

Andrzej RÓŃKOWSKI<sup>1</sup>

## SOLANKI GÓRNO ŁĄSKIEGO ZAGŁĘBIA W GŁÓWEGO

(z 4 fig.)

## BRINES IN THE UPPER SILESIAN COAL BASIN

(with 4 Figs.)

*Abstract.* The Upper Silesian Coal Basin (USCB), 7,500 sq km in area (including 5,500 sq km in Poland) lies in the Silesian Variscan intermontane depression. Within this sedimentary basin the thickness of sediments reaches about 11 km. The multiaquifer formations have been identified in the hydrogeological section of the Silesian depression. It is observed a distinct hydrodynamic and hydrochemical zoning in the USCB. Hydrogeological environment of brines occurring in the Tertiary, and Upper and Lower Palaeozoic formations has been documented by results of chemical, gaseous and isotopic investigations of groundwater until the depth of 3,000 m. These brines of TDS up to 372 g/dm<sup>3</sup> occur in different hydrogeological environments. They have some hydrochemical features characteristic for brines occurring in deep sedimentary basins. They are buried groundwaters transformed in process of hydrogeological environment diagenesis. Brines occur in range of regional flow system. There is observed a general trend of groundwater mineralization increase with depth, regardless of the stratigraphic sequence. This general trend is disturbed by phenomena of hydrochemical anomalies. According to isotopic investigations brines are of different origin. Brines occurring in clayey Tertiary complex are syndimentary waters. Brines occurring in Carboniferous, Devonian and Cambrian formations are palaeoinfiltration groundwaters of different ages as well as mixed groundwaters. Natural brines occurring in the depth interval up to 650–1100 m are being transformed by mining activity.

*Key words:* brines, brines origin, hydrochemistry, hydrogeological environment, Upper Silesian Coal Basin.

*Abstrakt.* Górno Łąskie Zagłębienie w Głowie jest położone w zasięgu zapadliska górno łąskiego, ukształtowanego w ramach skonsolidowanego prekambryjskiego podłoża. Zapadlisko górno łąskie stanowi basen sedymentacyjny, w którym między osadów dochodzi do kilkunastu kilometrów. Basen jest wielopiętrowy hydrostruktur, w której występują utwory wodonośne od kambru do czwartorzędowe. W profilu hydrogeologicznym basenu zaznacza się wyrażona

---

<sup>1</sup> Uniwersytet Łąski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec  
e-mail: rozkowsk@us.edu.pl

strefowo hydrodynamiczna i hydrochemiczna. Rodowisko hydrogeochemiczne solanek występujących w utworach trzeciorzędu oraz młodszego i starszego paleozoiku zostało udokumentowane wynikami badań składu chemicznego, gazowego i izotopowego wód do głębokości 3000 m. Solanki, o mineralizacji dochodzącej do 372 g/dm<sup>3</sup>, występują w różnych rodzajach rodowiskach hydrogeologicznych. Posiadają jednak szereg wspólnych cech charakterystycznych dla solanek występujących w głębokich basenach sedimentacyjnych. Słabymi wodami pogrzebanymi, przeobrażonymi na skutek diagenetyzacji rodowiska hydrogeologicznego, położonymi w zasięgu regionalnego grawitacyjnego systemu przepływu. Obserwuje się wyraźny trend wzrostu mineralizacji wód niezależnie od wieku skał. Wyniki badań izotopowych wskazują, że solanki charakteryzują się różną genezą. Solanki występują w ilastym kompleksie trzeciorzędowym z wodami synsedymen-tacyjnymi; solanki występują w utworach karbonu, dewonu i kambru z różnowiekowymi wodami paleoinfiltracyjnymi oraz wodami mieszanymi. Naturalne solanki w zasięgu wpływu oddziaływania eksploatacji górniczej, w interwale głębokości do 650–1100 m, ulegają antropogenicznemu przeobrażeniu.

*Słowa kluczowe:* solanki, geneza solanek, hydrochemizm, rodowisko hydrogeologiczne, Górnolaskie Zagłębie Włocławskie.

## BUDOWA GEOLOGICZNA I RODOWISKO HYDROGEOLOGICZNE GÓRNO LASKIEGO ZAGŁĘBIA WŁOCŁAWSKIEGO

Górnolaskie Zagłębie Włocławskie (GZW) o powierzchni 7500 km<sup>2</sup> jest zapadliskiem międzygórskim. Mieści się w ramach skonsolidowanego prekambryjskiego podłoża bloku tektonicznego Brunni i Górnego Łaska, ograniczonego od NE krakowską strefą fałdów, zaś od NW łasko-morawską warwicyjską strefą fałdów (Kotas, 1985). Zostało ono uformowane w czasie orogenezy warwicyjskiej, natomiast przebudowane w czasie orogenezy alpejskiej. Przeważają w tym obszarze zagłębia znajdujące się w zasięgu zapadliska przedkarpacciego wypełnionego molasowymi utworami trzeciorzędu, a fragmentarycznie — pod nasunięciem Karpat fliszowych. Północno-wschodnią część zagłębia połona jest natomiast w zasięgu pokrywy platformowej, zbudowanej z osadów mezozoicznych. W tej części zagłębia jurajskie i triasowe utwory platformy tworzą południowe skrzydło monokliny łasko-krakowskiej, zaś wschodnie utwory karbonu produktywnego są elementem młodszego paleozoiku cokołu platformy epiwarwicyjskiej (fig. 1).

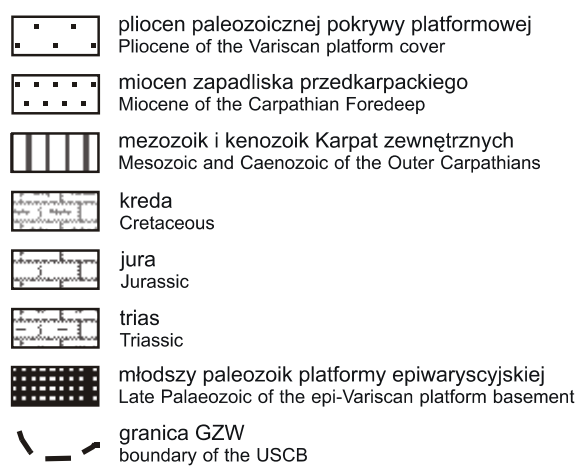
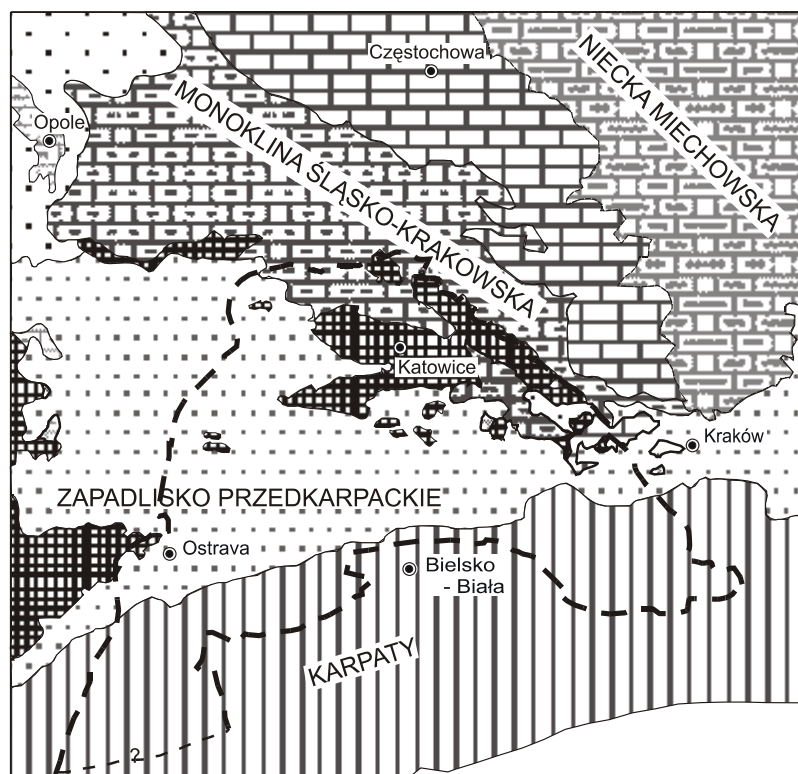
Utwory należące do starszego podłoża reprezentowane głównie przez prekambryjskie skały metamorficzne i magmowe. Niezgodnie na starszym podłożu zalegają utwory warwicyjskiego cyklu geosynklinalnego. Mieszały one osadów dochodzi do ok. 11 km. Są one reprezentowane przez utwory kambru, dewonu, karbonu, permu. W stropie tych utworów zalegają utwory mezozoiku i kenozoiku.

W zasięgu GZW występuje tektonika fałdowo-blokowa. Dominującą rolę odgrywa tektonika blokowa. W efekcie działalności tektonicznej powstało szereg struktur o charakterze synklin, rowów tektonicznych i antyklin.

Dla regionu górnolaskiego charakterystyczna jest podziemność wód podziemnych. Zaznacza się obecność podziemnych od czwartorzędów do kambru włącznie. Kompleksy i poziomy wodonośne są poprzedzielane izolującymi jednostkami hydrostratygraficznymi, słabo lub praktycznie nieprzepuszczalnymi, o randze kompleksów lub poziomów.

Górnolaskie Zagłębie Włocławskie, zgodnie z hydrogeologicznym podziałem regionalnym Polski (Paczyński, 1980), mieści się w zasięgu prowincji platformy środkowoeuropejskiej, w regionie basenu niemiecko-polskiego. Zagłębie, zwane przez Paczyńskiego basenem górnolaskim, stanowi jednostkę hydrogeologiczną niższą niższego rzędu w podregionie basenu południowego.

W ujęciu Rókowskiego (1991) jednostka hydrogeologiczna basenu górnolaskiego posiada rangę lokalnego regionu, zwanego regionem górnolaskim. W jego zasięgu zostały wydzielone



**Fig. 1. Pozycja Górno 1 skiego Zagł bia W łowego (GZW) na tle jednostek alpejskiego kompleksu strukturalnego (wg A. Kotasa, red., 1994)**

Regional setting of the Upper Silesian Coal Basin (USCB) on the Alpine framework (after A. Kotas, ed., 1994)

dwa subregiony hydrogeologiczne: północno-wschodni (I) i południowo-zachodni (II), o wyraźnych założeniach tektonicznych, zróżnicowanej budowie geologicznej i odmiennych warunkach zasilania paleozoicznych pieter wodonowych (fig. 2).

