

Xena DERDZIŃSKA, Jan PALYS

Pochodzenie chlorków w wodach górnego karbonu w świetle ilościowych obliczeń

WSTĘP

Na temat genezy wód słonych w utworach karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wypowiedziano różne poglądy. Obecność wód słonych wiązano z ługowaniem utworów morskich miocenu występujących w nadkładzie karbonu na przeważającym obszarze GZW (K. Konior, 1958), zwłaszcza zaś z ich facją salinarną w części zachodniej (R. Michael, 1913; R. Rosłowski, 1933). Genezę wód słonych w południowej części GZW R. Podło (1960) wiąże z bezpośrednią infiltracją wód morskich okresu mioceńskiego w obnażone warstwy karbonu.

Zaden jednak z wymienionych autorów nie uzasadnia, jaka była przyczyna utworzenia się solanek w karbonie, zwłaszcza zaś w wyniku jakiego procesu nastąpiła wymiana wód karbońskich na wody infiltracyjne miocenu. Jeden z autorów (J. Pałys 1966b, 1968) powstanie wód słonych w karbonie wiąże z lądowym okresem permskim, zwłaszcza jego dolną częścią. W tym to czasie istniały dogodne warunki morfologiczno-strukturalne do wymiany pierwotnych sedymentacyjnych wód karbońskich na powierzchniowe wody infiltracyjne, które z uwagi na istniejący w tym czasie klimat i przejawiające się kontynentalne zasolenie obszaru miały charakter wód słonych.

Niniejsze opracowanie zawiera dalsze argumenty potwierdzające niesłuszność poglądu R. Michaela (1913) i R. Rosłowskiego (1933). Wykazano w nim, że ilości rozpuszczonych w wodzie soli NaCl, znajdujących się w warstwach karbonu górnego, są zbyt duże, by ich źródła można było się dopatrywać w salinarnych osadach miocenu, zajmujących ograniczoną przestrzeń w zachodniej części GZW.

Autorzy składają serdeczne wyrazy podziękowania prof. drowi J. Poborskiemu za możliwosci przedyskutowania szeregu zagadnień dotyczących opracowywanego tematu.

ZARYS STREFOWOŚCI HYDROCHEMICZNEJ W KARBONIE

Od kilku co najmniej już lat wiadomo, że wody słone i solanki występujące w GZW rozmieszczone są strefowo. Obserwuje się wzrost ich mineralizacji wraz z głębokością, której towarzyszy równocześnie zmiana

składu chemicznego (S. Mularz, 1964; S. Witczak, 1964; J. Pałys, 1964, 1966a, b). Stwierdzono tu wody o mineralizacji od 1 g/l do ponad 150 g/l. Utwory karbonu na obszarze, gdzie przykrywa go miocen, zawierają wyłącznie wody słone, natomiast wszędzie tam, gdzie pokryte są węglanowymi utworami mezozoiku lub odsłaniają się na powierzchni, zawierają (do pewnej głębokości od powierzchni) również wody słodkie.

