times 10^3$ hPa/10 m, spotykanych w obrębie wyniesienia Łeby.

Utwory kambru są przykryte serią łupków sylurskich o miąższości do 2000 m, spełniających rolę skał uszczelniających w sensie regionalnym, co uniemożliwia przemieszczanie się solanek. Jedynie powolny przepływ solanek może następować od strony niecki warszawskiej w kierunku obniżenia podlaskiego wypełnionego wodami zwykłymi typu HCO₃–Na i o mineralizacji poniżej 1 g/dm³. Wzrost gradientów ciśnień w obszarze występowania wód zwykłych w utworach kambru i ordowiku, na skłonie obszaru zasilania, świadczy o przewadze procesu infiltracji — przesączania wód nad ascencją z głębszych części basenu. Wynika to z położenia basenu, który z trzech stron otoczony jest obszarami alimentacyjnymi, powodującymi dużą odnawialność zasobów wód piętra kambryjskiego, a tylko z jednej strony, zachodniej, może występować ascencja silnie stężonych solanek.

Dewońskie piętro hydrogeologiczne

Dewon dolny i środkowy. Warstwy dewonu dolnego i środkowego tworzą kompleks skał o zbliżonych warunkach zbiornikowych, różniący się jednak krańcowo od utworów dewonu górnego. Kompleks ten jest zbudowany na ogół ze skał wykształconych w facji terygeniczej, przy czym w niektórych ogniwach dewonu środkowego poziomami zbiornikowymi są dolomity, a liczne wkładki anhydrytu spełniają, podobnie jak ilowce, rolę skał izolujących. Generalizując, skały te wykazują słabe i średnie właściwości zbiornikowe, o przepuszczalności od 5 do 50 mD i tylko w skrajnie brzeźnych częściach basenu następuje wyraźna ich poprawa.

W obrębie Niżu Polskiego parametry hydrogeologiczne warstw dewonu dolnego i środkowego rozpoznano w profilach głębokich otworów wiertniczych w dwóch obszarach:

1 — obszar lubelski z południową częścią niecki warszawskiej i północnym obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich,

2 — obszar niecki pomorskiej ze strefą kontaktową antyklinorium pomorskiego.

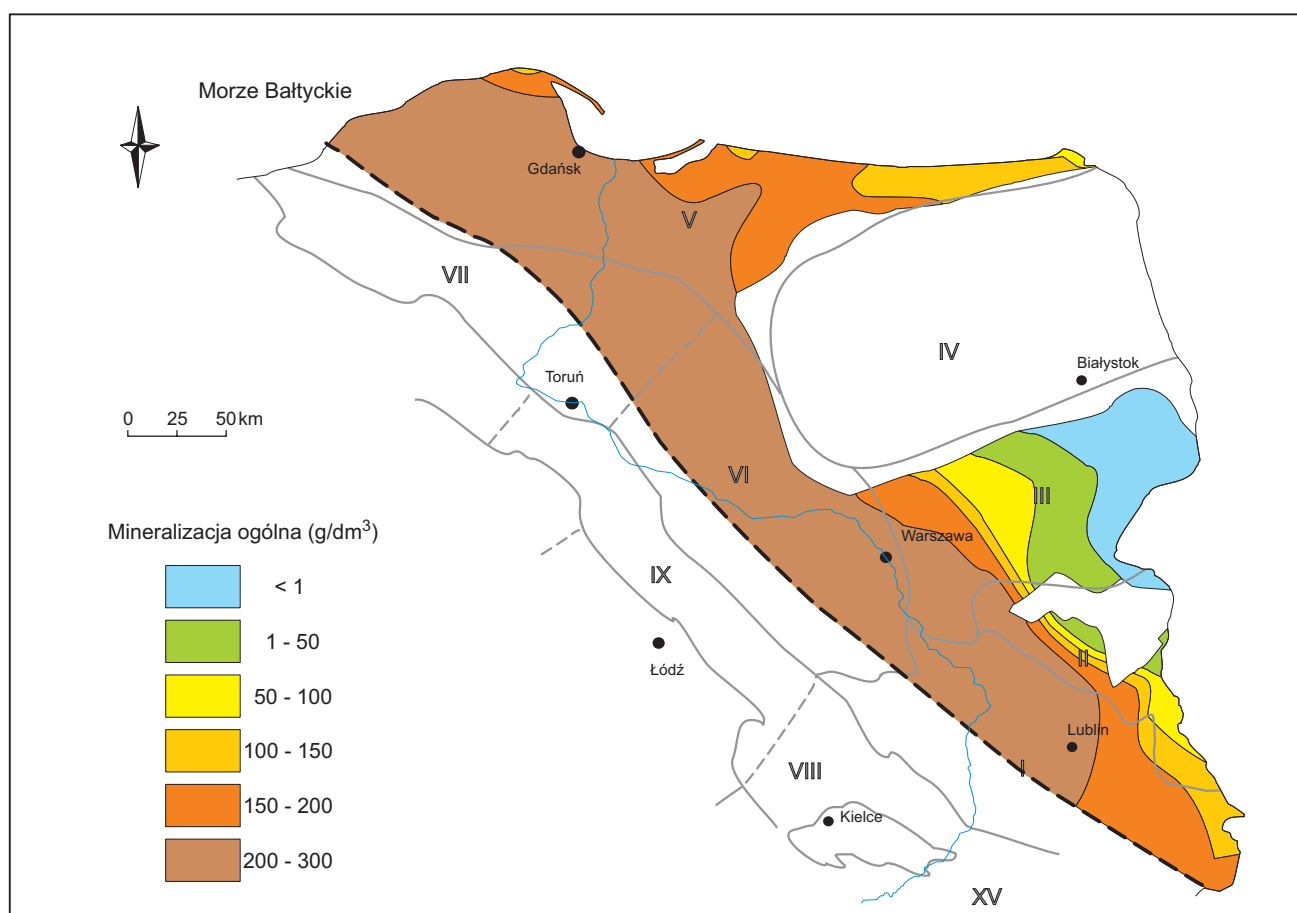
W pierwszym obszarze warstwy dewonu wypełnione są solankami, o dominującej mineralizacji do 150 g/dm³ i tylko w głębszych częściach basenu, w kilku przypadkach osiągają wartość 200 g/dm³. Na kontakcie z obszarami zasilania następuje wyraźne, ale niecałkowite ich wysłodzenie. We wschodniej części obszaru lubelskiego, na skłonie wyniesienia zrębowego występują wody o mineralizacji 35÷50 g/dm³. Są to solanki na ogół typu chlorowo-sodowego i chlorowo-sodowo-wapniowego, zawierające brom w ilościach do 965 mg/dm³ i jod do 17 mg/dm³. W brzeźnych częściach basenu występują wody słabo zmineralizowane i zwykle typu wodorowęglanowo-sodowego. Z uwagi na dużej miąższości serię skał nieprzepuszczalnych old-redu nie obserwuje się zasolenia tego poziomu solankami z podłoża. Wody zwykle występują w płytko zalegających poziomach skał zbiornikowych dewonu w obrębie Gór Świętokrzyskich.