Subregion północno-wschodni (I) obejmuje swym zasięgiem dwie struktury tektoniczne: monoklinę I sko-krakowską oraz cokół platformy waryscyjskiej. W zasięgu regionu górnośląskiego występuje fragment monokliny reprezentowany przez hydrostruktury triasu bytomskiego, chrzanowskiego i częściowo gliwickiego. Cokół platformy waryscyjskiej, odnowiony w czasie orogenezy alpejskiej, jest zbudowany z utworów karbonu przykrytych czwartorzędem. Podwyższone wodoności charakteryzują się utwory czwartorzędowe i stropowe ogniwa karbonu. Występujące w subregionie I kenozoiczne i mezozoiczne poziomy wodoności znajdują się w wiązaniach hydraulicznej z paleozoicznymi poziomami wodonościami. Ze względu na elewacyjne położenie subregionu oraz na występujące tu kontakty hydrauliczne między poziomami wodonościami kenozoiku, mezozoiku i paleozoiku, obszar ten należy uznać za regionalną strefę zasilania karbońskich poziomów wodonowych.

Subregion południowo-zachodni (II), leżący w zasięgu alpejskich struktur zapadliskowych, jest wypełniony miąższym kompleksem ilastych utworów trzeciorzędowych, spoczywających z reguły na utworach karbonu. Wody zwykle występują tu wyłącznie w utworach czwartorzędowych. Zapadlisko przedkarpaccie jest obszarem kształtowania się wysokich ciśnień wód w paleozoicznych poziomach wodonowych. Zasilanie karbońskich poziomów wodonowych występuje tu wyłącznie lokalnie, w północnej części opisywanej struktury, w zasięgu okien erozyjnych w utworach trzeciorzędowych.

W profilu hydrogeologicznym GZW wody podziemne występują w pieterach wodonowych czwartorzędowe, trzeciorzędowe, kredy, jury, triasu, permu, karbonu, dewonu i kambru.

Piętro wodoności czwartorzędowe, prowadzące wody zwykle, charakteryzuje się zróżnicowanymi warunkami hydrogeologicznymi, uzależnionymi od miąższości i wykształcenia litologicznego osadów.

Piętro wodoności trzeciorzędowe jest reprezentowane przez kompleks ilasto-piaszczysty o miąższości od kilku do 1100 m w południowej części zagłębia (Rókowski, 1971b). W północnej części zagłębia w profilu tych utworów występuje seria osadów chemicznych wraz ze złożem soli w rowie Zawady (fig. 2). W utworach trzeciorzędowych notuje się obecność wód o zróżnicowanej mineralizacji do solanek wyłącznie (Rókowski, 1971a). Morskie utwory miocenu są słabo wodonośne, praktycznie bezwodne. Przyjmuje się, iż jest to kompleks warstw izolujących.

W południowej części GZW na utwory trzeciorzędowe autochtonicznego nasunięte z południa utwory fliszu karpacciego wieku trzeciorzędowo-kredowego. Miąższość tych utworów w zasięgu zagłębia jest zmienna, od kilku do ponad 300 m. Utwory fliszu tworzą kompleks izolujący, prowadzący niewielkie ilości wód, głównie w strefie wietrzenia i w strefach dyslokacji.

Piętro wodoności jury na terenie zagłębia występuje lokalnie w zasięgu zbiornika triasu chrzanowskiego. Jest ono reprezentowane przez poziomy wodoności jury górnej i środkowej, prowadzące wody zwykle. Piętro wodoności triasu występuje w ramach monokliny I sko-krakowskiej w zasięgu hydrostruktur: Chrzanowa, Bytomia i Gliwic. W profilu hydrogeologicznym tego pietera główne, silnie zawadnione poziomy wodoności występują w utworach wapieni muszlowego i retu. Ulegają one intensywnemu drenażowi przez studnie oraz wyrobiska górnicze kopalni rudnych i węgla.

Utwory permu występują lokalnie w skrajnie wschodniej części zagłębia. Są to skały słabo przepuszczalne, praktycznie bezwodne.

W profilu hydrogeologicznym karbonu górnego, o miąższości osadów dochodzących do 8,5 km, występują zespoły oddzielnych szczelinowo-porowych poziomów wodonowych, zbudowane

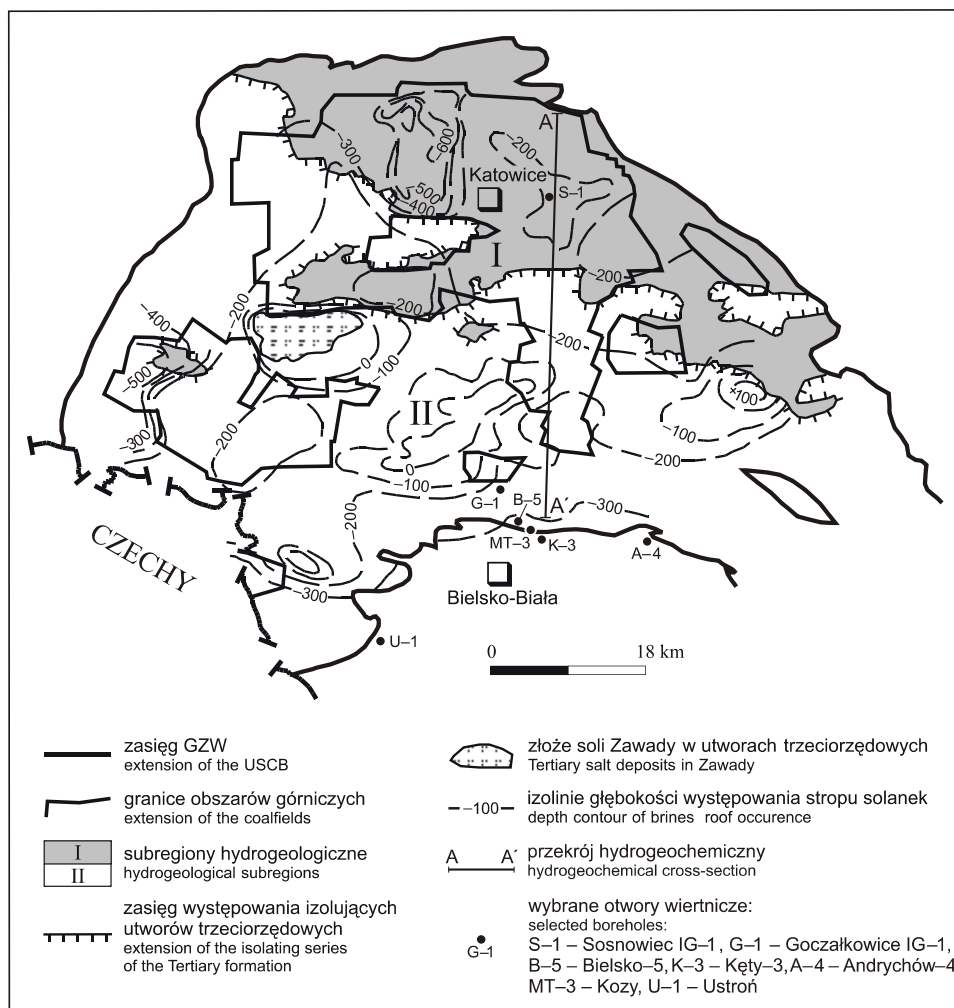


Fig. 2. Hydrogeologiczne subregiony GZW i głębokość występowania stropu solanek (koncentracja soli >35 g/dm<sup>3</sup>)

Hydrogeological regions and depth of brines roof occurrence (TDS >35 g/dm<sup>3</sup>)

wanych z piaskowców i zlepów. Poziomy te, mieszczą od kilku do kilkudziesięciu metrów, są od siebie izolowane wkładkami nieprzepuszczalnych ilowców. W obszarach sedimentacyjnych wyklonowa warstw izolujących, w strefach uskoku oraz w zasięgu wpływu oddziaływania eksploatacji górniczej obserwuje się często hydraulicznie oddzielone poziomy wodonośniki. Piaskowce karbonu górnego charakteryzują się dużymi zmianami parametrów hydrogeologicznych (Rókowski, 1995, w druku; Wagner, 1998). Obserwuje się radykalne obniżenie siły wodonośności i przepuszczalności warstw wodonośnych karbonu z głębokości. Na dużych głębokościach, ze względu na niską przepuszczalność spowodowaną diagenetycznym rodkiem skalnym, piaskowce stają się skałami półprzepuszczalnymi lub nawet prak-

tycznie nieprzepuszczalnymi (*aquitard*). Piaskowce karbońskie prowadzą wody o różnicowanej mineralizacji, od słodkich do silnie zmineralizowanych solanek włącznie. Górny karboń jest intensywnie drenowany (do głębokości maksymalnie 1200 m) przez wyrobiska kopalni węgla kamiennego.

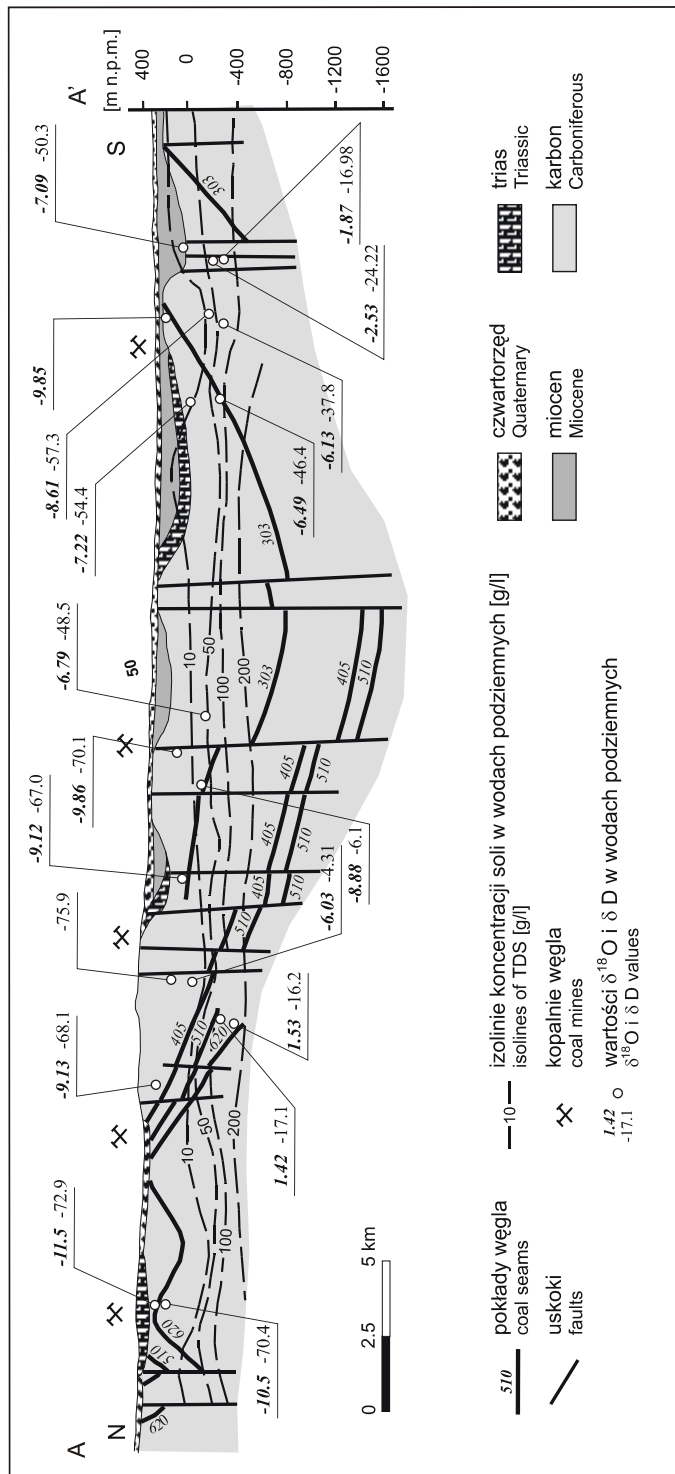
Wapienie i dolomity karbonu dolnego oraz dewonu górnego i środkowego formują w rejonie GZW wspólny, słabo wodonośny kompleks, zawierający solanki. Występuje on na głębokości kilku kilometrów od powierzchni terenu. Między kompleksu jest zmienna, maksymalnie dochodzi do 1455 m (Kotas, 1994). Seria węgla została hydrogeologicznie rozpoznana włącznie w południowej i punktowo w północno-wschodniej części Zagłębia, gdzie między warstw nadległych jest zredukowana. Badania serii węgla prowadzone w otworach Maczki, Sosnowiec IG-1 i Goczałkowice IG-1 wykazały szczelność i praktyczną nieprzepuszczalność skał. Tymczasem badania prowadzone w ostatnich latach wykazały, iż górny karboń węgla może charakteryzować się podwyższoną przepuszczalnością i wodonośnością w przypadku występowania wtórnej porowatości. Jest ona związana z silnym zaangażowaniem tektonicznym obszaru oraz z procesami skrasowienia i zwietrzenia starych powierzchni denudacji, zachodzącymi w tektonicznie wyniesionej, skrajnie południowej części Zagłębia. Występowanie tych procesów potwierdziły wyniki badań hydrogeologicznych prowadzone m.in. w otworach Ustroń U-1, Kozy MT-3. Zbiornik serii węgla jest bardzo dobrze izolowany i zawiera stagnujące solanki.