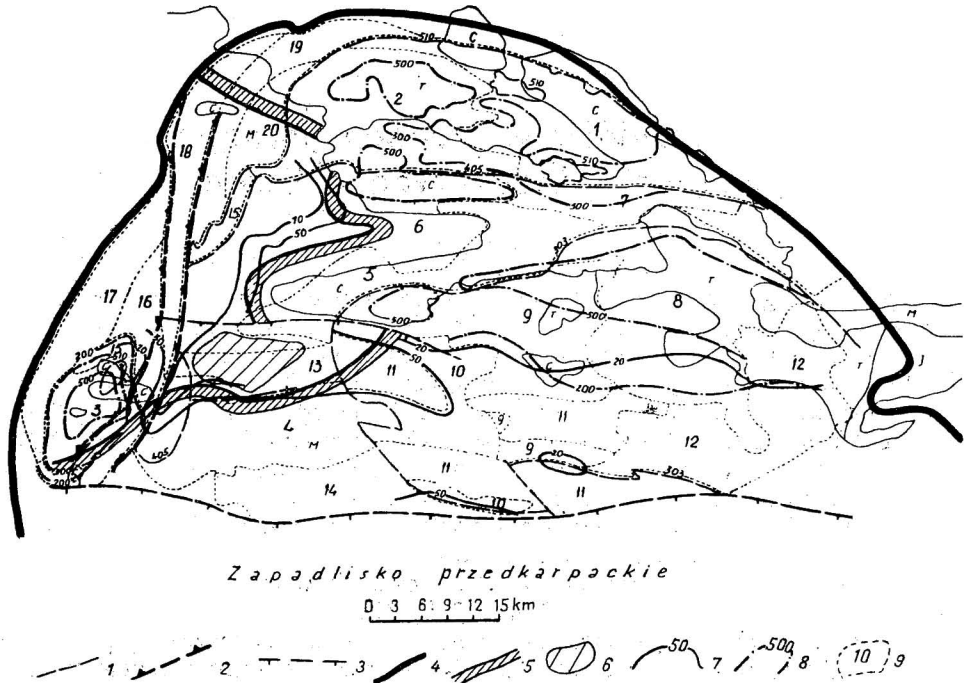


Fig. 1. Szkic geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego
Geological sketch of the Upper Silesian Coal Basin

1 — granice litologiczno-stratygraficzne karbonu; 2 — nasunięcie michałkowickie i orłowskie; 3 — uskoki; 4 — kontur GZW; 5 — wychodnia osadów chemicznych dolnego tortoniu wg S. Alexandrowicza (1963); 6 — występowanie soli w osadach dolnego tortoniu wg R. Michaela (1913); 7 — linie równej mineralizacji wód w g/l na głębokości 400 m; 8 — linie równej głębokości występowania wód o mineralizacji 5 g/l; 9 — pola obliczeniowe; M. miocen; J, T — jura, trias; C — karbon

1 — lithologic-stratigraphical boundaries of Carboniferous; 2 — Michałkowice and Orłowo overthrusts; 3 — faults; 4 — outline of the coal basin; 5 — outcrops of Lower Tortonian chemical deposits, according to S. Alexandrowicz (1963); 6 — occurrence of salts in the Lower Tortonian deposits, according to R. Michael (1913); 7 — lines of equal mineralization of waters in g/l at a depth of 400 m; 8 — lines of equal occurrence depths of waters characterized by a mineralization 5 g/l; 9 — calculation fields; M — Miocene; J, T — Jurassic, Triassic; C — Carboniferous

Wody o mineralizacji poniżej 1 g/l (słodkie) mają skład chemiczny $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ lub zbliżony, przechodzący czasami w $\text{HCO}_3\text{-Na}$ i rzadko w $\text{SO}_4\text{-Na}$. W grupie mineralizacji 1-5 g/l wody zawierają z reguły nieduże ilości chlorków lub mogą nawet być ich w ogóle pozbawione. W części północnej GZW są to przeważnie wody $\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$, przechodzące

w typ $\text{SO}_4\text{-Na}$, w południowej natomiast pojawiają się pewne ilości chlorków zmieniających wody na $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$.

W grupie wód słonych o mineralizacji 5÷50 g/l przeważa już na zdecydowanej większości obszaru GZW typ wód Cl-Na lub $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$. W pobliżu jednak dolnej granicy tego przedziału, gdy mineralizacja przekracza ok. 10 g/l, wody z reguły stają się chlorkowe. Przy zbliżaniu się do górnej granicy w wymienionej grupie wody mają już często skład Cl-Na-Ca-Mg lub do niego zbliżony.

Wody o mineralizacji powyżej 50 g/l we wszystkich wyższych grupach mineralizacji charakteryzują się składem prawie wyłącznie chlorkowym, w których kosztem zawartości sodu zwiększa się udział jonów ziem alkalicznych. W skrajnych przypadkach zawartość jonów Ca^{2+} i Mg^{2+} w wodach może przekraczać 20% całkowitej koncentracji kationów (J. Pałys, 1966a, b). Warunki hydrochemiczne w GZW przedstawia fig. 1.