W drugim obszarze utwory dewonu dolnego i środkowego zostały selektywnie zbadane tylko w kilku otworach położonych na terenie niecki pomorskiej i antyklinorium pomorskiego. Większość wyników opróbowania pochodzi z poziomów badanych łącznie z dewonem górnym, czerwonym spagowcem lub ordowikiem. W stosunku do obszaru lubelskiego mineralizacja solanek jest znacznie wyższa i waha się na ogół od 220 do 290 g/dm³, przy większym stopniu przeobrażenia chemizmu wód, wyrażonym spadkiem stosunku $r_{Na/rCl}$ w granicach 0,60–0,52 charakterystycznym dla wód reliktowych. Są to wody typu Cl–Ca–Na i Cl–Ca o maksymalnej zawartości bromu 1997 mg/dm³ i jodu 61 mg/dm³. Znaczne odizolowanie wód od strefy ich wymiany jest potwierdzone wysokimi gradientami ciśnień złożowych o wartości do $1,51 \times 10^3$ hPa/10 m. Najmniejszą mineralizację wód 170 g/dm³, stwierdzono na kontakcie niecki pomorskiej z syneklizą bałtycką.

Dewon górny. Dewon górny występuje w tych samych miejscach Niżu Polskiego jak dewon dolny i środkowy, tylko w bardziej ograniczonym zasięgu. W obrębie obszaru lubelskiego ogranicza się do rowu lubelskiego, z wyraźną luką w środkowej jego części o charakterze tektoniki blokowej. Utwory dewonu górnego tworzą serię skał węglanowych o różnej zawartości minerałów ilastych i o miąższości do 2100 m. Najlepszymi poziomami zbiornikowymi są kawerniste wapienie franu o przepuszczalności do kilku tysięcy mD i lokalnie występujące na Lubelszczyźnie piaskowce warstw hulczańskich, których przepuszczalność nie przekracza 50 mD. Mięższa seria wapieni gruzłowych i pasiastych famenu przesycona ropą naftową, na ogół jest nieprzepuszczalna i spełnia rolę skał uszczelniających — geomembran. Szczelinowo-kawernisty charakter wapieni franu ogranicza krążenie wód do lokalnych struktur geologicznych.

Na obszarze lubelskim mineralizacja wód waha się od 120 do 207 g/dm³, a w strefach brzeźnych spada nawet do 70 g/dm³. Są to słabo „zmetamorfizowane” solanki chlorowo-sodowe o podwyższonej zawartości jodu do 17 mg/dm³, wykazujące bardzo niskie gradienty ciśnień, w granicach $0,35–1,05 \times 10^3$ hPa/10 m, co świadczy o słabej dynamice wód basenu dewońskiego i niekorzystnych warunkach dla głębokiego krążenia wód podziemnych.

Całkowicie odmiennymi warunkami charakteryzują się warstwy dewonu górnego niecki pomorskiej i wału



Ryc. 1. Mapa mineralizacji wód w utworach kambru. Obszary wód o mineralizacji ogólnej w g/dm^3 . Rejonizacja wg Kotańskiego i Mizerskiego (2000); I — obszar lubelski; II — wyniesienie zrębowe podlasko-lubelskie; III — obniżenie podlaskie; IV — wyniesienie mazursko-suwałskie; V — synekliza bałtycka; VI — niecka warszawska; VII — niecka pomorska; VIII — obszar Świętokrzyski; IX — odcinek kujawski antyklinoorium; X — antyklinoorium pomorskie; XI — niecka łódzka (łącznie z niecką miechowską); XII — niecka mogileńska; XIII — niecka szczecińska; XIV — monoklina przedsudecka; XV — zapadlisko przedkarpackie

Fig. 1. Map of mineralization of waters in the Cambrian. Areas with groundwaters of TDS given in g/dm^3 . Regional structures of Poland after Kotański and Mizerski (2000); I — Lublin Area; II — Podlasie-Lublin Elevation; III — Podlasie Depression; IV — Mazury-Suwałki Elevation; V — Baltic Syncline; VI — Warsaw Trough; VII — Pomeranian Trough; VIII — Holy Cross Mts. Area; IX — Kujawy segment of Mid-Polish antyclinoorium; X — Pomeranian Swell; XI — Łódź Trough (Miechów Trough included); XII — Mogilno trough; XIII — Szczecin Trough; XIV — Fore-Sudetic Monocline; XV — Carpathian Foredeep

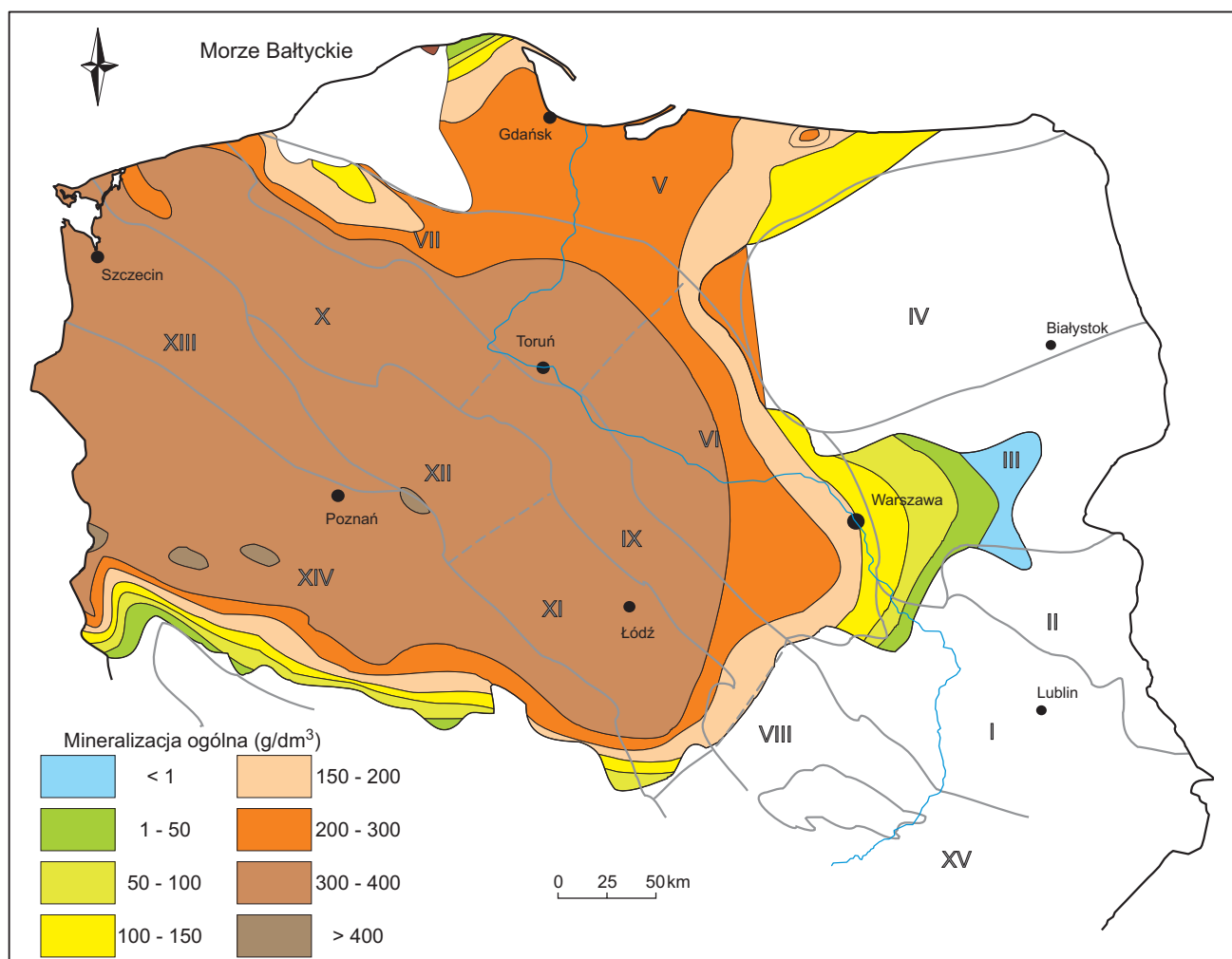
pomorskiego, gdzie mineralizacja wód jest znacznie wyższa i waha się na ogół od 200 do 250 g/dm^3 , przy zawartości bromu do 2173 mg/dm^3 i jodu aż do 148 g/dm^3 . W głębszych częściach basenu stwierdzono wysokie gradienty ciśnień złożowych o maksymalnej wartości $G = 2,09 \times 10^3 \text{ hPa}/10 \text{ m}$. Solanki dewonu górnego, o wysoko zmienionym chemizmie, znajdujące się w strefie anomalnie dużych ciśnień złożowych, mogą mieć możliwości ascenzyjnego przesączania się do wyżej leżących warstw czerwonego spagowca, szczególnie w strefie ich wkliniowywania. W otworze Unisław IG-1, Państwowy Instytut Geologiczny odkrył na głębokości 5000 m małe złożo ropy naftowej o wartości nieprzemysłowej i bardzo wysokim ciśnieniu złożowym, ok. $1000 \times 10^3 \text{ hPa}$.