Seria terygeniczna dewonu i kambru, ze względu na kilkukilometrową głębokość zalegania, została stwierdzona w GZW w nielicznych otworach i tylko w brzośnych obszarach Zagłębia. Seria ta leży bezpośrednio na prekambryjskim podłożu. Kompleks wodonośny serii terygeniczej jest rozpoznany włącznie punktowo. Tworzy on porowy, słabo przepuszczalny ośrodek hydrogeologiczny, w którym występują wysokozmineralizowane solanki (Rózkowska, Rókowski, 1973).

## DYNAMIKA WÓD PODZIEMNYCH

Górny Karboń Zagłębia Węgla to jest w zasięgu zapadliska górny karboń, które stanowi strukturalną depresję wypełnioną skałami osadowymi o wielokilometrowej miąższości. Badania Totha (1995) wykazały, iż w basenach sedymentacyjnych zmiany wartości gradientów ciśnienia, temperatur i chemizmu wód powodują zmiany sił motorycznych wywołujących przepływ wód podziemnych. W zależności od zmian środowiska hydrogeologicznego w basenie artezyjskim ruch wody może występować pod wpływem hydrostatycznych lub geostatycznych ciśnień lub też może być wywołany procesami dyfuzji, konwekcji czy też osmozy.

Zgodnie z kryteriami hydrogeologicznymi Pinnekera (1983) zapadlisko górny karboń należy zaklasyfikować do starych wartyjskich basenów artezyjskich uformowanych w basenach sedymentacyjnych. Pole hydrodynamiczne w utworach wypełniających zapadlisko zostało rozpoznane lokalnie do głębokości 3000 m. Zmiany gradientów ciśnienia w profilu utworów karbonu w zasięgu niecki głównej oraz dewonu w południowej części Zagłębia wskazują, iż do głębokości ok. 2400 m występuje ciśnienie hydrostatyczne charakterystyczne dla grawitacyjnego systemu przepływu oraz przejściowego typu ciśnienia — od hydrostatycznych do geostatycznych. Wartości gradientów ciśnienia kształtują się w przedziale od 1,05 do 1,4 MPa/100 m (Rókowski, w druku). Nierozpoznane zostały głębokie systemy przepływu wód w centralnej części Zagłębia. W zapadliskach trzeciorzędowych, w zasięgu niecki głównej, stwierdzono występowanie niezależnych, izolowanych obszarów podwyższonych ciśnienia wód (Rókowski, 1971a, b).



**Fig. 3. Zmiany mineralizacji wód i wartości izotopów trwałych z głębokości**  
 Variability of groundwater mineralization and stable isotopes values with depth



Przepływ wód w piaskowcach karbońskich następuje w ośrodku porowo-szczelinowym, zaś w głazowych masywach dolnokarbońskich i dewońskich w ośrodku szczelinowo-porowo-kawernistycznym. Ośrodkowe są niejednorodne, nieciągłe i anizotropowe. Charakteryzują się złożoną przestrzenią hydrogeologiczną. Miary przepuszczalności skał w ośrodku hydrogeologicznym kompleksów wodono-karbońskich górnego są wartościami współczynników filtracji zmieniającymi się w przedziale od  $10^{-15}$  do  $10^{-4}$  m/s, zaś w górotworze w głazowym — od  $10^{-10}$  do  $10^{-8}$  m/s. Przepuszczalność jest efektem zmiennego wykształcenia litologicznego skał i ich diagenety, zaś w przypadku utworów karbonu — również wtórnego udrobienia eksploatacji górniczej.

Istotną rolę w przepływie wód podziemnych odgrywają strefy uskoku. Uskok szczelnie posiadają właściwości ekranów dynamicznych, utrudniających lub wręcz uniemożliwiających przepływ wód. Uskoki o szczelinach otwartych są drożne i mogą stanowić główne drogi przepływu wód (Rókowski, w druku). Obserwacje Wilka (1965) prowadzone w wyrobiskach górniczych kopalni w gładzi kamiennego wskazują, iż dominują szczelne strefy dyslokacji.

Drogi, kierunki i prędkości przepływu wód w grawitacyjnym systemie przepływu są wymuszone przez warunki zasilania i drenażu oraz środowisko hydrogeologiczne. Regionalny system przepływu kontynuuje się od stref zasilania i obejmuje utwory kenozoiczne, mezozoiczne i paleozoiczne, głównie jednak strefy stagnujących solanek. Górna granica tej strefy położona jest na głębokości ok. 450–850 m (fig. 2). System ten jest zasilany w przypadku piteł wodono-karbońskich w I subregionie hydrogeologicznym, zaś w odniesieniu do piteł wodono-karbońskich dewonu na wschodnim obrzeżeniu zagłębia.

Rozpoznany drenaż regionalnego systemu przepływu następuje przez wyrobiska kopalni w gładzi kamiennego oraz wzdłuż stref regionalnych dyslokacji. Intensywny drenaż wód poprzez kopalnie w gładzi spowodował utworzenie się olbrzymich obszarów obniżonych ciśnienia piezometrycznego w utworach karbonu. Leżące depresje, o powierzchni ok. 1700 km<sup>2</sup>, obejmują północną i centralną część zagłębia oraz Rybnicki Okręg Włocławski. Odwadniająca działalność górnictwa doprowadziła do obniżenia naturalnej podstawy drenażu do głębokości 300–700 m (lokalnie 1160 m) poniżej powierzchni terenu (Wilk i in., 1990; Rókowski, w druku).

Ascendyjący przepływ solanek zaobserwowano wzdłuż stref uskoku: kłodnickiego, Bełk-Oświęcim, Jawiszowickiego, Bzie-Czechowice oraz nasunięcia orłowsko-boguszowickiego.

## STREFOWO HYDROCHEMICZNA

Występowanie strefowości hydrochemicznej w basenach sedymentacyjnych jest znane i szeroko opisywane w literaturze hydrogeologicznej. Zjawisko to, obserwowane w GZW, zostało przedstawione w licznych pracach, m.in. Witczaka (1964), Róckiego (1965, 1995, 1999a), Pałysa (1966a, b), Kleczkowskiego i Vu Ngoc-ky (1969), Vu Ngoc-ky (1973), Wagner (1998).

Strefowość hydrochemiczna charakteryzuje się zmianami mineralizacji i składu chemicznego wód wzdłuż ich dróg krążenia. Obserwuje się ogólną tendencję wzrostu mineralizacji wód z głębokości ich występowania, niezależnie od wieku utworów, oraz zmiany składu jonowego wód zgodnie z sekwencją: HCO<sub>3</sub> – SO<sub>4</sub> – Cl.

Zasadniczym podziałem na strefy hydrochemiczne w GZW jest istnienie dwóch typów wód o różnej genezie, co zostało udokumentowane badaniami ich składu izotopowego. Obok współczesnych wód infiltracyjnych występują wody reliktowe, głównie paleoinfiltracyjne, różnych cykli hydrogeologicznych. Między tymi genetycznie różnymi wodami występuje strefa przejściowa, po-



wstała na skutek mieszania się wód tych dwóch typów. W zależności od budowy geologicznej, warunków hydrodynamicznych i rozwoju paleohydrogeologicznego między wydzielonych stref wód infiltracyjnych, mieszanych i pogrzebanych jest różna i zmienna w czasie. Pionowo hydrochemiczna kształtuje się odmiennie w pierwszym i drugim subregionie hydrogeologicznym, co ma związek przede wszystkim z różnymi warunkami zasilania karbońskich poziomów wodonośnych. Istotny wpływ na kształtowanie się współczesnej strefowości hydrochemicznej wywiera szeroko pojęta działalność górnicza.

W związku z głębokimi basenami sedymentacyjnymi wraz z rosnącym głębokości wzrasta stopień mineralizacji wód i stężenie jonów chlorkowych oraz następuje zmiana stosunków ilościowych między poszczególnymi jonami. Zmieniający się z głębokości typ hydrochemiczny koreluje się z występowaniem strefowości hydrodynamicznej. Zdaniem autora, również w zagłębiu górno I skim istnieje wyraźne powiązanie strefowości hydrochemicznej ze strefowością hydrodynamiczną, co szczególnie wyraźnie zaznacza się w zasięgu obszarów podległych drenacji górniczemu.

Położenie i zasięg stref hydrochemicznych w GZW zostały zaktualizowane przy uwzględnieniu budowy geologicznej i właściwości hydrogeologicznych ośrodków, dróg kręcenia wód, formowania się składu izotopowego, chemicznego, gazowego i mineralizacji wód. Brano również pod uwagę wpływ oddziaływania górnictwa na kształtowanie się chemizmu wód. Analizę oparto na wynikach badań hydrochemicznych przedstawionych w ostatnich latach w pracach indywidualnych i zespołowych autora (Rókowski, 1995, 1999a; Rókowski i in., 1989, 1990a, b, 1991, 1993), przy uwzględnieniu wyników badań izotopowych prowadzonych przez Róckiego i Przewłockiego (1974, 1979) oraz Pluta i Zuberę (1995).