OBLICZANIE IŁOŚCI SOLI ZAWARTYCH W WODACH KARBONU

Jak już wspomniano, w wodach karbonu znajdują się sole zarówno wodorowęglanowe, siarczanowe, jak i chlorkowe. Obliczenia wykonano tylko dla soli chlorkowych, które występują w wodach dopiero przy wyższych mineralizacjach. Dlatego też przedmiot obliczeń stanowiły tylko te wody, których mineralizacja przekraczała 5 g/l. Na podstawie znacznej liczby analiz chemicznych ustalono, że w grupie mineralizacji wód 5÷50 g/l, udział chlorków jest rzędu 90%, natomiast przy mineralizacjach wyższych zawartość ich wynosi praktycznie 100%. Z uwagi jednak na fakt, że w grupie wód chlorkowych prócz soli NaCl występują jeszcze chlorki ziem alkalicznych, obliczenia wykonano w pierwszej kolejności tylko dla jonu chlorkowego, następnie zaś wyliczono zawartość NaCl , przy czym całą zawartość jonu Cl przyporządkowano sodowi. Znajdujące się w wodach jony Ca^{2+} i Mg^{2+} pojawiły się tu później w wyniku wymiany kationowej, jaka miała miejsce między wodami słonymi a środowiskiem skalnym.

Obliczenia wykonano dla profilu karbonu górnego, zajmującego powierzchnię ok. 3364 km². Granice tego obszaru stanowią: od zachodu, północy i wschodu wychodnie karbonu górnego, objętego w różnym stopniu działalnością górnictwa, od południa zaś — północny brzeg zapadliska przedkarpackiego. W obliczeniach nie uwzględniono obszaru zapadliska przedkarpackiego, ze względu na stosunkowo słaby stan rozpoznania geologicznego i warunków hydrochemicznych.

Badaniami objęto wszystkie ogniwa stratygraficzno-litologiczne karbonu — od warstw brzeżnych (namur A) po najwyższy westfal. Miąższość całego kompleksu, po odliczeniu grubości nakładu, waha się od ok. 700 m na skrajnym wschodzie GZW do ok. 4000 m w jego części zachodniej.

Niżej podano procentowy udział piaskowców w profilu poszczególnych ogniw karbonu (A. Czekał, Z. Dembowski, U. Moszczyńska i in., 1964 oraz nie publikowane materiały A. Kotasa).

Udział piaskowców w warstwach brzeżnych stanowi ok. 30% ogólnej ich miąższości, reszta przypada na łupki. Piaskowce są przeważnie drobnoziarniste i tylko lokalnie w górnej części warstw porębskich średnio-

i różnoziarniste (np. tzw. „zlepieńce zameckie”). W warstwach siódłowych i dolnorudzkich ilość piaskowców waha się w granicach 20÷80% w zależności od obszaru GZW. Piaskowce są na ogół różnoziarniste, a miejscami nawet gruboziarniste, zlepieńcowate. W profilu warstw górnorudzkich i orzeskich udział piaskowców waha się od 10 do 40%; są to na ogół piaskowce drobnoziarniste. W warstwach łaziskich i libiąskich piaskowce stanowią 70÷90%, są one przeważnie gruboziarniste i zlepieńcowate.

Dużą trudność w obliczeniach sprawiło przyjęcie odpowiedniego współczynnika odsączalności poszczególnych ogniw piaskowców w celu określenia zawartej w nich ilości wody i ilości chlorków.

Nieliczne laboratoryjne oznaczenia odsączalności wykonano dotychczas tylko dla piaskowców warstw łaziskich i libiąskich. Według B. Szwabowicz i Z. Wilka (1965) wielkość współczynnika odsączalności wynosi średnio ok. 0,06. W niniejszym opracowaniu odsączalność dla tego kompleksu piaskowców przyjęto jako 5%, uwzględniając fakt, że w miarę zwiększania się głębokości ich występowania będzie ulegał on zmniejszeniu.

Wielkość współczynników odsączalności dla piaskowców warstw brzeźnych, siódłowych, dolno- i górnorudzkich oraz orzeskich nie jest znana prawie zupełnie. Istnieją sporadyczne zaledwie jego oznaczenia dotyczące niektórych tylko rejonów. Na ich podstawie oraz litologicznego porównania piaskowców omawianych ogniw stratygraficznych z piaskowcami warstw łaziskich i libiąskich przyjęto, że piaskowce warstw siódłowych i dolnorudzkich do głębokości 1500 m mają średnią odsączalność rzędu 3%, poniżej natomiast ok. 2%. Dla piaskowców warstw brzeźnych, orzeskich i górnorudzkich do głębokości 1 500 m przyjęto średnią odsączalność w wysokości 2%, a poniżej tej głębokości ok. 1%.