Karbońskie piętro hydrogeologiczne

Osady karbonu rozprzestrzeniają się w południowo-wschodniej i północno-zachodniej części Nizy Polskiego oraz lokalnie

na monoklinie przedsudeckiej. Tworzą one kompleks skał piaskowcowo-mułowcowo-ilastych z wkładkami węglanów. Podstawowym poziomem zbiornikowym są piaskowce namuru i westfalu, głównie o przepuszczalności porowej, a podrzędnie szczelinowatej, o przepuszczalności od kilkunastu do kilkuset mD. Utwory westfalu oraz niżej znajdujące się utwory namuru mają dobrą przepuszczalność, co umożliwia powolne krążenie i wymianę wód, typowe dla utworów paleozoicznych.

W części południowo-wschodniej, w obrębie obszaru lubelskiego, obniżenia podlaskiego i niecki warszawskiej stwierdzono ogromne zróżnicowanie mineralizacji wód, od 0,4 do 282 g/dm^3 . Na całym prawie obszarze lubelskim i podlaskim występują wody zmineralizowane i słabo zmineralizowane o niskich gradientach ciśnień $G = 0,90 \times 10^3$ do $1,02 \times 10^3 \text{ hPa}/10 \text{ m}$. Na kontakcie z niecką warszawską i w jej obrębie następuje wzrost mineralizacji powyżej wartości 200 g/dm^3 oraz jest obserwowana zmiana typu wód od $\text{HCO}_3\text{-Na}$ do Cl-Na i Cl-Ca , przy wskaźniku



Ryc. 2. Mapa mineralizacji wód w utworach cechsztynu, wartości podano w g/dm³. Inne objaśnienia podano na ryc. 1
 Fig. 2. Map of mineralization of waters in the Zechstein, values given in g/dm³. Other explanations on the fig. 1

$rNa/rCl = 0,80-0,42$ oraz zawartości bromu do 2550 mg/dm³ i jodu do 32 mg/dm³. W głębszej części niecki warszawskiej następuje też wzrost gradientu ciśnień złożowych do $1,15 \times 10^3$ hPa/10 m.

W północno-zachodnim obszarze, w obrębie niecki szczecińskiej i antyklinalium pomorskiego oraz lokalnie na monoklinie przedsudeckiej i w centralnej części niecki mazowieckiej mineralizacja wód przyjmuje wysokie wartości. Występują tu silnie stężone solanki o stabilnej mineralizacji od 200 do 316 g/dm³ i o wysokim stopniu przeobrażenia chemizmu wód. Stwierdzone tu po raz pierwszy solanki o charakterze ługów solnych, przy wyraźnej różnicy mineralizacji i ciśnień złożowych, mogą być wzbogacane solankami z utworów permu, gdzie występują znacznie wyższe ciśnienia złożowe (Szpakiewicz, 1983). W selektywnie badanych poziomach utworów karbonu, ciśnienia złożowe są wyższe niż w niecce warszawskiej, a maksymalne gradienty ciśnień wynoszą tu: $1,35 \times 10^3$ hPa/10 m.

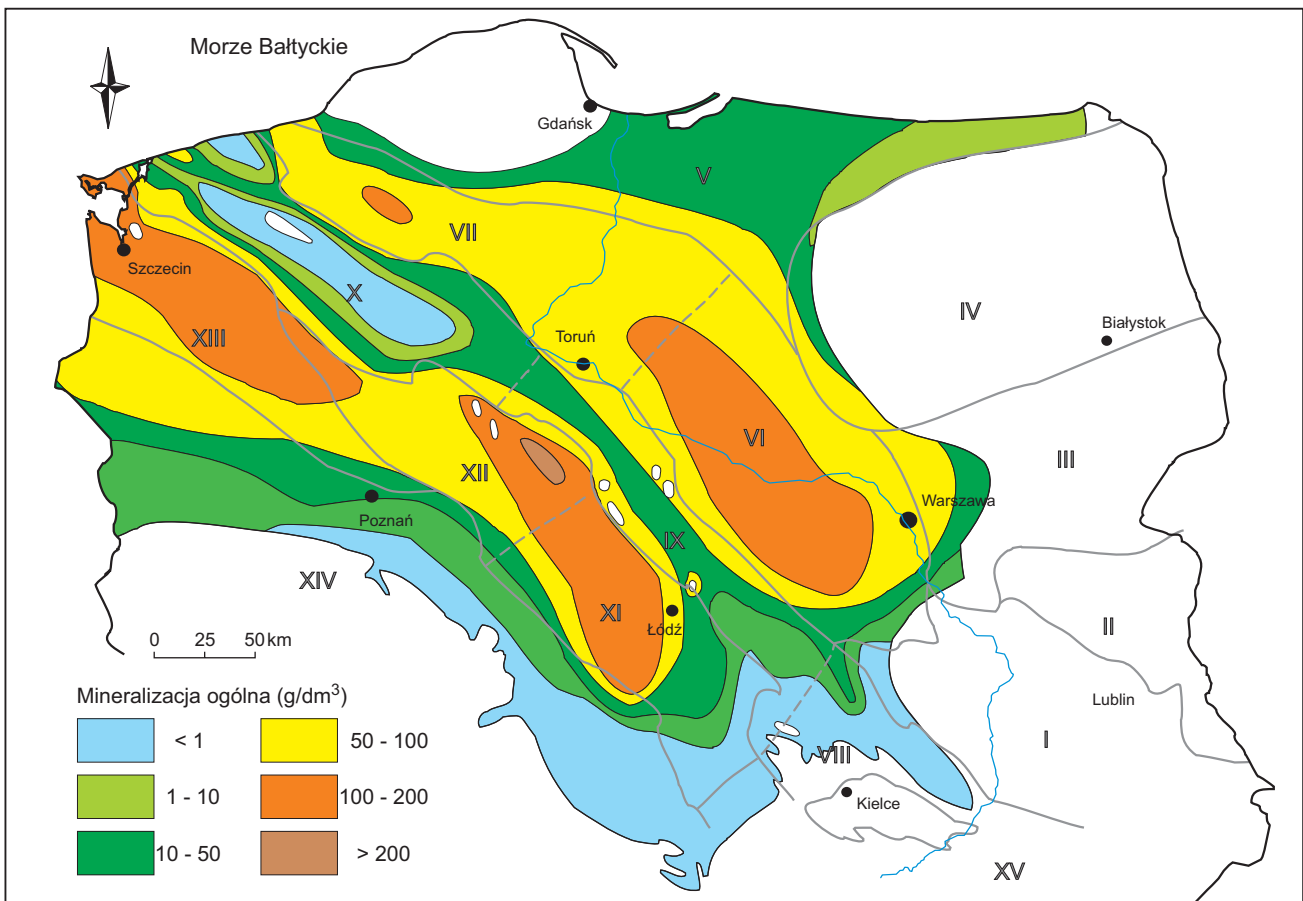
Permskie piętro hydrogeologiczne

Poziomy wodonośny permu są rozpatrywane w literaturze hydrogeologicznej łącznie dla czerwonego spągowca