Rozpatrując wpływ czynnika geogenicznego na formowanie się strefowości hydrochemicznej należy przede wszystkim uwzględnić budowę strukturalną zagłębia oraz naturalne bariery hydrodynamiczne, jakimi są: pokrywające ilaste utwory trzeciorzędowe, słabo przepuszczalne litostratigraficzne serie — mułowcowa i paraliczna, izolowane strefy uskoków oraz drastycznie redukująca się z głębokości, na skutek procesów diagenety, przepuszczalność piaskowców karbońskich.

Na anomalnie podwyższone zasolenie wód w utworach trzeciorzędowych i stropowych ogniwach karbonu ma lokalnie wpływ trzeciorzędowe złoża soli występujące w rowie Zawady (fig. 2). Złoża znajdują się na głębokości 110–349 m p.p.t. Oddziaływanie złoża objawia się anomalnym wzrostem mineralizacji wód w kierunku pionowym i poziomym, dochodzącym do 220–372 g/dm<sup>3</sup>. Obszar stwierdzonego wpływu złoża na chemizm wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych i karbońskich wynosi w przybliżeniu ok. 200 km<sup>2</sup>. Drugim czynnikiem wpływającym na kształtowanie się strefowości hydrochemicznej w utworach karbonu jest eksploatacja górnicza, której towarzyszą zawały, spłakanie i odprężenie górotworu, powodujące zwiększenie przepuszczalności skał, drenowanie górotworu oraz łagodzenie różnic poziomów wodonośnych na skutek przerwania warstw izolujących.

Obniżenie naturalnej podstawy odwadniania górotworu długotrwałymi głębokimi drenami górniczymi prowadzi do stopniowego wysładzania się wód w głęboko położonych poziomach wodonośnych. Zjawisko to wiąże się głównie z procesami mieszania się wysokozmineralizowanych wód głębokich poziomów ze słabiej zmineralizowanymi wodami poziomów nadległych, niekiedy również z wodami technologicznymi. Skład chemiczny wód ulega stałej ewolucji, uzależnionej od rozwoju eksploatacji. Procesy te, wielokrotnie występując z powodu przepuszczalnego nadkładu, spowodowały ukształtowanie się głębokiej strefy wód o niskiej mineralizacji w północno-wschodniej części zagłębia, tj. w I subregionie hydrogeologicznym, oraz w zasięgu okien erozyjnych w II subregionie (fig. 2). W subregionie II, w warunkach izolacji karbońskich poziomów wodonośnych, w zasięgu obszarów górnicznych zaobserwowano również stopniowe wysładzanie

si wód w utworach karbonu na skutek udraniania górotworu i intensywnego drenażu (Rókowski, 1995, 1999a).

Pionowa strefowo hydrochemiczna kształtuje się odmiennie w pierwszym i drugim subregionie hydrogeologicznym. Dotyczy to wód występujących w utworach kenozoiku, mezozoiku i karbonu górnego. W I subregionie pionowa strefowo hydrochemiczna zaznacza się przejściami od wód typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$  do wód  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$  lub  $\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$  przy mineralizacji do kilku  $\text{g/dm}^3$ , poprzez wody o charakterze  $\text{SO}_4\text{-Na}$  i  $\text{SO}_4\text{-Cl-Na}$  o mineralizacji do 5–10  $\text{g/dm}^3$ , do wód typu  $\text{Cl-Na}$  i  $\text{Cl-Na-Ca}$  w przypadku wód silnie zmineralizowanych i solanek. W subregionie II, wraz ze wzrostem mineralizacji i głębokości, zmiany typów hydrochemicznych przebiegają nieco odmiennie. Wody o niskiej mineralizacji typu  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$  przechodzą w typ  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ , w dalszej kolejności —  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$  i  $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ . Wody silnie zmineralizowane są typu  $\text{Cl-Na}$ , za wysokozmineralizowane solanki należą do typu  $\text{Cl-Na-Ca}$ . Opisywane prawidłowo zmiany typów hydrochemicznych nie dotyczą północno-zachodniej części subregionu II, gdzie w stropie karbonu górnego występuje trzeciorzędowa seria osadów chemicznych. Powoduje ona wzrost stężeń siarczanów w wodach występujących w utworach karbonu.

Strefa wód infiltracyjnych kształtuje się między obszarem zasilania i podstaw drenażu w rowodowisku utleniającym. Jej występowanie notuje się w zasięgu całego I subregionu hydrogeologicznego. W subregionie II obecność wód strefy infiltracyjnej w utworach karbonu górnego zaobserwowano w oknach hydrogeologicznych oraz w obszarach zredukowanej miąższości izolujących utworów trzeciorzędu. Skład chemiczny wód występujących w strefie infiltracyjnej zależy przede wszystkim od procesów ługowania, rozpuszczania oraz dyfuzji części rozpuszczalnych i koloidów skał przez wody infiltrujące. Wody atmosferyczne ługują skały osadowe. Wody podziemne tej strefy hydrochemicznej należą do wód słodkich, akrotopogów i wód mineralnych. Mineralizacja wód mieści się w przedziale od 0,2 do — lokalnie — 5,3  $\text{g/dm}^3$ . Strefa wód infiltracyjnych w I subregionie hydrogeologicznym w warunkach naturalnych osiąga na ogół głębokość ok. 250 m (Rókowski, 1995, 1999a). W zasięgu obszarów górniczych, gdzie prowadzona jest długoletnia intensywna i głęboka eksploatacja węgla, głębokość strefy wód niskozmineralizowanych uległa znacznemu pogłębieniu.

W strefie przejściowej wody infiltracyjne przenikają na większe głębokości, gdzie mieszają się z wodami reliktowymi, głównie paleoinfiltracyjnymi. Skład chemiczny wód zależy od procesów wymiany jonowej między mieszającymi się wodami. Ponadto, w zależności od składu i objętości mieszających się wód podziemnych, ich składu gazowego i temperatury, mogą występować w różnym stopniu nasilenia takie procesy, jak: dyfuzja soli ze skał wodonośnych, strącanie soli w osadzie oraz procesy rozpuszczania i ługowania skał. Wody tej strefy należą do wód od mineralnych do solanek właściwie. Zmieszane wody reprezentują głównie typy hydrochemiczne  $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$  oraz  $\text{Cl-Na}$ . Dolna granica strefy mieszania występuje do głębokości ok. 650 m w I subregionie oraz do 240 m w II subregionie hydrogeologicznym. Wskaźnik hydrochemiczny  $r_{\text{Na}^+}/r_{\text{Cl}^-}$  kształtuje się w granicach od 0,87 do 1,0, wskazując na związanie się z głębokością izolacji warstw wodonośnych. Wartości wskaźnika  $r_{\text{SO}_4^{2-}} \cdot 100 / r_{\text{Cl}^-}$  charakteryzują wody zarówno strefy utleniającej, jak i redukcyjnej, przy czym z głębokością wzrasta redukcyjność środowiska hydrogeochemicznego. W składzie gazowym wód występują głównie azot i metan, przy czym wraz z głębokością wzrasta udział metanu.

Strefa pogrzebanych solanek podlega strefie mieszania się wód podziemnych. Paleoinfiltracyjne solanki charakteryzują się mineralizacją od kilkudziesięciu do 372  $\text{g/dm}^3$ . Są to wody typu  $\text{Cl-Na}$ , przechodzące przy wysokich mineralizacjach w wody typu  $\text{Cl-Na-Ca}$ .

Ogólny trend wzrostu mineralizacji wód z głębi, charakterystyczny dla pionowej strefowości hydrochemicznej, w zagłębiu jest zaburzony przez geogeniczne i antropogeniczne anomalie, a nawet inwersje hydrochemiczne. Anomalne obniżenie mineralizacji wód w stropowych ogniwach karbonu zaobserwowano między innymi w południowej części zapadliska przedkarpackiego, za anomalne podwyższenie mineralizacji wód — wzdłuż regionalnych uskoków: kłodnickiego, rowu Zawady, jawiszowickiego, Bzie-Dolina, nasunięcia michałkowskiego (Pałys, 1966a; Kleczkowski, Witczak, 1967; Rókowski i in., 1995; Rókowski, 1999a). Najwyższe dodatnie anomalie hydrochemiczne, zaznaczające się nagłym wzrostem mineralizacji wód i nieco odmiennym stosunkiem ilościowym jonów, stwierdzono w siedztwie trzeciorzędowego złoza soli w rowie Zawady. Anomalie antropogeniczne spowodowane przez działalność górniczą, co przedstawiono m.in. w pracach Rókowskiego i in. (1989, 1991), Rókowskiego i Kempy (1993), Rókowskiego (1995, 1999a) oraz Wagner (1998).

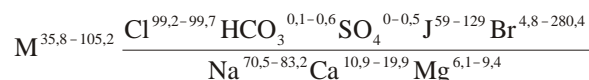
Przeprowadzone badania wykazały jednoznacznie, iż obszarowa strefowość hydrochemiczna kształtuje się odmiennie w poszczególnych strukturach geologicznych zapadliska górnośląskiego, na co wpływa budowa geologiczna i długostrwała eksploatacja kopalni węgla kamiennego.

### SKŁAD CHEMICZNY SOLANEK

Zgodnie z przyjętym podziałem wód podziemnych na grupy mineralizacji (Pazdro, Kozerski, 1990) w zapadlisku górnośląskim do solanek zaliczono wody podziemne o wartości suchej pozostałości ponad 35 g/dm<sup>3</sup>. Wody o takiej mineralizacji występują w profilu hydrogeologicznym zapadliska w utworach trzeciorzędu, karbonu, dewonu i kambru. Głębokość występowania stropu solanek ilustruje figura 2. Wzrost ogólnej mineralizacji wód przedstawia tabela 1. Średnie stężenia poszczególnych jonów w solankach ilustruje tabela 2, natomiast kształtowanie się wartości wskaźników hydrochemicznych — tabela 3.

#### SKŁAD CHEMICZNY SOLANEK Z UTWORÓW TRZECIORZĘDOWYCH

W utworach trzeciorzędowych zagłębia górnośląskiego solanki występują w przedziale głębokości od 180–240 do ok. 1100 m. Solanki występują w strukturach zapadliskowych. Skład chemiczny tych wód, opisany wzorem Kurlowa, przedstawia się następująco:



Solanki charakteryzują się podwyższoną zawartością jonów Br, J, Li, NH<sub>4</sub> oraz na ogół słabą radoczynnością. Odczyn wód jest zasadowy, twardość bardzo wysoka.