SPOSÓB I WYNIKI PRZEPROWADZONYCH OBLICZEŃ

Przedstawione niżej obliczenia należy traktować jako szacunkowe. Mają one na celu podanie rzędu wielkości jonu Cl^- znajdującego się w wodach słonych i solankach oraz ilości soli NaCl . Na niedokładność wyliczeń ma wpływ znaczna ilość parametrów, zmieniająca się na obszarze GZW zarówno w kierunku poziomym, jak i pionowym. Do parametrów tych zaliczyć można miąższość piaskowców, ich stopień klastyczności oraz odsączalność, mineralizację wody o różnym składzie chemicznym, a więc o różnych stosunkach jonowych, a także inne czynniki pośrednie, jak głębokość i in.

Biorąc pod uwagę ważniejsze parametry, wydzielono w omawianym obszarze 159 pól obliczeniowych, w których obrębie mają one mniej więcej wartość stałą. Ze względów technicznych załączenie w całości wykonanych obliczeń nie było możliwe, dlatego przedstawiono je w postaci zgeneralizowanej do liczby 20 i podano na fig. 1 oraz w tabelach 1 i 2.

Poniżej omówiona zostanie w sposób ogólny metoda uzyskiwania wartości liczbowych poszczególnych parametrów. W tym celu przeanalizowane zostaną kolejne rubryki tabeli 1 i 2.

Tabela 1 obejmuje pola obliczeniowe znajdujące się w północnej części GZW, na obszarze której nadkład stanowią przepuszczalne dla wód in-

filtrujących węglanowe w zasadzie utwory mezozoiku lub gdzie warstwy karbonu wychodzą bezpośrednio na powierzchnię. W tabeli 2 przedstawiono pola znajdujące się w części GZW, w której ilaste i nieprzepuszczalne osady miocenu chronią utwory karbonu przed infiltracją ze strony wód opadowych i powierzchniowych.

W rubryce 2 tabel 1 i 2 podano symbole pól obliczeniowych przed ich zgeneralizowaniem. Granice pól ustalono na podstawie zmian mineralizacji wód, zmian miąższości poszczególnych ogniwi stratygraficznych karbonu, znajdujących się w bezpośredniej bliskości powierzchni oraz różnic w procentowej zawartości materiału gruboklastycznego w obrębie danego ogniwa stratygraficznego. W rubryce 3 podano sumaryczną powierzchnię pól obliczeniowych w km².

Miąższości poszczególnych serii stratygraficznych (rubryka 5) były liczone nie od powierzchni karbońskiej, a od głębokości, w której wody osiągną mineralizację wyższą od 5 g/l (A. Czekaj, Z. Dembowski, U. Moszczyńska i in., 1964 oraz nie publikowane materiały A. Kotasa). Za dolną granicę karbonu przyjęto spąg warstw pietrkowickich w zachodniej części GZW, we wschodniej natomiast spąg warstw sarnowskich.

Potrzebną do obliczeń miąższość piaskowców w poszczególnych ogniwach stratygraficzno-litologicznych przedstawiono w rubryce 6. Otrzymano ją z cytowanych wyżej materiałów przez przeliczenie procentowego udziału piaskowców w profilu poszczególnych ogniwi na ich miąższości.

W rubryce 7 podano wartości współczynnika odsączalności dla wymienionych ogniwi litologiczno-stratygraficznych. Sposób wyznaczenia tego współczynnika omówiono wyżej.

Rubryka 8 zawiera liczbowe wartości mineralizacji wód w g/l, zaczerpnięte z mapy mineralizacji wód w karbonie. Jakość wód rozpoznano tu jednak w zasadzie tylko do głębokości 800 m. Na tej głębokości mineralizacja waha się od 10 do ponad 150 g/l (J. Pałys, 1966b). Z uwagi na fakt, że w większości rejonów GZW obserwuje się prawidłowy wzrost mineralizacji wód wraz z głębokością, przyjęto, że również poniżej 800 m tendencja ta będzie się do pewnych granic utrzymywać. Dokładnych danych na ten temat do tej pory brak. Aby nie zawyżać obliczeń przyjęto, że mineralizacja wód występujących na większych głębokościach jest taka sama lub podobnego rzędu jak na głębokości 800 m. Taką samą mineralizację przyjmowano na ogół w tych obszarach, w których dochodziła ona już do 150 g/l, natomiast tam, gdzie była ona stosunkowo niska, zwiększono ją, jednak w niewielkim tylko stopniu, maksymalnie o 20%. Z tego też powodu wydaje się, że przyjęte wartości mineralizacji będą w wielu przypadkach zaniżone.