i cechsztynu z uwagi na wspólne ich opróbowanie w otworach poszukiwawczych ropy i gazu. Warstwy czerwonego spągowca są podstawowym poziomem gazonośnym w obrębie Niżu Polskiego. Odkryto do tej pory 72 złoża gazu ziemnego. Podstawowymi kompleksami skał o właściwościach zbiornikowych są piaskowce i częściowo zlepieńce, głównie o przepuszczalności porowej, zaliczone do saksonu — górnego czerwonego spągowca.

Czerwony spągowiec. Basen permski z poziomami czerwonego spągowca obejmuje duży obszar Niżu Polski, jednakże w strefie przyplatformowej całkowicie brak jest osadów w rowie lubelskim, na wyniesieniu mazursko-suwalskim oraz częściowo w obrębie niecki warszawskiej, w syneklizie bałtyckiej i niecce pomorskiej. Lokalnie brak jest saksonu w obrębie wału wolsztyńskiego na monoklinie przedsudeckiej.

We wschodniej części Niżu Polskiego, w obniżeniu podlaskim i częściowo w syneklizie bałtyckiej występują silnie zredukowane, nawet do kilku metrów, osady czerwonego spągowca, wypełnione solankami o mineralizacji w granicach 50–250 g/dm³. Jedynie w skrajnie wschodniej części obniżenia podlaskiego stwierdzono wody o niskiej mineralizacji, poniżej 10 g/dm³. Istnieje prawdopodobieństwo, że występują tu również wody zwykłe (słodkie), co



Ryc. 3. Mapa mineralizacji wód w utworach jury dolnej, wartości podano w g/dm³. Inne objaśnienia podano na ryc. 1
Fig. 3. Map of mineralization of groundwaters in the Lower Jurassic, values given in g/dm³. Other explanations on the fig. 1

nie zostało jednak dotychczas potwierdzone wynikami głębokich wierceń.

Zasadniczy obszar występowania osadów permskich na Niżu Polskim znajduje się na zachód od linii T-T i przechodzi on na obszar Niemiec. W centralnej części basenu permckiego, obejmującej antyklinorium kujawsko-pomorskie i nieckę łódzko-mogileńsko-szczecińską poziomy czerwonego spągowca występują na głębokości 6500 m i nie zostały dotychczas rozpoznane w otworach wiertniczych. Dopiero w rejonie Bydgoszczy, Piły i Czaplinka, gdzie występują one znacznie płycej, na głębokości 5000–3500 m zostały udokumentowane w profilach wierceń. Największa stwierdzona miąższość osadów czerwonego spągowca wynosi ok. 1500 m, przy czym w głębszych częściach basenu przepuszczalność skał jest bardzo mała, poniżej 1 mD, wyraźnie natomiast wzrasta ona ku brzegowi monokliny przedsudeckiej w rejonie bloku przedsudeckiego, gdzie wynosi od 50–300 mD.

Solanki o bardzo wysokiej mineralizacji, od 250 do 370 g/dm³ w osadach permu rozprzestrzeniają się prawie na całym obszarze centralnej i zachodniej części Niżu Polskiego. Są to na ogół solanki reliktywne o korzystnym wskaźniku przeobrażenia ich chemizmu, wyróżniające się wskaźnikami $r_{Na/rCl} = 0,30-0,55$ i Cl/Br poniżej 200. W obrębie struktur silnie zdyslokowanych, stwierdzono solanki o charakterze ługów o stężeniu NaCl powyżej 85% sumy rozpuszczonych składników. Występowanie wielu złóż gazu ziemnego oraz solanek reliktywnych świadczy o dobrym ich odizolowaniu od strefy wymiany wód, do czego przyczynia się kompleks nieprzepuszczalnych skał

cechsztynu o dużej miąższości, wykształconych w facji salinarnej. Z pierwiastków biofilnych, brom osiąga w nich stężenie do 2700 mg/dm³ a jod do 60 mg/dm³.

Warunki ciśnieniowe są stabilne, o czym świadczą gradienty ciśnień złożowych wahające się na ogół od $1,05 \times 10^3$ do $1,25 \times 10^3$ hPa/10 m. Jedynie w głębszych częściach basenu na kontakcie niecki pomorskiej i antyklinorium pomorskiego gradienty ciśnień wzrastają do wartości $G = 2,00 \times 10^3$ hPa/10 m oraz na kontakcie niecki szczecińskiej i monokliny przedsudeckiej zwiększają się do wartości ok. $1,50 \times 10^3$ hPa/10 m. Nie są to jednak wartości obserwowane powszechnie w skali regionalnej.

Leżące wyżej osady cechsztynu zawierają roztwory o większej mineralizacji i o znacznie wyższym ciśnieniu złożowym. Genezę solanek o tak dużej mineralizacji można dla pewnych regionów wiązać z zasoleniem inwersyjnym, pochodzącym z wyżej leżących warstw cechsztynu w warunkach istnienia dyslokacji.

W wyniku różnicy ciśnień w obrębie jednego poziomu czerwonego spągowca można wyraźnie określić kierunek ascencji solanek z głębszej do płytszej części basenu. Granice ogromnego obszaru solanek nasyconych o mineralizacji powyżej 300 g/dm³ w utworach czerwonego spągowca zbliżają się do strefy wymiany wód w brzeżnej części basenu na kontakcie z wałem przedsudeckim, niecką łódzkiej z niecką miechowską oraz na granicy z obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich. Przy dobrej przepuszczalności skał czerwonego spągowca w brzeżnych częściach basenu permskiego proces ten może postępować szybciej i powoduje zapewne zasolenie młodszych pięter hydrogeologicznych.