Budowa geologiczna, kształtowanie się ciśnienia hydrostatycznych, wartości wskaźników hydrochemicznych, jak również wyniki badań izotopowych wskazują, iż solanki trzeciorzędowe w zapadlisku górnośląskim formowały się w warunkach pełnej izolacji, w strefie stagnacji hydrodynamicznej (Rókowski, 1971b). Mineralizacja solanek wzrasta z głębokości. Wysoka mineralizacja wód, przekraczająca w dolnych poziomach wodonośnych przeciwnie zasolenie wody

Tabela 1

**rednia mineralizacja solanek w poszczególnych przedziałach głębi  
równiekowych utworów wodono nych**

Average mineralization of brines in particular depth intervals of different ages aquifers

Przedział głębokości [m]	Wiek utworów wodono nych			
	piotrzejciorz dowe	piotrkarbonu górnego	seria w glanowa karbonu dolnego i dewonu	seria terygeniczna dewonu dolnego i kambru
	rednia mineralizacja [g/dm <sup>3</sup> ]			
do 400	44,9			
400–600	45,4	57,4		
600–800	43,4	91,8		
800–1000	63,4	117,3		
1000–1200		110,7	118,2	
1200–1400		207,0	122,4	
1400–1600		193,1		
ponad 1800		154,0	175,5	
ok. 3000				218,4

morskiej, oraz jej wzrost z głębi nale y tłumaczy ultrafiltracyjnymi właciwościami ilów trzeciorz dowych, które działają na filtruj ce przez nie wody jak półprzepuszczalna membrana.

W strefie stagnacji reakcje fizyczno-chemiczne zachodz ce między skał a wod przebiegają w środowisku wyra nie redukcyjnym, bogatym w metan. Pod wpływem działalno ci bakterii anaerobowych nast puje redukcja siarczanów zgodnie ze schematem:



Nieobecno w solankach wydzielają cego si przy tym procesie H<sub>2</sub>S nale y tłumaczy przede wszystkim reakcjami tego gazu z metalami zawartymi w ilach i tworzeniem si siarczków metali, głównie pirytu — co potwierdzono badaniami laboratoryjnymi.

Wzbogacenie solanek w jony wapnia i magnezu tłumaczy si reakcjami wymiennymi jonów między minerałami ilastymi i solankami.

Obserwuje si wyra n zależno pomiędzy zawarto ci jodu i bromu a ogóln mineralizację solanek. Zaznacza si również współzależno między głębi wyst powania, typami chemicznymi wód a ich położeniem w strefach hydrochemicznych. Dostrze one prawidłowo ci potwierdzają wyniki badań Picha i Turka (1972) prowadzone w zapadlisku przedkarpackim. St enia bromu wzrastają ze zwi kszon mineralizacją wód. Wysokie zawarto ci bromu w reliktowych solankach, zdaniem Hema (1970), wskazują na zdolno koncentrowania si tego pierwiastka również w wyniku procesów membranowych. Wysoka zawarto bromu obok innych cech wody wskazuje na znaczny udział czynnika relikowego w jej mineralizacji. Jod do solanek trzeciorz dowych zapadliska górno l skiego dostał si głównie w wyniku rozkładu substancji organicznych oraz w wyniku procesów desorpcyjnych uwalniaj cych go z ilów morskich. Ze wzrostem mineralizacji wód zwi kszają si w nich ilo jodu, ale tylko do określonej wielko ci mineralizacji — ok. 40 g/dm<sup>3</sup>.

Tabela 2

## rednie st enie głównych jonów w solankach z ró nych formacji geologicznych

Average ion concentrations in brines from different geological formations

Jon [mval/dm <sup>3</sup> ]	Wiek utworów wodono nych			
	pi tro trzeciorz dowe	pi tro karbonu górnego	seria w glanowa karbonu dolnego i dewonu	seria terygeniczna dewonu dolnego i kambru
Ca <sup>2+</sup>	96,04	137,51	513,49	1127,00
Mg <sup>2+</sup>	47,25	119,10	188,62	212,73
K <sup>+</sup>	5,03	12,17	26,50	29,07
Na <sup>+</sup>	667,91	1013,30	1604,97	2368,57
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	3,51	0,58	2,11	
Cl <sup>-</sup>	837,77	1369,33	2285,73	3708,98
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,21	24,64	10,83	4,66
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1,76	3,75	3,29	3,71

Odmienne rodowisko hydrochemiczne reprezentuj solanki wyst puj ce w s siedztwie trzeciorz dowego zła a soli w rowie Zawady. W rejonie tym wskutek procesów diagenety, a szczególnie pod wpływem ciśnienia górotworu, solanki bade skiego zła a solnego zostały wyci ni te i przemieszczone w skały przepuszczalne. Stwierdzona mineralizacja wód, pogł biona procesami dyfuzji soli ze zła a, waha si w granicach od kilkudziesi ciu do 220 g/dm<sup>3</sup>. Solanki s wodami wyl cznie typu Cl–Na. Wska nik rNa<sup>+</sup>/rCl<sup>-</sup> wynosi ok. 1. Zawarto soli NaCl stanowi od 97 do 99% sumy soli, przy niskich st eniach jonu Ca<sup>2+</sup> i podwyszonym st eniu jonu SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> oraz praktycznym braku jodków. W miar oddalania si od zła a soli tworzy si po redni typ genetyczny solanek, powstały na skutek mieszania si wód typu Cl–Na–Ca i Cl–Na. Naley przez to rozumie powstawanie solanek w rodowisku po rednim mi dzy sedymentacj w basenie morskim o normalnym zasoleniu a akumulacj osadów w zasolonych lagunach. Wody sedymentacyjne tego typu charakteryzuj si równie wysok mineralizacj , obni on zawarto ci soli ziem alkalicznych oraz nisk koncentracj jodu. Współczynnik rNa<sup>+</sup>/rCl<sup>-</sup> w tych wodach kształtuje si jednak poni ej jedno ci.

Skład gazowy solanek jest charakterystyczny dla rodowiska redukcyjnego. Wyst puj tu gazy pochodzenia biochemicznego. Dominuje metan, którego zawarto wynosi 79 do 98% obj. i azot w ilo ci 1,2 do 19,9%. Wska nik obj to ciowy stosunku gazu do solanki waha si od 0,2 do 360. Z wyszych w łowodorów stwierdza si podwyszon obecno etanu, z gazów szlachetnych — podwyszon zawarto helu.

Pochodzenie gazów grupy w łowodorowej wyst puj cych w utworach trzeciorz dowych zagłbia mo e by ró ne (Ró kowski, 1971a). Przyjmuje si mo liwo tworzenia si w trzeciorz dzie gazów *in situ*. Przemawiaj za tym: gromadzenie si wyj ciowej masy organicznej w zbiornikach wód słonych w rodowisku intensywnego odtleniania biochemicznego i w strefach przydennych zatrutych siarkowodorem, sprzyjaj ce warunki termodynamiczne w strukturach zapadliskowych oraz wyst powanie w łowodorów gazowych w rodowisku tworzenia si wód typu Cl–Na–Ca. W trzeciorz dzie wyst puj równie gazy migruj ce z utworów karbonu. Gazy te

Tabela 3

## Wskaźniki i typy hydrochemiczne solanek

Values of hydrochemical coefficients and types of brines

Wiek utworów wodonośnych	Wskaźniki hydrochemiczne				Typy hydrochemiczne
	$r_{Na^+/rCl^-}$	$r_{SO_4^{2-} \cdot 100/rCl^-}$	$r_{SO_4^{2-} + rHCO_3^-/rCl^-}$	$r_{Cl^-/rHCO_3^-}$	
Trzeciorzęd	0,69–0,93	0,009–0,47	0,0051–0,0004	123,6–16557	Cl–Na i Cl–Na–Ca
Karbon	0,71–1,09	0,003–12,37	0,001–0,124	80,98–4993,32	Cl–Na i Cl–Na–Ca
Dewon	0,64–0,80	0,14–1,44	0,002–0,015	206,06–3899,56	Cl–Na–Ca i Cl–Na
Kambr	0,64	0,13	0,001	999,72	Cl–Na–Ca

powstały wskutek uwzględnienia pokładów w głąb. Prowadzone badania stosunku gazów szlachetnych He/Ar wykazały znaczne zróżnicowanie wieku gazów, pozwalające równocześnie nie tylko z trzeciorzędowego wieku wydzielić poziomych poziomów gazowych. Roseman i Sosnowski (1964), biorąc pod uwagę podwyższoną zawartość etanu i helu, sugerują możliwość występowania w trzeciorzędzie zapadliska przedkarpackiego gazu allochtonicznego migrującego z utworów starszych od karbonu.

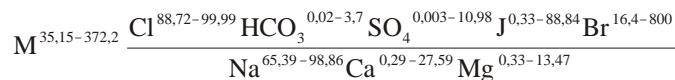
## SKŁAD CHEMICZNY SOLANEK Z UTWORÓW KARBONU GÓRNEGO

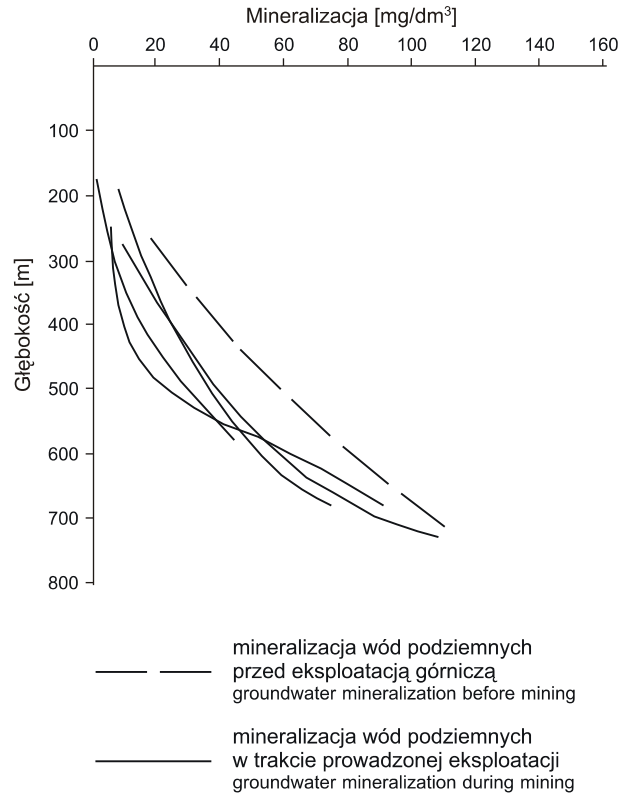
Solanek w utworach karbonu górnego występują na terenie całego zagłębia na różnych głębokościach, w zasięgu poszczególnych struktur geologicznych. Głębokość ich występowania jest uzależniona od budowy geologicznej, warunków zasilania karbońskich warstw wodonośnych oraz wpływu oddziaływania górnictwa. Rozróżnia się dwa podstawowe typy hydrochemiczne solanek: Cl–Na–Ca i Cl–Na. Współczynnik  $r_{Na^+/rCl^-}$  tych solanek kształtuje się poniżej 0,87. W pobliżu trzeciorzędowego złoża soli, w stropowych ogniwach utworów karbonu występuje typ hydrochemiczny Cl–Na charakteryzujący się wartościami współczynnika  $r_{Na^+/rCl^-}$  około 1.