W rubryce 9 podano zawartości jonu Cl⁻. Na podstawie istniejących analiz chemicznych ustalono, że w grupie mineralizacji wód od 5 do 50 g/l ilość chlorków w wodach wynosi ok. 90% znajdujących się soli, a gdy przekracza 50 g/l, zawartość Cl⁻ wynosi już praktycznie 100% wszystkich anionów. Z uwagi na to, że udział wagowy jonu Cl⁻ w soli NaCl stanowi ok. 66%, do obliczeń przyjęto tę część mineralizacji, która jest równa koncentracji tego jonu.

Rubryka 10 zawiera wyliczoną zawartość jonu Cl⁻ w mln t. Liczbę tę otrzymano przez pomnożenie objętości piaskowców, współczynnika odsączalności i zawartości w wodzie jonu Cl⁻

Tabela zawartości soli w wodach karbonu górnego w odkrytej części GZW

L. p.	Pola obliczeniowe	Powierzchnia pól obliczeniowych w km ²	Stratygrafia	Miąższość ogniw stratygraficznych w m	Miąższość piaskowców w m	Współczynnik odsączalności μ	Mineralizacja w g/l	Zawartość Cl ⁻ w g/l	Ilość Cl ⁻ w mln ton
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	18, 25-35	166,0	C _{w1-2} C _{n5+C_{w1}} C _{n1-4}	50-350 40-225 392-862	10-105 28-80 352-444	0,02 0,03 0,02	20-40	12-24	31,86
2	1-17, 19-24	182,0	C _{w1-2} C _{n5+C_{w1}} C _{n1-4}	10-300 125-750 1320-1600	35-105 44-262 485-590	0,02 0,03 0,01-0,02	40-150	24-100	145,86
3	36-49	99,2	C _{n5+C_{w1}} C _{n1-4}	do 700 2560-3340	do 175 1130-1430	0,02-0,03 0,01-0,02	90-100	60-66	144,71
4	1a-7a	185,1	C _{w1-2} C _{n5+C_{w1}} C _{n1-4}	600-1500 550-800 1300-1870	120-317 270-330 550-680	0,02 0,02-0,03 0,01	30-150	18-100	233,39
5	9a-12a, 18a-20a	190,5	C _{w1-2} C _{n5+C_{w1}} C _{n1-4}	170-1200 250-700 1170-1620	42-220 137-245 477-530	0,02 0,02-0,03 0,01-0,02	50-150	30-100	192,11
6	8a, 13a-17a, 29a-32a	208,5	C _{w1-2} C _{n5+C_{w1}} C _{n1-4}	do 700 220-750 1720-2310	do 245 121-187 650-800	0,02 0,03 0,01-0,02	70-150	46-100	307,34
7	21a-28a	72,1	C _{w1-2} C _{n5+C_{w1}} C _{n1-4}	do 100 do 300 970-1420	do 25 do 165 315-400	0,02 0,03 0,01-0,02	70-140	46-92	34,29

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
8	22b-51b	375,4	C_{w3-4} C_{w1-2} $C_{n5}+C_{w1}$ C_{n1-4}	do 645 75-400 25-100 do 550	do 550 26-125 17-65 do 227	0,05 0,02 0,03 0,01-0,02	10-130	6-86	172,11
9	1b-8b, 10b, 11b, 13b-21b	336,1	C_{w3-4} C_{w1-2} $C_{n5}+C_{w1}$ C_{n1-4}	do 450 400-1300 100-500 725-1200	do 347 85-300 45-225 320-415	0,05 0,01-0,02 0,02-0,03 0,01-0,02	30-150	18-100	304,26
10	9b, 12b	163,5	C_{w3-4} C_{w1-2} $C_{n5}+C_{w1}$ C_{n1-4}	50-75 600-850 300-350 750-950	32-54 120-170 160 320-360	0,05 0,02 0,03 0,01-0,02	100-150	66-100	195,12

1.761,05

C_{w3-4} – warstwy łaziskie i libiąskie; C_{w1-2} – warstwy orzeskie i górnorudzkie; $C_{n5}+C_{w1}$ – warstwy siodłowe i dołnorudzkie;
 C_{n1-4} – warstwy brzeżne (pietrzkowickie, gruszowskie, jakłowieckie i porębskie)