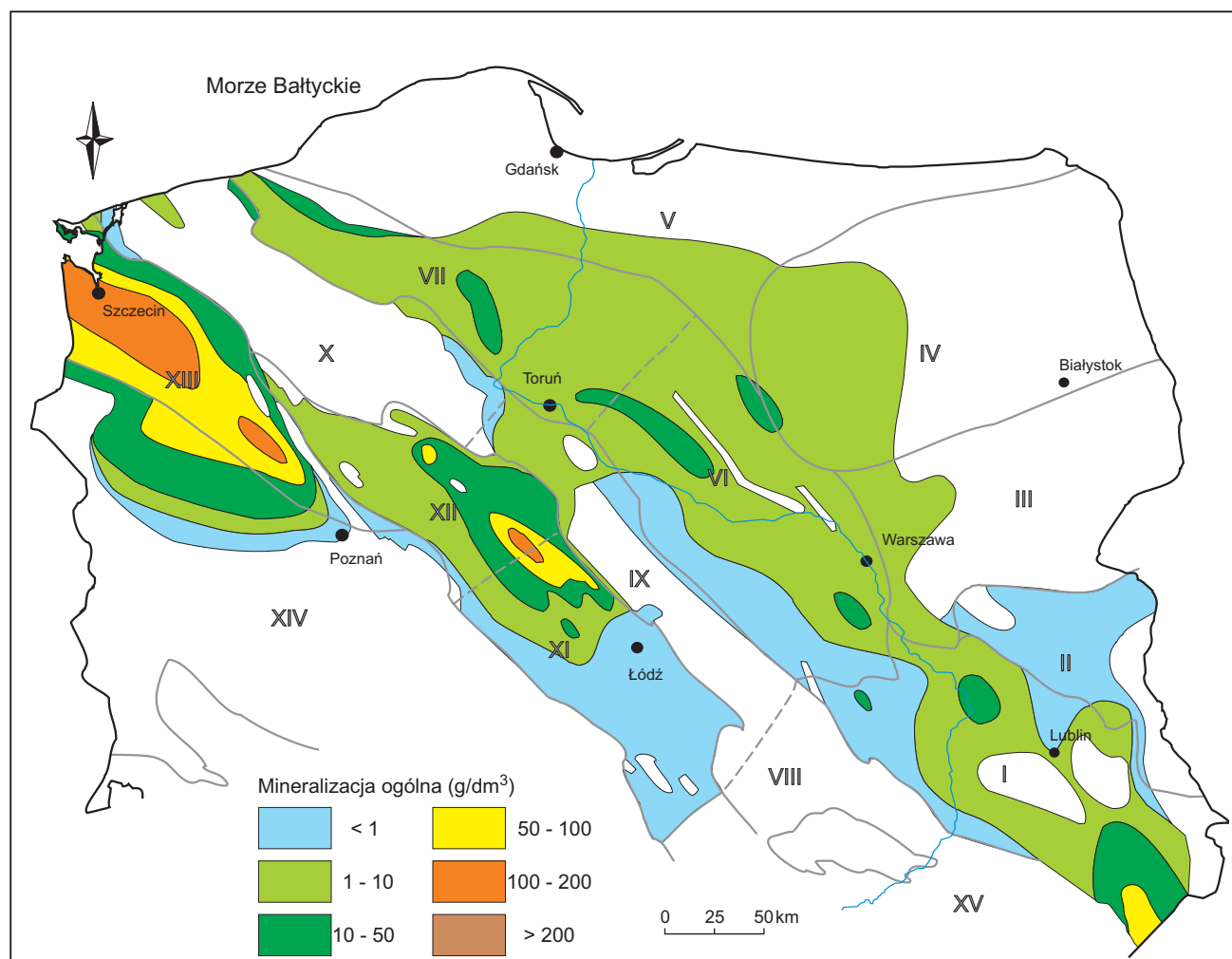
Cechsztyń. Poziom dolomitu głównego cechsztyń stanowi podstawowy poziom roponośny i drugorzędny poziom gazonośny na Niziu Polskim (ryc. 2). Wśród osadów cechsztyń o miąższości od kilkuset do 2200 m, stwierdzono anhydryty, sole, węglany i dolomity, występujące jako poziom dolomitu głównego. Najważniejszy poziom zbiornikowy ma zaledwie ok. 40 m miąższości i tylko lokalnie osiąga miąższość 200 m (Marek, 1997). Poziom dolomitu głównego jest typowym poziomem zbiornikowym o przepuszczalności szczelinowej, o wartości od kilkunastu do kilkuset tysięcy mD, związanej bezpośrednio ze strefami dyslokacyjnymi. Stwierdzono w nim też lokalnie przepuszczalność krasowo-szczelinowo-porową, np. w obrębie największego złoża ropy naftowej „Kamień Pomorski”. Oprócz dolomitu głównego występują jeszcze dwa poziomy węglanowe, jeden w spągu cechsztyń – Ca₁, badany łącznie z czerwonym spągowcem i drugi — dolomit płytowy Ca₂, na ogół nie mający właściwości zbiornikowych, z uwagi na bardzo niskie przewodnictwo wodne. Warstwy cechsztyń wykształcone w facji germańskiej, z kilkusetmetrowej miąższości pokładami soli kamiennych, rozprzestrzeniają się na całym obszarze Niziu Polskiego, za wyjątkiem platformy wschodnio-europejskiej, gdzie są silnie zredukowane.

Właściwy basen permski, gdzie utwory cechsztyń o miąższości do ok. 2200 m wykształcone w postaci 4 cyklotemów schodzą do głębokości 6500 m, obejmuje środkową

i zachodnią część Niziu Polskiego. W platformowej części basenu permskiego, w obniżeniu podlaskim, stwierdzono całkowite wysłodzenie wód, podczas gdy w syneklizie bałtyckiej mineralizacja solanek sięga 100–250 g/dm³.

Zasadnicza część basenu wypełniona jest solankami nasyconymi o stężeniu 300–400 g/dm³, a lokalnie dochodzi nawet do 482 g/dm³ i obejmuje 90% jego powierzchni (ryc. 2). Jedynie w skrajnie brzeżnych częściach basenu na kontakcie z blokiem przedsudeckim istnieje bardzo wąska strefa wód o mineralizacji do 50 g/dm³. Na kontakcie niecki pomorskiej z syneklizą bałtycką mineralizacja wód dochodzi do 150 g/dm³.

Jest to największy basen wypełniony solankami nasyconymi typu Cl–Ca–Na, Br, J na Niziu Polskim. Ma to decydujący wpływ na zasolenie wód w innych piętrach hydrogeologicznych. Na uwagę zasługuje ich ogromne rozprzestrzenienie, zajmujące prawie cały obszar basenu permskiego (ryc. 2). Skład chemiczny solanek jest bardzo zróżnicowany i zależy na ogół od rodzaju ługowanych złóż soli. Są to więc odizolowane solanki reliktywne o różnym stopniu przeobrażenia chemicznego o wskaźnikach rNa/rCl w granicach 0,40–0,60 oraz Cl/Br poniżej 200, należące do solanek o charakterze ługów magnezowo-chlorkowych, w których 50% sumy kationów stanowi Mg²⁺. Solanki o charakterze ługów powstały w strefach dyslokacyjnych, z którymi związane były na ogół złoża ropy naftowej i gazu ziemnego. Solanki nasycone



Ryc. 4. Mapa mineralizacji wód w utworach kredy dolnej, wartości podano w g/dm³

Fig. 4. Map of mineralization of waters in the Lower Cretaceous, values given in g/dm³

zawierają ogromne ilości bromu od 3700 do 5320 mg/dm³, co sporadycznie notowane jest w literaturze światowej. Maksymalne stężenia jodu w tych solankach wynoszą 70 mg/dm³. Wykorzystanie solanek do produkcji bromu i jodu utrudnia duża zawartość toksycznego H₂S.