Solanek z utworów karbonu opróbowano w wyrobiskach górniczych i w otworach wiertniczych w przedziale głębokości od 198 do 2400 m. Widoczny jest wpływ izolujących utworów trzeciorzędowych oraz intensywnego drenażu górniczego na głębokość występowania stropu solanek.

Sucha pozostałość solanek zawiera się w przedziale od 35,15 do 372,2 g/dm<sup>3</sup>. Odczyn pH waha się w przedziale od 6,0 do 10,2, przy średniej wartości 6,55. Twardość ogólna wód kształtuje się w przedziale od 93,2 do 900,5 mwał/dm<sup>3</sup>, zaś twardość w glanowa zmienia się w przedziale od 0,6 do 11,5 mwał/dm<sup>3</sup>.

Charakter chemiczny solanek ilustruje wzór Kurlowa:





**Fig. 4. Czasowa zmienność mineralizacji solanek w rejonach zło owych**

Changes of brines mineralization in coal mine areas in time

rednie st enia głównych jonów przedstawiono w tabeli 2. Mineralizacja wód ro nie z gł boko ci (tab. 1, fig. 2). Nie dotyczy to obszarów anomalii hydrochemicznych zwi zanych z wyst - powaniem zło a soli trzeciorz dowej w rowie Zawady, stref dyslokacji prowadz cych wody ascenzyjne oraz obszaru wystódzenia wód w strefie zapadliska przedkarpackiego. W rejonie wpływu oddziaływania trzeciorz dowego zło a soli obserwuje si wyst powanie w stropowych ogniwach karbonu najwy szych mineralizacji wód dochodz cych do 372 g/dm<sup>3</sup>.

W obu subregionach hydrogeologicznych wraz z gł boko ci i ze wzrostem mineralizacji wód wzrasta równie st enie jonów głównych. Nie dotyczy to jonów w łowodorowych oraz przede wszystkim siarczanowych. Brak tej zale no ci w przypadku jonów siarczanowych wynika z redukcyjno ci rodowiska wyst powania solanek i nie zale y od mineralizacji.

Poszczególne hydrostruktury zagł bia górno 1 skiego charakteryzuj si ró nymi gradientami hydrogeochemicznymi w zale no ci od budowy strukturalnej i aktywno ci działalno ci górniczej. Stopie wzrostu mineralizacji wód nie jest jednakowy. Przykładowo, w interwale gł boko ci 500–1000 m jest zmienny w przedziale od 6 do 65 g/dm<sup>3</sup> na 100 m.

Obserwuje si proces obni ania si pierwotnie wysokiej mineralizacji solanek w zasi gu obszarów górniczych na skutek mieszania si wód o zróż nicowanym zasoleniu oraz wprowadzeniu do wyrobisk górniczych wód technologicznych (Ró kowski, 2000). Zjawisko to ilustruje diagram



(fig. 4), na którym zaznaczono kształtowanie się naturalnej mineralizacji wód w rejonach złożonych przed udostępnieniem złoża oraz w trakcie jego eksploatacji przez cztery kopalnie węgla położone w zasięgu niecki głównej.

Wartości wskaźników hydrochemicznych (tab. 3) kształtują się w sposób typowy dla pogrzebanych solanek, co świadczy o ich powstawaniu w strefie stagnacji hydrodynamicznej w izolacji od wód współczesnego etapu infiltracyjnego.

W wodach z utworów karbonu górnego występują powszechnie pierwiastki ładowe: jod, brom, bor, fluor, stront, lit (Rókowski i in., 1985). Koncentracja bromków w analizowanych solankach waha się od 16,4 do 800 mg/dm<sup>3</sup>. Podwyższoną zawartość bromków wykazują wody o wyszym stopniu metamorfizmu. Koncentracja jodków jest zmienna, w granicach 0,41 do 88 mg/dm<sup>3</sup>. Występowanie boru (HBO<sub>2</sub>) w wodach pitejnych wodono-karbonu górnego jest mniej powszechne niż jodków i bromków. Maksymalne stężenie dochodzi do 30 mg/dm<sup>3</sup>. Fluor w ilości ponad 1 mg/dm<sup>3</sup> stwierdzono w ok. 30% analiz, przy maksymalnych stężeniach dochodzących do 9,3 mg/dm<sup>3</sup>.

Solanki opróbowane w interwale głębokości od 548 do 1982 m wykazały podwyższone stężenia jonów metali ciężkich (Wagner, 1998). Stężenia, wyrażone w mg/dm<sup>3</sup>, mieszczą się w granicach: Cr 0,05–1,0; Cu 0,15–0,25; Ni 0,3–1,4; Cd 0,16–0,75; Pb 1,4–1,6; Co 0,8; Zn 0,15–1,0.

Solanki z utworów karbonu charakteryzują się podwyższoną promieniotwórczością. Podstawowym źródłem skał promieniotwórczych jest wysokie stężenie izotopu radu <sup>226</sup>Ra z szeregu uranowego <sup>238</sup>U. Wysokość tego stężenia dochodzi do 390 kBq/m<sup>3</sup> (Chałupnik, 1996). Oprócz izotopu radu <sup>226</sup>Ra z szeregu uranu <sup>238</sup>U często występuje izotop radu <sup>228</sup>Ra z szeregu toru <sup>232</sup>Th. Stężenie jego jest jednak niższe od stężenia <sup>236</sup>Ra (Tomza i in., 1986). Uran występujący w utworach karbonowych jest podstawowym źródłem <sup>236</sup>Ra. Ilość wyługowanego <sup>236</sup>Ra jest zależna od składu chemicznego wód. Kopalne wody paleoinfiltracyjne, w których miał miejsce proces redukcji siarczanów, szczególnie łatwo ługują izotop <sup>236</sup>Ra.

Obecność izotopów promieniotwórczych w solankach występujących w utworach karbonu jest wynikiem ługowania utworów permskich i trzeciorzędowych, a być może skutkiem ługowania promieniotwórczości pierwotnej, zawartej w skałach karbonowych (Pluta, 1988; Zuber, Pluta, 1989).

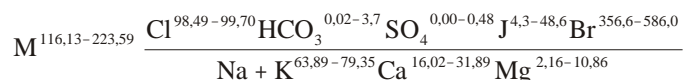
W składzie gazowym solanek dominuje metan pochodzący z degazacji pokładów węgla. Zawartości węgla w gwałtowności są nieznaczne. W strefie przejściowej od pokładów węgla nie-metanowych do pokładów metanowych występują w solankach rozpuszczone gazy azotowe z domieszką metanu, którego ilość wzrasta z głębokością. W strefie występowania metanowych pokładów węgla w składzie gazowym solanek dominuje metan. Na głębokości ok. 900–1300 m obserwuje się ponownie wzrost w składzie gazowym solanek azotu oraz obecność etanu i propanu.

#### SKŁAD CHEMICZNY SOLANEK Z SERII WĘGLANOWEJ KARBONU DOLNEGO ORAZ DEWONU

Głębokość występowania serii węglanowej złożonej z wapieni i dolomitów wazenu oraz górnego i środkowego dewonu jak również skład chemiczny występujących w niej solanek rozpoznano wyłącznie punktowo w skrajnie południowej i wschodniej części zagłębia. Strop serii występuje na głębokości 800–1400 m w rejonie Bielsko-Katowice, 1900 m w Goczałkowicach i 1640 m w rejonie Sosnowca. Maksymalna głębokość położenia stropu serii w węglanowej w centralnej części zagłębia przekracza 9000 m. Kompleks wodono-solankowy zawiera solanki typu Cl–Na–Ca, podziemne Cl–Na. Wartości mineralizacji solanek kształtują się w granicach od

116,13 do 223,59 g/dm<sup>3</sup>. Obserwuje si wzrost mineralizacji wód i st enia głównych jonów z gł boko ci (tab.1, 2). Nie dotyczy to jonów wodorow glanowych i siarczanowych. Odczyn pH solanek mie ci si w przedziale od 5,3 do 7,2. Twardo ogólna jest rz du 728 mwał/dm<sup>3</sup>.

Skład chemiczny solanek, opisany wzorem Kurlowa, przedstawia si nast puj co:



Warto ci wska ników hydrochemicznych (tab. 3) wskazuj na wysoki metamorfizm wód i wyst powanie solanek w rodowisku redukcyjnym w strefie stagnacji hydrodynamicznej.

Solanki charakteryzuj si podwy szon zawarto ci jodu, bromu i elaza. Zawarto ci bromków mieszcz si w granicach od 127 do 586 mg/dm<sup>3</sup>. St enie ich wzrasta z gł boko ci. Jodki wyst puj w solankach w ilo ci od 3 do 48 mg/dm<sup>3</sup>. Na uwag zasługuje podwy szone st enie radionuklidu <sup>226</sup>Ra w solance badanej w otworze Kozy MT-3, wynosz ce 34,663 kBq/m<sup>3</sup>.

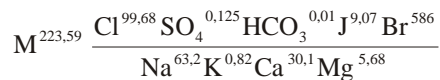
Skład chemiczny w głowodorów w czystym gazie jest zró nicowany, wskazuj c na wyst powanie odmiennych genetycznie typów gazów. Solanki zawieraj dwa typy gazów bogatych i ubogich w wy sze w głowodory. W pierwszym typie, tzw. gazów gazolinowych, stosunek procentowy metanu do wy szych w głowodorów wynosi 3:1, przy wysokiej zawarto ci wy szych w głowodorów do pentanu wł cznie. W drugim typie stosunek ten osi ga warto 30–50:1, przy nieznacznej zawarto ci lub braku najwy szych homogenów. Niskie koncentracje wy szych w głowodorów w czystym składzie gazowym sugeruj ich pochodzenie głównie z degazacji uw glonych szcz tków organicznych i pozwalaj je zaliczy do gazów ziemnych, bezgazolinowych. Zawarto w głowodorów w składzie gazowym solanek kształtowała si w granicach 20,9%. Maksymalne koncentracje w głowodorów, przy równocze nie du ej ilo ci CO<sub>2</sub>, zanotowano w otworach Goczałkowice IG-1 oraz Sosnowiec IG-1. Wysokie zawarto ci CO<sub>2</sub> wskazuj na wyst powanie w przeszło ci intensywnych procesów niszczenia nagromadze w głowodorów (Kotas i in., 1972).

#### SKŁAD CHEMICZNY SOLANEK KOMPLEKSU SERII TERYGENICZNEJ DEWONU DOLNEGO I KAMBRU

Gruboklastyczne utwory dewonu dolnego oraz kambru tworz wspólny kompleks wodono ny serii terygeniczej. Skład chemiczny solanek z tego kompleksu został rozpoznany wył cznie punktowo w otworach zlokalizowanych w południowej cz ci zagł bia.