Tabela zawartości soli w wodach karbonu górnego w zakrytej części GZW

L. P.	Pola obliczeniowe	Powierzchnia pól obliczeniowych w km ²	Stratygrafia *	Miąższość ogniw stratygraficznych w m	Miąższość piaskowców w m	Współczynnik odsączalności μ	Mineralizacja w g/l	Zawartość Cl ⁻ w g/l	Ilość Cl ⁻ w mln ton
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
11	1c-3c, 5c, 7c-9c, 18c-19c	433,6	C _{w3-4} C _{w1-2} C _{n5} +C _{w1} C _{n1-4}	do 600 450-1500 do 500 720-1170	do 510 77-305 do 225 230-320	0,05 0,01-0,02 0,02-0,03 0,01-0,02	90-150	60-100	753,56
12	20c-23c, 26c-31c	278,6	C _{w3-4} C _{w1-2} C _{n1-4}	120-600 50-300 do 420	110-452 35-85 do 130	0,05 0,02 0,02	10-100	6-66	231,98
13	33d, 34d	84,2	C _{w1-2} C _{n5} +C _{w1} C _{n1-4}	do 1800 650-800 1970-2120	do 320 200-290 580-630	0,01-0,02 0,02-0,03 0,01	120-150	80-100	135,34
14	35d, 36d	156,3	C _{w1-2} C _{n5} +C _{w1} C _{n1-4}	1100-1450 550-700 1270-1520	190-250 302-315 340-400	0,02 0,02 0,01	40-120	24-80	180,35
15	50e-52e	42,9	C _{n5} +C _{w1} C _{n1-4}	775 do 2700	154 do 1000	0,03 0,01-0,02	70-150	46-100	51,61
16	53e	85,7	C _{n1-4}	3300	1350	0,01-0,02	100	66	98,34
17	54e	111,4	C _{n1-4}	3560	1500	0,01-0,02	100	66	138,60
18	55e	49,4	C _{n1-4}	3760	1600	0,01-0,02	100	66	78,46
19	56e	75,5	C _{n1-4}	3160	1300	0,01-0,02	100	66	83,82
20	57e	68,4	C _{n1-4}	2360	900	0,01-0,02	100	66	58,00

1.810,06

* Oznaczenia symboli jak w tab. 1.

Jak wynika z wykonanych obliczeń (tab. 1, 2), ilość jonu Cl^- w wodach karbonu na odsłoniętym obszarze GZW wynosi 1,76 mld t, na obszarze zakrytym natomiast ok. 1,81 mld t, co daje łącznie ok. 3,57 mld t. Jeśli przyjąć, że jon Cl^- łączy się z jonem Na^+ w stosunku wagowym 3 : 2, to podana łączna ilość chlorków równa się 5,95 mld ton soli NaCl . Uzyskana z obliczeń liczba jest bardzo duża, mimo że dotyczy tylko tej ilości soli zawartej w wodzie, która znajduje się w zasięgu karbonu górnego. Pominięto tu bliżej nie rozpoznany rejon zapadliska przedkarpackiego, w którego obrębie występują również utwory karbonu górnego o znacznej miąższości, zawierające wody słone i solanki. W ten sposób, jak podano wcześniej, powierzchnia objęta obliczeniami przedstawia zaledwie ok. 75% obszaru występowania karbonu górnego.

Wobec otrzymanej z obliczeń wysokiej ilości soli rozpuszczonych w wodzie powstaje pytanie, czy liczba ta nie jest zawyżona? W odpowiedzi trzeba zaznaczyć, że wszystkie przyjęte do obliczeń parametry przedstawiają dolną granicę wartości średnich. Dotyczy to przyjętych miąższości piaskowców, w pewnym stopniu współczynników odsączalności, przede wszystkim jednak mineralizacji wody. Dlatego też wykonane obliczenia uważać należy jako szacunkowe i w wielu przypadkach za zaniżone. Wpływ ma na to również ten fakt, że w obliczeniach pominięto zupełnie olbrzymie serie łupkowe, których miąższość w wielu przypadkach przewyższa miąższość serii piaskowcowych. Wiadomo, że utwory te zawierają również pewną ilość wody i soli, o czym świadczą dopływy wód do wyrobisk kopalń prowadzonych w seriach łupkowych oraz znaczne ilości soli NaCl otrzymywane w trakcie ługowania łupków wodą destylowaną. Ilości te dochodzą do kilkudziesięciu mg jonu Cl^- na 100 g badanej skały. Dlatego też łączna ilość chlorków we wszystkich utworach karbonu górnego, tak piaskowcach jak i łupkach, będzie prawdopodobnie znacznie wyższa od wyliczonej. Dokładnego jednak obliczenia tych ilości nie można w obecnym stanie rozpoznania omawianego zagadnienia wykonać.