W poziomie dolomitu głównego, poza jego brzeżnymi partiami i częścią monokliny przedsudeckiej istnieją rozległe strefy anomalnie wysokich ciśnień o gradientach G w granicach: $1,50 \times 10^3$ — $2,25 \times 10^3$ hPa/10 m. Ciśnienia złożowe są tu znacznie wyższe od ciśnień w niżej leżących warstwach czerwonego spągowca i wyżej leżących poziomach wodonośnych triasu. Genezę anomalnie wysokich ciśnień o wartości $G = 2,25 \times 10^3$ hPa/10 m wiąże się z późnym okresem ruchów laramijskich, kiedy powstawał wał kujawsko-pomorski wraz z licznymi strukturami, wysadami i poduszkami solnymi. Z uwagi na brak możliwości odpływu do młodszych poziomów solanki zostały w wyniku wzrostu ciśnienia geostatycznego wciśnięte w szczeliny dolomitu głównego i w warunkach dobrej izolacji przetrwały następne okresy geologiczne.

O znanym od dawna zjawisku zasolenia płytkich poziomów wodonośnych na monoklinie przedsudeckiej, świadczą nazwy miejscowości: Nowa Sól, Solnica, Solnik, Osola, Osole, Solniki Wlk., Nowy Solec, itd. Na Niżu Polskim podczas prac wiertniczych stwierdzono kilkadziesiąt erupcji lub samowypływów solanek, gazu ziemnego i ropy naftowej z dużą ilością toksycznego H₂S z pięttra permskie-

Kompleks mezozoiczny

Utwory pstrego piaskowca, jury dolnej i kredy dolnej reprezentowane przez piaskowce i piaski, znane są jako zasobne poziomy wodonośne. Mają one głównie przepuszczalność porową, a wapienie jury górnej — przepuszczalność szczelinowo-krasową (Marek & Bojarski, 1983).

Warunki hydrogeologiczne są w nich mniej zróżnicowane i bardziej stabilne niż w utworach paleozoiku (Dowgiało, 1971). Jedynie w osadach pstrego piaskowca występują solanki nasycone o mineralizacji do 360 g/dm³, wyróżniające się strefami anomalnie wysokich ciśnień, ale o znacznie mniejszym rozprzestrzenieniu niż solanki w warstwach paleozoiku. Solanki w osadach jury dolnej i górnej oraz kredy dolnej odpowiednio, mają coraz mniejszą mineralizację i mniejsze wartości gradientów ciśnień, znacznie natomiast powiększają się obszary występowania wód zwykłych (Paczyński & Płochniewski, 1996).

Triasowe piętro hydrogeologiczne. Warstwy triasu na Niżu Polskim są wykształcone w bardzo zróżnicowanej facji. Pstry piaskowiec jest reprezentowany przez serię piaskowcowo-mułowcowo-ilałą a jego górna część — ret, jest znana ze skał węglanowych. W triasie środkowym — wapień muszlowy nawiercono skały węglanowe, a w triasie górnym, w kajprze — serię mułowcowo-ilałą z wkładkami wapieni, anhydrytów oraz soli kamiennych na Kujawach i Pomorzu. Obszarami zasilania poziomów wodonośnych triasu i jednocześnie rozcieńczania solanek w basenie triasowym jest blok przedsudecki, północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, wyniesienie zrębowe, wyniesienie mazursko-suwalskie oraz wyniesienie Łeby, gdzie stwierdzono wyraźnie spadek mineralizacji wód. Rozcieńczanie to zachodzi w wyniku bardzo powolnego przesączania wód z młodszych pięter hydrogeologicznych.

Utwory triasu w centralnej części basenu w obrębie wału kujawskiego, w niecce warszawskiej i w niecce łódz-

kiej leżą na dużych głębokościach, w zasięgu ok. 1500–5000 m. Największe stwierdzone miąższości triasu wynoszą ok. 2300 m. W brzeżnych częściach basenu warstwy triasu występują na głębokości kilkaset metrów od powierzchni terenu, a ich miąższość ulega znacznej redukcji, do kilkudziesięciu metrów.

Warstwy triasu, a w szczególności osady piaskowca pstrego środkowego, są przebite całkowicie lub częściowo licznymi strukturami solnymi, które mogą mieć wpływ na wysoką mineralizację wód tego pietra. Struktury solne przebijające utwory mezozoiku a nawet trzeciorzędu ciągną się strefą o przebiegu NW–SE, wzdłuż wału kujawskiego i w niecce szczecińsko-mogileńsko-łódzkiej (Pożaryski, 1974). Są to bardzo duże struktury o długości kilkudziesięciu km i przeciętnej szerokości kilku kilometrów. Jedną z największych jest struktura solna Kłodawy o długości ok. 80 km i maksymalnej szerokości 15 km.

Mineralizacja ogólna wód wypełniających utwory piaskowca pstrego waha się w bardzo szerokich granicach: od wód zwykłych o mineralizacji 0,4 g/dm³ do solanek nasyconych o mineralizacji 415 g/dm³, przy stabilnych warunkach ciśnieniowych wyróżniających się na ogół niskimi gradientami ciśnień złożowych $G = 0,95 \times 10^3$ — $1,20 \times 10^3$ hPa/10 m, z wyjątkiem anomalii ciśnień stwierdzonej na kontakcie niecki warszawskiej ze skłonem struktury solnej Kłodawy. W rejonie tej anomalii uzyskano samowypływy solanki o mineralizacji 311 g/dm³, której ustabilizowane zwierciadło wody odpowiadało wysokości aż 800 m słu pa wody zwykłej powyżej powierzchni terenu a wartości gradientu G wynoszą $1,20 \times 10^3$ — $1,50 \times 10^3$ hPa/10 m.

Solanek nasyconych o bardzo wysokiej mineralizacji od 300 do 415 g/dm³ otoczone aureolą wód ascendujących z głębokich poziomów o mineralizacji 200–300 g/dm³. Obejmują one całą głębszą część basenu triasowego, wzdłuż ciągu struktur solnych. Występują tu solanki relikto-owe typu Cl–Ca–Na, Br, J o wysokim stopniu przeobrażenia składu chemicznego, o czym świadczy wskaźnik $r_{Na/rCl} = 0,33$ – $0,65$, a także lokalnie, solanki genetycznie związane z wtórnym ługowaniem złóż soli kamiennych o zawartości NaCl do 95% sumy rozpuszczonych składników. Maksymalne ilości bromu wynoszą w nich 3012 mg/dm³, a jodu 29 mg/dm³. W obrębie szczytowej części wyniesienia Łeby występują płytko, na głębokości 350 m warstwy triasu, kontaktujące się z pokładami soli cechszty- nu, wypełnione są solankami o mineralizacji 295–385 g/dm³ i należą do najbardziej nasyconych solanek w Polsce.

Jurajskie piętro hydrogeologiczne

Jura dolna. Warstwy jury dolnej wykształcone w postaci różnoziarnistych piaskowców są jednym z najbardziej zasobnych poziomów wód podziemnych na Niżu Polskim. Przepuszczalność porowa piaskowców wynosi na ogół od kilkuset do kilku tysięcy mD, a lokalnie nawet stwierdzono wartość kilkunastu tysięcy mD. W kilku obszarach Niżu Polskiego są one podstawowym poziomem wodonośnym i geotermalnym (Górecki, 1995).

Warstwy jury dolnej wykształcone są w postaci kilku naprzemianległych serii piaskowcowych i mułowcowo-ila- stych. W centralnych częściach wału kujawskiego, w niecce warszawskiej i w niecce łódzko-mogileńsko-szczecińskiej mają największe miąższości, do 1150 m i sięgają do głębokości ok. 3350 m. Całkowitej redukcji ulegają one na skłonie platformy wschodnioeuropejskiej, w obrębie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz na obszarze

południowej części monokliny przedsudeckiej. Również wyraźna redukcja osadów liasu i ich wyniesienie następuje w środkowej i północnej części antyklinorium pomorskiego oraz w jego nadmorskiej części związanej z antyklinami Kołobrzegu i Kamienia Pomorskiego (ryc. 3).