Skład chemiczny solanek z utworów dewonu dolnego okre lono na podstawie wyników bada prowadzonych w otworach: K ty–3, Andrychów–4, Bielsko–5 oraz Goczałkowice IG-1. Wody opróbowano w przedziale gł boko ci od 1462 do 2048 m. Badane wody nale do typu hydrochemicznego Cl–Na–Ca. Sucha pozostało wód mie ci si w przedziale od 132,2 do 223,59 g/dm<sup>3</sup>.

Skład chemiczny wód wyst puj cych w utworach kambru w otworze Goczałkowice IG-1, opisany wzorem Kurlowa, przedstawia si nast puj co:



Odczyn pH kształtuje się w granicach od 5,6 do 6,2. Zawartość soli  $\text{CaCl}_2$  i  $\text{MgCl}_2$  wynosi w przypadku wód z utworów kambru 37% ogólnego składu solnego. W czystym składzie gazowym solanek stwierdzono występowanie azotu, w glowodorów i dwutlenku węgla. Zawartość azotu waha się od 46 do 97%, zaś w glowodorów — od 0,15 do 35,8%. W przeliczeniu na sumę w glowodorów zawartość metanu mieści się w przedziale od 88,1 do 98,7%. Obserwowano podwyższone zawartości  $\text{CO}_2$ , przekraczające nawet 10% koncentracji gazów. Charakterystyczna dla opisywanych gazów jest znaczna ilość gazu szlachetnego argonu, wynosząca 0,54–3,90% objętości gazu czystego (Kotas i in., 1972).

Wartości wskaźników hydrochemicznych (tab. 3) oraz obecność w składzie gazowym w glowodorów wskazują na stagnujący charakter wody, izolację kompleksu wodono-solnego oraz redukcyjno-rodowiska. W utworze Goczałkowice IG-1 na głębokości 2950 m temperatura źródła solanek wynosiła 100,5°C.

## POCHODZENIE WÓD PODZIEMNYCH W WIETLE BADAŃ IZOTOPOWYCH

Próby wyjaśnienia genezy i warunków formowania się składu chemicznego wód podziemnych występujących w profilu hydrogeologicznym GZW były prowadzone przy zastosowaniu metody analizy paleohydrogeologicznej (Pałys, 1966a; Rókowski, Przewłocki, 1979; Rókowski, w druku). Wykazano, iż rozwój hydrogeologiczny obszaru zagłębia wiślańskiego i działalności górotwórczej, która wpłynęła na przebudowę systemów przepływu wód, jak również na przeobrażenie warunków hydrogeochemicznych. W efekcie ruchów górotwórczych nastąpiła powstanie cyklicznych procesów geologicznych i związanych z nimi procesów hydrogeologicznych. Etapom sedymentogenezy i hipergenezy w cyklu geologicznym odpowiadały etapy eolożyczne i infiltracyjne cykli hydrogeologicznych (Rókowski, w druku). W etapach infiltracyjnych rozwijały się grawitacyjne systemy przepływu wód. W zależności od głębokości ich zasięgu objętości mogłyby nimi osady powstałe w etapie ostatniej sedymentogenezy lub nawet osady starszych cykli geologicznych. Powodowały one wymianę lub mieszanie się wód infiltracyjnych z wodami reliktowymi oraz wyciskanie tych ostatnich w kierunku od obszarów zasilania ku obszarom drenażu. Gradienty ciśnienia potencjalnych, niejednorodność środowiska geologicznego oraz zróżnicowanie składu chemicznego i właściwości fizycznych filtrujących wód na większych głębokościach ograniczały głębokość zasięgu grawitacyjnych systemów przepływu. Podstawową rolę w formowaniu się warunków hydrodynamicznych i hydrogeochemicznych głębokich kompleksów wodono-solnych odegrały permio-dolnotriasowe oraz trzeciorzędowe etapy infiltracyjne. Silnie rozwinęła także bałtena, a przede wszystkim duńskie wysoki ciśnienia obszarami zasilania i drenażu, będące efektem orogenezy waryscyjskiej i alpejskiej, sprzyjały wówczas formowaniu się głębokich systemów przepływu.

Wprowadzenie techniki izotopowej i szczegółowych badań hydrogeochemicznych umożliwiło rozwiniecie poglądów opartych wyłącznie na analizie paleohydrogeologicznej.

Wyniki badań izotopowych prowadzonych przez Rókowskiego i Przewłockiego (1974, 1979) wykazały występowanie w profilu hydrogeologicznym zapadliska górnośląskiego zróżnicowanego składu izotopowego wód ( $\text{T}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $\text{D}$ ). Są to wody: ostatniego etapu infiltracyjnego, wody mieszane współczesne infiltracyjne z paleoinfiltracyjnymi, wody paleoinfiltracyjne różnych etapów infiltracyjnych, synsedymencyjne wody trzeciorzędowe. Wody ostatniego etapu infiltracyjnego w osadach kenozoiku i mezozoiku są obecne na całym obszarze GZW, natomiast w utworach paleozoicznych występują niemal wyłącznie w I subregionie

hydrogeologicznym. Wody mieszane odnotowano w utworach paleozoicznych w I i II subregionie, zaś w trzeciorzędzie wyłącznie w zasięgu II subregionu. Wody paleoinfiltracyjne występują w różnorodnych utworach paleozoicznych na dużych głębokościach w zasięgu całego GZW, zaś wody synsedymencyjne — w utworach trzeciorzędowych w zasięgu obszarów zapadliskowych. Autor, biorąc pod uwagę paleohydrogeologiczną ewolucję basenu sedymencyjnego GZW, przyjmuje możliwość występowania w profilu hydrogeologicznym GZW solanek o różnorodnej genezie, głównie paleoinfiltracyjnych, w tym solanek pochodzących z procesów kompaktacji osadów i dehydratacji serii ilastych (Rókowski i in., 1979; Oszczytko, 1981; Rókowski, 1995). Brak jest jednak izotopowego potwierdzenia obecności tych ostatnich wód.

Przeprowadzona przez Zubera i Pluta (1989) oraz Pluta i Zubera (1995) szczegółowa analiza składu izotopowego i chemicznego solanek umożliwiła zaprezentowanie nowej, bardziej szczegółowej identyfikacji typów genetycznych wód. Solanki synsedymencyjne typu Na-Cl występują w całości izolowanych, piaszczystych wklądkach trzeciorzędowego kompleksu ilastego w rowach tektonicznych, na głębokości około 600 m, zostały zaliczone do trzeciorzędowych wód synsedymencyjnych. Solanki te charakteryzują się wartościami  $^{18}\text{O}$  w granicach od  $-0,4$  do  $+0,3\text{‰}$  oraz  $\text{D}$  od  $-4$  do  $-1\text{‰}$ .

Badane paleoinfiltracyjne trzeciorzędowe solanki ostatniego cyklu hydrogeologicznego, infiltrujące w podłoże przed plejstoceńskim ochłodzeniem klimatu, są wodami, w których wartość  $^{18}\text{O}$  waha się od  $-7,6$  do  $-6,2\text{‰}$ , a  $\text{D}$  od  $-53,0$  do  $-44,0\text{‰}$ . Wartości suchej pozostałości solanek dochodzą do ok.  $101 \text{ g/dm}^3$ . Występowanie tych wód, określone na podstawie charakterystyki izotopowej, sięga do głębokości 480–500 m.

Solanki paleoinfiltracyjne etapów infiltracyjnych późniejszych od permskiego, a wcześniejszych od trzeciorzędowo-czwartorzędowego charakteryzują się wartościami  $^{18}\text{O}$  od  $-4$  do  $-1,8\text{‰}$  oraz  $\text{D}$  od  $-36$  do  $-19\text{‰}$ . Wartości suchej pozostałości kształtują się w granicach od  $103$  do  $160,8 \text{ g/dm}^3$ . Solanki te występują powyżej strefy solanek zaliczanych do permskich wód paleoinfiltracyjnych.

Pluta i Zuber (1995) zaliczają do typu mieszanego głównie te wody, które są: 1) mieszaniną wód trzeciorzędowych ostatniego etapu infiltracyjnego z wodami czwartorzędowymi, 2) paleoinfiltracyjne wody trzeciorzędowe zmieszane z pogrzebanymi paleoinfiltracyjnymi solankami permskimi. W opinii cytowanych autorów solanki te charakteryzują się wartościami  $^{18}\text{O}$  od  $-9,4$  do  $-5,2\text{‰}$  oraz  $\text{D}$  od  $-27,0$  do  $-68,0\text{‰}$ . Są to głównie solanki o wartości suchej pozostałości w granicach od  $45,8$  do  $96,4 \text{ g/dm}^3$ , lokalnie znacznie wyższej. Głębokość występowania opisywanych wód sięga do ok. 500–600 m. Pozycja wartości izotopów trwałych wód podziemnych występujących w utworach trzeciorzędowych na linii opadowej potwierdza proces mieszania się wód.

Najstarsze pogrzebane paleoinfiltracyjne solanki permskiego etapu infiltracyjnego, według Pluty i Zubera (1995), mają wartości  $^{18}\text{O}$  od  $-2,9$  do  $-0,9\text{‰}$  i  $\text{D}$  od  $-28,0$  do  $-12,0\text{‰}$ . Wartości suchej pozostałości tych solanek przekraczają reguły  $100 \text{ g/dm}^3$ . Występują one również w profilu utworów karbonu, dewonu i kambru.

Działalność górnictwa jest podstawowym czynnikiem modyfikującym naturalny chemiczny i izotopowy skład wód podziemnych w zapadlisku górnośląskim do głębokości ok. 1100 m, w zasięgu wpływu oddziaływania eksploatacji górniczej. Głęboka penetracja niskozmineralizowanych wód z nadległych poziomów wodonośnych i wprowadzane do wyrobisk górniczych wody technologiczne stopniowo wysładzają solanki paleoinfiltracyjne i zmieniają ich skład izotopowy (Rókowski, 1995, 1999a). Powstają wody mieszane, których skład izotopowy zmienia się w czasie. Zachodzą one zjawiska szczególnie intensywne w pierwszym subregionie hydrogeologicznym, gdzie ma miejsce aktywne zasilanie karbońskich poziomów wodonośnych wodami atmosferycznymi.

## PODOBIE ŚCIEŻKI I ŹRÓDŁO WYSTĘPIENIE HYDROGEOLOGICZNYCH ŹRÓDŁEK WYSTĘPIENIA SOLANEK W GZW

Solanki występujące w profilu geologicznym Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zostały rozpoznane w interwale głębokości do 3000 m. Znajdują się w różnych strukturach geologicznych i rodzajach hydrogeologicznych. Występują w utworach trzeciorzędu, karbonu, dewonu i kambriu. Solanki charakteryzują się różnorodną genezą i wiekiem. Występują w izolowanym regionalnym systemie przepływu, w warunkach stagnującego przepływu. Obecnie ich notuje się w bardzo słabo przepuszczalnych piaszczystych, piaskowcowo-mułowcowych i w glaukowych i w skałach skalnych.