ZRÓDŁO POCHODZENIA CHLORKÓW W WODACH KARBONU GÓRNEGO W ŚWIETLE WYKONANYCH OBLICZEŃ

Jak podano na wstępie pochodzenie soli chlorkowych występujących w wodach karbonu górnego wiązano dotychczas z ługowaniem morskich utworów miocenu, zwłaszcza zaś tych, które wykształcone są w facji salinarnej i ich infiltracją w warstwy karbonu.

Na podstawie obliczeń ilości soli zawartych w wodach karbonu górnego wykazano jednak, że wody te nie mogą w tak olbrzymiej masie pochodzić z ługowania utworów solonośnych, zajmujących ograniczony zaledwie obszar w zachodniej części GZW. Tutaj już co najmniej od czasów R. Michaela (1913) w tzw. rowie Zawady znane jest występowanie utworów solonośnych z warstwami soli kamiennej, której ilość autor ten szacował na ok. 1,0 mld ton. Ilość rozpuszczonych soli NaCl w wodach utworów karbońskich przewyższa 6-krotnie ich ilość w stanie stałym, znajdującą się w utworach miocenu rowu Zawady, co wskazuje, że solanki karbonu nie mogą mieć większego związku genetycznego z solą rowu Zawady. Trudno bowiem przyjąć, że obecnie znajdująca się tu sól

stanowi zaledwie szóstą część swojej pierwotnej masy. Na istnienie tak znacznej erozji brak jest w chwili obecnej dowodów, tym bardziej, że według J. Poborskiego (inf. ustna) w masie solnej głównego poziomu ewaporatów tortońskich na obszarze GZW nie stwierdza się objawów ługowania wcześniej osadzonej soli. Nie obserwuje się też w pokładach soli jakichkolwiek rezydów charakterystycznych dla procesów takiego ługowania. Przeciwnie, główny poziom ewaporatów z warstwami soli jest na całym prawie obszarze swego występowania dostatecznie izolowany. Leży on bowiem wśród kompleksu praktycznie nieprzepuszczalnych ilów o znacznej miąższości.

Brak również dowodów na to, że mógł zostać zniszczony młodszy stratygraficzny poziom od głównego poziomu ewaporatów tortońskich. Zdaniem J. Poborskiego na Przedgórzu Karpat w Polsce nie stwierdza się takiego odpowiednika. Brak go w warstwach chodenickich i w ogóle we wschodniej części zapadliska, gdzie koło Tarnowa mamy pełny profil osadów tortońskich. Wnioskować stąd należy, że poziom taki nie mógł występować również w GZW, w całej bowiem strefie Przedgórza Karpat znajdowało się jedno morze i panowały bardzo zbliżone warunki sedymentacji.

Z wykonanej przez S. Alexandrowicza (1963) rekonstrukcji facjalnego rozmieszczenia osadów tortonu na obszarze GZW wynika jednak, że wschodnie granice facji utworów chemicznych są erozyjne. Fragmentaryczne osady gipsu znajdujące się również we wschodniej części GZW, w rowie krzeszowickim i jeszcze dalej na wschodzie. Zaraz po ich osadzeniu się musiały one pokrywać znacznie większe obszary, nie wiadomo jednak czy towarzyszyły im osady solonośne. Możliwość ich depozycji zależała od warunków morfologicznych zbiornika sedymentacyjnego.

Zdaniem R. Michaela (1913) ewaporaty wyższych rzędów z solą kamienną występują tam, gdzie miąższość kompleksu osadów chemicznych jest względnie duża, np. w rejonie rowu Zawady. W kierunku wschodnim natomiast miąższość tych utworów ulega znacznemu zmniejszeniu, co mogłoby sugerować, że istniały tu gorsze warunki sedymentacji. Wynikać by stąd mogło, że ewaporaty wyższych rzędów tworzyły się tylko w przegłębiających się resztkowych i wysychających zbiornikach morskich, do jakich należał rów Zawady. Stąd też wydaje się, że nie musiały one pokrywać całego obszaru występowania osadów chemicznych z gipsami.