Wysady solne: Kłodawy, Lubonia, Mogilna, Inowrocławia, Wapna, Damasławka, Goleniowa, struktury Gałkówka i innych, redukują lub podnoszą warstwy liasu, stwarzając korzystniejsze warunki dla pionowych przepływów wód i solanek. Bardzo dobre właściwości zbiornikowe piaskowców jury dolnej powodują na dużych obszarach rozcieńczanie i wymywanie solanek i głęboki zasięg pionowy zwykłych wód infiltracyjnych.

Mineralizacja ogólna wód głębinowych z warstw liasu jest przeciętnie znacznie mniejsza od wód pstręgo piaskowca i waha się od 0,2 do 125 g/dm³. Jedyne w obrębie struktur solnych: Strzelna, Damasławka i poduszki solnej Międzyzdrojów, mineralizacja roztworów lokalnie wzrasta do 175 g/dm³. Solanki jury dolnej typu Cl-Na, Br charakteryzują się na ogół słabym stopniem przemian chemicznych oraz wskaźnikiem rNa/rCl = 0,80–0,95. W składzie solanek dominuje NaCl, stanowiący do 97% mvali rozpuszczonych substancji. Wśród pierwiastków biofilnych brom występuje w nich w maksymalnych ilościach 750 mg/dm³ a jod 14 mg/dm³.

Wyraźna strefowość mineralizacji jest związana z układem geostrukturalnym Niżu Polskiego. W centralnych częściach niecki warszawskiej, pomorskiej i w niecce łódzko-mogileńsko-szczecińskiej występują solanki o największej mineralizacji. W kierunkach skłonów tych niecek solanki stają się słabo stężone, następnie są znane jako wody zmineralizowane oraz wody zwykłe (ryc. 3).

Znaczne zasoby wód termalnych z możliwością wykorzystania ich dla celów grzewczych i balneologicznych występują w głębszych częściach basenu jurajskiego, gdzie jest korzystny stopień geotermiczny (Górecki, 1990; Sokołowski, 1995). Warunki takie istnieją w niecce warszawskiej, gdzie temperatury wód na wypływie wahają się od 40 do 80°C, w niecce łódzko-mogileńskiej, gdzie można się spodziewać wód o temperaturze do 80°C, w północnej części monokliny przedsudeckiej, gdzie na wypływie notowano temperatury wód od 35 do 53°C oraz w niecce szczecińskiej, w której udokumentowano na wypływie temperaturę 64°C (Górecki, 1995). Właśnie w niecce szczecińskiej powstała pierwsza na Niżu Polskim ciepłownia geotermalna „Pyrzyce” o mocy 48 MW.

Jura górna. Poziomymi zbiornikowymi jury górnej są skaliste, oolitowe i organodetrytyczne wapienie zaliczane głównie do oksfordu, o przepuszczalności krasowo-szczelinowo-porowej, których przepuszczalność wynosi do 1200 mD. Warstwy jury górnej ulegają redukcji na prawie całym obszarze monokliny przedsudeckiej i antyklinorium pomorskiego, na wyniesieniu Łeby oraz w południowej części antyklinorium środkowopolskiego, na kontakcie z obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich. Lokalnie nie występują warstwy jury górnej w rejonach struktur Gałkówka i Natolina oraz na wysadach solnych Kłodawy, Łaniet, Inowrocławia, Wapnicy, Damasławka, Szamotuł i in.

Maksymalne miąższości do 800 m, oraz występowanie osadów jury górnej do głębokości 3300 m, stwierdzono w niecce mogileńskiej. Na obszarze lubelskim warstwy jury górnej oraz silnie zredukowane warstwy jury środkowej leżą bezpośrednio na poziomach zbiornikowych kompleksu karbońsko-dewońskiego.

Mineralizacja wód w warstwach malmu jest znacznie mniejsza niż w osadach liasu i waha się od 0,3 do 50 g/dm³. Tylko w głębszych, osiowych strefach niecki warszawsko-pomorskiej, niecki łódzkiej i niecki szczecińskiej mineralizacja wód jest większa i nieznacznie przekracza 100 g/dm³. Są to wody Cl-Na o słabym stopniu przeobrażenia ich chemizmu, przechodzące w brzeźnych częściach basenu w wody typu siarczanowo-sodowego i wodorowęglanowo-sodowego. Z pierwiastków biofilnych zawartość bromu waha się od 20 do 345 mg/dm³ a jodu od 1 do 17 mg/dm³.

Gradienty ciśnień tych wód są bardzo niskie i wahają się na ogół od 0,90x10³ do 1,00x10³ hPa/10 m.

Kredowe piętro hydrogeologiczne. Piaskowce i piaski glaukonitowe kredy dolnej oraz poziomy piaskowcowe kredy górnej występujące na skłonie platformy wschodnio-europejskiej charakteryzują się bardzo wysokimi wartościami wodoprzepuszczalności skał. Przepuszczalność tych warstw sięga 2800 mD. Stwarza to dogodne warunki dla głębokiej wymiany wód w następstwie infiltracji z powierzchni terenu z jednej strony oraz zasolenia wskutek ascencji solanek z drugiej.

Poziomy kredy dolnej o maksymalnej stwierdzonej miąższości ok. 350 m, sięgają w głębszych częściach basenu do 2700 m. Warstwy tej wypełniają nieckę warszawsko-pomorską, nieckę łódzko-mogileńsko-szczecińską oraz niewielką część syneklizy bałtyckiej i wyniesienia mazursko-suwalskiego (Dadlez, 1980). Na obszarze lubelskim i częściowo w syneklizie bałtyckiej szczelinowy ośrodek, zbudowany z wapieni, margli i piasków glaukonitowych kredy górnej, stanowi podstawowy użytkowy, poziom wód podziemnych. Na obszarze lubelskim w spągu serii węglanowej występuje regularny poziom piasków i piaskowców glaukonitowych kredy górnej. Natomiast w syneklizie bałtyckiej poziom piaskowcowy kredy górnej występuje w jej stropie (ryc. 4).

Obszarami zasilania o regionalnym zasięgu, dla poziomów kredy dolnej jest odcinek kujawsko-pomorski antyklinorium środkowopolskiego, zewnętrzna część monokliny przedsudeckiej oraz obrzeżenie Gór Świętokrzyskich.

Mineralizacja wód w warstwach kredy dolnej jest raczej niska i waha się na ogół od 0,2 do 20 g/dm³, z wyjątkiem głębszych części basenu (Sadurski, 1985). W głębszej części niecki łódzkiej, na kontakcie z niecką mogileńską, mineralizacja solanek wzrasta do 100 g/dm³ a w niecce szczecińskiej solanki o mineralizacji 60–126 g/dm³ rozprzestrzeniają się na prawie całym jej obszarze. Są to wody typu Cl-Na i HCO₃-Na.

Ciśnienia tych wód są niskie, zależą od morfologii terenu i zbliżają się swoimi wartościami do ciśnienia hydrostatycznego. Systemy krążenia wód podziemnych w górnym mezozoiku są bardzo intensywne na dużych obszarach i wynikiem głębokiej wymiany wód jest ich niska mineralizacja. Na mapach ciśnień piezometrycznych wyraźnie zaznacza się wpływ drenażu dolin dużych rzek, jak: Wisła, Bug, Odra i Warta.