Rozpoznanie rodzaju hydrogeologicznego występowania solanek w GZW dokonano na podstawie kompleksowo analizowanych wyników badań strukturalnych, właściwości hydrogeologicznych i skał skalnych, systemów przepływu oraz przede wszystkim składu chemicznego, izotopowego i gazowego wód.

Rozpoznanie składu chemicznego solanek uzupełniono ich chemiczną klasyfikacją oraz obliczeniami wskaźników jonowych najczęściej stosowanych, a zatem najmniej kontrowersyjnych. Za taki uznano wskaźnik sodowo-chlorkowy  $rNa^+/rCl^-$ , przyjęty jako wskaźnik stopnia izolacji i diagenety wód, wskaźnik siarczanowy  $rSO_4^{2-} \cdot 100/rCl^-$ , określający redukcję rodzaju wód wodnego oraz wskaźniki  $rCl^-/rHCO_3^-$  i  $rSO_4^{2-} + rHCO_3^-/rCl^-$ , interpretowane jako ustalające warunki przepływu.

W przeprowadzonej analizie hydrochemicznej rodzaju występowania solanek należy uwzględnić po ich składzie gazowym wód. Ustalono, iż w zależności od regionalnych i lokalnych zmienności rodzaju hydrogeologicznych występowania mogą występować gazy, przy czym wzajemne stosunki ilościowe między poszczególnymi gazami mogą być różne. W strefie utrudnionej wymiany wód, a zwłaszcza w strefie stagnacji, w składzie gazowym solanek dominują:  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ , lokalnie  $H_2S$ . Mikroskładnikami są także w gwałtownie i gazy szlachetne. Szczególnie uwagę należy zwrócić na występowanie podwyższonych zawartości  $CH_4$  i węgla w gwałtownie oraz azotu biochemicznego jako gazów charakteryzujących te strefy izolowane.

Rozważania nad pochodzeniem solanek oparto na analizie składu izotopów trwałych, przy równoczesnym uwzględnieniu składu chemicznego wód oraz położenia w systemie przepływu.

Rozpatrywane solanki, aczkolwiek znajdują się na różnych głębokościach i w różnych rodzajach hydrogeologicznych, posiadają jednak szereg wspólnych cech, charakterystycznych dla solanek występujących w głębokich basenach sedimentacyjnych. Solanki są wodami pogrzebanymi, przeobrażonymi na skutek procesów diagenety rodzaju hydrogeologicznego w warunkach pełnej izolacji od wpływu współczesnych wód infiltracyjnych.

Podstawowymi procesami kształtującymi skład chemiczny i mineralizację solanek są: wymiana jonowa między wodami i skałami, w efekcie której wody ulegają wzbogaceniu w jony wapnia i magnezu, oraz procesy ultrafiltracji powodujące wzrost mineralizacji wraz z głębokością występowania wód. Aktywność procesów membranowych wiąże się z występowaniem dużych gradientów hydraulicznych przy małych wielkościach przepływów. W określonych przypadkach istotne znaczenie mają procesy molekularnej dyfuzji. Wzrost ogólnej mineralizacji solanek z głębokości następuje niezależnie od ich położenia w profilu hydrogeologicznym oraz genezy wód (tab. 1). Odstępstwem od tej prawidłowości są lokalnie występujące zjawiska anomalii i inwersji hydrochemicznej.

W solankach stwierdzenia głównych jonów: Na, K, Ca, Mg i Cl wzrastają z głębokością, przy niskich i zbliżonych koncentracjach jonów  $SO_4$  i  $HCO_3$ . W efekcie obserwuje się wzrost mineraliza-



cji i koncentracji jonów w wodach starszych pieter wodonowych położonych na wiskich góbkobocach (tab. 1, 2).

Analizując wartości wskaźników hydrochemicznych (tab. 3) można stwierdzić, iż w starszych utworach, w których występują solanki, tym trudniejsze są warunki kręcenia i wymiany wód oraz zwiększa się stopień ich metamorfizmu. Malejczy góbkobocach występowania solanek wskaźnik siarczanowo-chlorkowy o pogólbniej się redukcyjności środowiska. Wzrastajczy góbkobocach wartości stężeń jonów ziem alkalicznych wskazują na zwiększenie intensywności procesów wymiany jonowej w środowisku hydrogeologicznym i dominację w solankach typów hydrochemicznych Cl–Na–Ca.

Uwzględniając wartości gradientów ciśnienia hydrostatycznych i wskaźników hydrochemicznych, jak również zmiany składu izotopowego wód, można wnioskować, iż badane solanki występują w zasięgu izolowanego regionalnego systemu przepływu wód. Nie dotyczy to lokalnie występujących w zamkniętych strukturach synsedymencyjnych solanek trzeciorzędowych, jak również solanek występujących w utworach karbonu w zasięgu wpływu oddziaływania górnictwa. Te ostatnie, uwzględniając wtórne udrodnienie górotworu i aktywność drenu u górniczego, występują w strefie utrudnionej wymiany wód w warunkach postępującego procesu ich wysładzania na skutek mieszania się wód różnego pochodzenia.

Badania składu izotopowego solanek prowadzone przez Rókoskiego i Przewłockiego (1974) oraz Pluta i Zubera (1995) wykazały różnicowanie ich genez. Solanki występujące w izolowanym ilastym kompleksie trzeciorzędowym są solankami synsedymencyjnymi. Natomiast geneza solanek badanych w piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych kompleksach wodonowych karbonu jest wyraźnie różnicowana. Występują tu głównie różnowiekowe wody paleoinfiltracyjne i wody mieszane. W góbszych ogniwach karbonu oraz w węglanowych utworach dewonu i klastycznych utworach dewonu dolnego i kambru występują głównie permskie solanki paleoinfiltracyjne.

Naturalne solanki o różnicowanej genezie ulegają antropogenicznemu przekształceniu w zasięgu wpływu oddziaływania górnictwa, w interwale góbkobocach do 650–1100 m.

Wyniki badań składu gazowego solanek wskazują na możliwość zarówno syngenetycznego, jak i allochtonicznego pochodzenia gazów w rozpatrywanych środowiskach hydrogeologicznych. Gazy mogły migrować z innych formacji geologicznych, a także formowały się w ramach macierzystego środowiska. Są to gazy różnego wieku i genezy, parafinowe i bezparafinowe.

## LITERATURA

- CHAŁUPNIK S., 1996 — Kopalnie jako źródła energii promieniotwórczych środowiska. *Pr. Gł. Inst. Górn. Seria Konferencje*, **7**: 131–143.
- HEM J.D., 1970 — Study and interpretation of the chemical characteristic of natural water. *Geol. Surv. Wat. Supp. Pap.*, **1473**: 363s.
- KLECZKOWSKI A.S., VUNGOC-KY, 1969 — Vertical succession of hydrochemical zones in the Carboniferous and its overburden in the eastern part of Upper Silesia. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, **17**, 1: 57–71.
- KLECZKOWSKI A.S., WITCZAK S., 1967 — Permeability and porosity of Carboniferous sandstones as related to depth (east Upper Silesia). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, **15**, 1: 23–31.
- KOTAS A., 1985 — Structural evolution of the Upper Silesia Coal Basin (Poland). *Compt. Rend. 3, X Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*: 459–469. Madrid.
- KOTAS A. (red.), 1994 — Coal-bed methane potential of the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **142**: 81s.





- RÓŃKOWSKI A., CHMURA A., GAJOWIEC B., WAGNER J., 1993 — Impact of mining on the groundwater chemistry in the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *J. IMWA*, **12**: 95–105.
- RÓŃKOWSKI A., CHMURA A., GAJOWIEC B., JURECZKA J., WAGNER J., 1995 — Ocena możliwości włączania słonych wód w górotwór w Górnośląskim Zagłębiu Wągliwym i jego południowym obrzeżeniu. W: Współczesne problemy hydrogeologii. T. 7, cz. 2: 175–182. Wyd. Profil, Kraków.
- RÓŃKOWSKI A., GAJOWIEC B., WAGNER J., 1989 — Strefowa mineralizacja wód w zapadisku górnośląskim. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.* **58**, Konferencje 29: 131–137.
- RÓŃKOWSKI A., KEMPA J., 1993 — Chemizm wód kopalnianych w Niece Jejkowickiej i Chwałowickiej. W: Współczesne problemy hydrogeologii. T. 6: 225–229. Wrocław.
- RÓŃKOWSKI A., KOWALCZYK A., KROPKA J., LISZKOWSKA E., WITKOWSKI A., 1985 — Wody mineralne potencjalnie lecznicze w Górnośląskim Zagłębiu Wągliwym. *Geologia Uł.*, **715**, 8: 24–46.
- RÓŃKOWSKI A., PRZEŹŁOCKI K., 1974 — Application of stable environmental isotopes in mine hydrogeology taking Polish coal basins as an example. *Isotope techniques in groundwater hydrology*, vol. 1: 481–502. Intern. Atomic Energy Agency (IAEA), Vienna.
- RÓŃKOWSKI A., PRZEŹŁOCKI K., 1979 — Conditions of formation of water chemistry in the Upper Silesian Coal Basin. *Mat. Konf. Hydrogeochemistry of mineralized waters; Cieplce Spa (Poland)*: 226–238. Wyd. Geol., Warszawa.
- RÓŃKOWSKI A., RUDZIŃSKA T., BUKOWY S., 1979 — Thermal brines as a potential source of the ore mineralization of the Silesia-Cracow area. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **95**: 59–89.
- RÓŃKOWSKI A., WAGNER J., 1988 — Badania hydrogeologiczne głębokich poziomów wodonośnych karbonu GZW. *Zesz. Nauk. P. l.* **960**, *Górnictwo*. 172: 359–370.
- TOMZA I., LEBECKA J., PLUTA I., 1986 — Promieniotwórczość wód z utworów karbońskich Górnośląskiego Zagłębia Wągliwego a warunki geologiczne. *Zesz. Nauk. P. l.* **900**, *Górnictwo* 149: 449–453.
- TOTH J., 1995 — Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeol. J.*, **3**, 4: 4–16.
- VU NGOC-KY, 1973 — Strefowa hydrochemiczna w karbonie i jego nadkładzie na obszarze Babice-Spytkowice. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie* **74**: 88s.
- WAGNER J., 1998 — Charakterystyka hydrogeologiczna karbonu produktywnego niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Wągliwego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 383: 55–96.
- WILK Z., 1965 — Zawodnienie a wielkość głębokopali we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Wągliwego. *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie* **24**: 117s.
- WILK Z., ADAMCZYK A. F., NAŁCKI T., 1990 — Wpływ działalności górnictwa na środowisko wodne w Polsce. CPBP 04.10. Wyd. SGGW-AR, Warszawa.
- WITCZAK S., 1964 — Uwagi o chemizmie wód rejonu Rybnika. *Prz. Geol.*, **12**, 2: 83–86.
- ZUBER A., PLUTA I., 1989 — Wskaźniki izotopowe i chemiczne genezy solanek karbonu GZW. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.* **58** Konferencje 29: 497–504.