Zasobny basen wód zwykłych (słodkich) niecki łódzkiej eksploatowany jest od wielu lat bardzo intensywnie, co doprowadziło do znacznego obniżenia zwierciadła wody i zaburzenia reżimu hydrodynamicznego. Wody zwykłe o mineralizacji 0,4 g/dm³ sięgają tu aż do głębokości ok. 1700 m, a najgłębsze studnie ujęć łódzkich filtrowane są do głębokości ok. 900 m.

ródłem zasolenia wód pietra kredowego na Niziu mogą być wysady solne, np. Kłodawy i Damasławeka oraz inne struktury halokinetyczne, gdzie w ich sąsiedztwie mineralizacja wód wzrasta do 100 g/dm^3 .

Utwory kredy dolnej są ważnym poziomem wód termalnych (Płochniowski & Stachowiak, 1980). Podobnie jak w jurze dolnej gorące wody kredy dolnej odkryto dzięki prowadzonym przez Państwowy Instytut Geologiczny głębokim otworom badawczym, w tym również hydrogeologicznym. Potencjał wód termalnych kredy dolnej jest duży o czym świadczą wysokie temperatury wód do $60\text{--}80^\circ\text{C}$ na wypływie przy dużych wydajnościach z pojedynczego otworu, w wysokości $60\text{--}90 \text{ m}^3/\text{h}$. Na kontakcie niecki łódzko-mogileńskiej, w rejonie Uniejów–Poddębice–Koło–Dobrow–Ślesin i w Wilczynie temperatura wód na wypływie wynosiła od 60 do 70°C . W niecce warszawskiej i szczecińskiej można spodziewać się temperatury wód do 60°C .

Na bazie otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego powstała ciepłownia geotermalna w Mszczonowie. W stadium projektowania jest ciepłownia geotermalna w Uniejowie. Poza tym wody termalne można wykorzystać w szerokim zakresie do celów balneologiczno-rekreacyjnych.

Podsumowanie

Wody podziemne głębokich systemów krążenia mają bardzo zróżnicowaną mineralizację, wypełniają warstwy hydrogeologicznych pięter paleozoiku i mezozoiku, tworzące struktury basenowe, niekiedy nieckowe lub monoklinalne, zgodnie z budową geostrukturalną Niziu Polskiego. Mineralizacja, stopień przemian ich składu chemicznego i warunki ciśnieniowe wód tych systemów są uzależnione w dużym stopniu od budowy geologicznej, tektoniki, charakteru litologicznego skał, w tym występowania facji salinarnej, położenia obszarów zasilania w stosunku do osi basenów oraz miąższości kompleksów skał izolujących, nazywanych ekranami ilastymi lub geomembranami.

Mineralizacja wód głębinowych waha się w szerokich granicach, od typowej dla wód zwykłych (słodkich) $0,3\text{--}0,5 \text{ g/dm}^3$, do solanek nasyconych przekraczających 400 g rozpuszczonych składników w 1 dm^3 . Skład chemiczny wód zmienia się w miarę wzrostu głębokości warstw w basenach, od typu wodorowęglanowo-sodowego, przez siarczanowo-sodowy, chlorkowo-magnezowy i chlorkowo-sodowy do chlorkowo-wapniowego z podwyższoną ilością bromu i jodu.

W warunkach stagnacji wody głębinowe ulegają intensywnym procesom przemian składu chemicznego, w tym procesom sorpcji–desorpcji i wymiany jonowej z ośrodkiem skalnym. Przeobrażone wody przypominają swoim składem wody relikto-we powstałe w trakcie długotrwałych procesów zachodzących w czasie geologicznym. Wtórne procesy ługowania pokładowych i wysadowych złóż soli kamiennych lub potasowo-magnezowych, powodują znaczny wzrost stężenia solanek aż do roztworów przesy-

conych włącznie. Dotyczy to zwłaszcza pięter starszego paleozoiku i permu.

W obrębie regionalnych kompleksów skał nieprzepuszczalnych stwierdzono anomalnie wysokie ciśnienia złożowe, przeszło dwukrotnie większe od ciśnienia petrostatycznego. Stężone solanki mogą być wykorzystane praktycznie do produkcji bromu i jodu. W utworach cechsztynu brom występuje w ogromnych ilościach od 3500 do 5320 mg/dm^3 , natomiast w utworach dewonu, karbonu i triasu stwierdzono wysokie zawartości jodu, maksymalnie do 148 mg/dm^3 .

W utworach jury dolnej i kredy dolnej Państwowy Instytut Geologiczny odkrył gorące wody termalne o dużych zasobach, które są i mogą być wykorzystywane jeszcze w znacznie większym zakresie niż do tej pory. Oprócz ciepłownictwa (zakłady geotermalne w Pyrzycach, Uniejowie i w Skierniewicach), wody termalne mogą być wykorzystywane do celów balneologiczno-rekreacyjnych.

Artykuł zawiera wyniki badań prowadzonych w ramach badań własnych P.I.G. nr 6.20.1212–13.00.0 i 6.20.8202.00.0

Literatura

- BOJARSKI L. 1976 — Parametry hydrochemiczne jako pośredni wskaźnik prognoz ropogazoności. *Nafta*, 27: 255–261.
- BOJARSKI L. 1996 — Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niziu Polskim. PIG. Warszawa.
- DADLEZ R. 1980 — Fault pattern in the Polish Lowlands and its bearing on the Permian–Mesozoic of the Area. *Prz. Geol.*, 28: 278–287.
- DOWGIAŁŁO J. 1971 — Studium genezy wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Polski północnej. *Biul. Geol. UW*, 11: 28–35.
- KLECZKOWSKI A.S. red., 1980 — Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. CPBP 04.10. Wyd. AGH. Kraków.
- KOTAŃSKI Z. & MIZERSKI W. 2000 — Ścienne mapa tektoniczna i inne ścienne mapy geologiczne Polski w Muzeum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego. *Prz. Geol.*, 48: 62–65.
- GÓRECKI W. (red.) 1990 — Atlas wód geotermalnych Niziu Polskiego. ISE, AGH. Kraków.
- GÓRECKI W. 1995 — Atlas zasobów energii geotermalnej na Niziu Polskim. Tow. Geosynoptyczne GEOS, KBN i AGH. Kraków.
- MAREK S. 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153.
- MAREK S. & BOJARSKI L. 1983 — Budowa geologiczna niecki warszawskiej i jej podłoża. *Badania hydrogeologiczne. Pr. Inst. Geol.*, 103.
- PACZYŃSKI B. & PŁOCHNIOWSKI Z. 1996 — Wody mineralne i lecznicze Polski. PIG. Warszawa.
- PŁOCHNIOWSKI Z. & STACHOWIAK J. 1980 — Wody termalne w niecce mogileńsko-łódzkiej. *Prz. Geol.*, 28: 44–49.
- POŻARYSKI W. 1974 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika, cz. 1* — Niz Polski. Wyd. Inst. Geol.
- SADURSKI A. 1985 — Warunki hydrochemiczne utworów kredowych w rejonie Gdańska. *Kwart. Geol.*, 29: 405–417.
- SOKOŁOWSKI J. 1995 — Prowincje i baseny geotermalne Polski. CPPGSMiE. PAN.
- SULIN W.A. 1948 — *Gidrogeologia nieftianych i gazowych miastorodzienij*. Moskwa.
- SZPAKIEWICZ M. 1983 — Formowanie się składu chemicznego solanek w basenach sedymentacyjnych Niziu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 27: 657–668.