Przeprowadzone badania nie dostarczyły dowodów potwierdzających, że osady solne na obszarze GZW mogłyby być zługowane w ilości co najmniej 6-krotnie większej od tej, która znajduje się obecnie w obrębie salinarnej facji utworów tortonu.

Brak jest również dowodów, które poświadczyłyby, że wody zawarte w utworach karbonu mogły zostać wymienione na słone wody infiltracyjne okresu pomioceńskiego, zwłaszcza że już znacznie wcześniej, bo w permie istniały po temu sprzyjające warunki hydrochemiczne (J. Pałys, 1966b, 1968). Pochodzenie więc olbrzymiej większości wód słonych i solanek występujących w karbonie miałoby związek z wcześniejszą i pierwszą w historii na tym obszarze epoką salinarną — okresem permskim.

Możliwości pochodzenia solanek występujących w karbonie z ługowania soli tortońskich przeczą również wspomniane już na wstępie dane z no-

wych wierceń wykonanych na obszarze zapadliska przedkarpackiego. Stwierdzono tu bowiem występowanie wód w stropowej partii karbonu, pod kilkusetmetrową serią nieprzepuszczalnych ilów miocenu, o mniejszej mineralizacji w porównaniu do wód znajdujących się w miocenie. Fakt ten odniesiono do wystudzenia, które miało miejsce przed osadzeniem się ilów miocenu (J. Pałys, 1966b; X. Derdzińska, J. Pałys, 1969). Gdyby istniała możliwość przenikania w utwory karbonu wód tęgających osady salinarnie miocenu, zjawisko wystudzenia (tzw. „przerwa hydrochemiczna”) nie mogło by występować.

Dane hydrochemiczne uzyskane ostatnio wskazują ponadto, że wody w utworach karbonu w porównaniu do wód znajdujących się w miocenie charakteryzują się zupełnie inną zawartością jodu i przypuszczalnie innych mikropierwiastków (J. Pałys, praca w przygotowaniu do druku).

Oddział Górnośląski
Instytutu Geologicznego
Sosnowiec, ul. Białego 5
Nadesłano dnia 19 lutego 1969 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S. (1963) — Stratygrafia osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnośląskim. Pr. Inst. Geol., 39. Warszawa.
- CZEKAJ A., DEMBOWSKI Z., MOSZCZYŃSKA U., KUCHCIŃSKI J., SIEWNIK A. (1964) — Mapy miąższości i zawartości materiału gruboklastycznego oraz zawartości materiału fitogenicznego. Region Górnośląski, utwory karbonu górnego. Inst. Geol. Warszawa.
- DERDZIŃSKA X., PAŁYS J. (1969) — „Przerwa hydrochemiczna” w podłożu miocenu zachodniej części zapadliska przedkarpackiego. Kwart. geol., 13, p. 375, nr 4. Warszawa.
- KONIOR K. (1958) — Les eaux minérales récemment découvertes dans les environs de Goczałkowice. Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sci. chim. géol. et géogr., 6, p. 695—700, nr 11. Varsovie.
- MICHAEL R. (1913) — Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Jb. Konigl. Preuss. Geol. L.-A., 34, p. 241—332, nr 2. Berlin.
- MULARZ S. (1964) — O strefach hydrochemicznych niecki bytomskiej. Prz. geol., 12, p. 78, nr 2. Warszawa.
- PAŁYS J. (1964) — Problemy hydrochemiczne w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Prz. geol., 12, p. 81, nr 2. Warszawa.
- PAŁYS J. (1966a) — Wody typu siarczanowo-sodowego i węglanowo-sodowego na Górnym Śląsku. Prz. geol., 14, p. 229, nr 5. Warszawa.
- PAŁYS J. (1966b) — O genezie solanek w górnym karbonie na Górnym Śląsku. Roczn. Pol. Tow. Geol., 36, z. 2. Kraków.
- PAŁYS J. (1968) — L'origine des saumures dans les sédiments limniquo-paraliques du Carbonifère de la Haute Silésie. Intern. Geol. Con. XXVIII Ses.
- PAŁYS J. (praca w przygotowaniu do druku) — Pochodzenie słonych wód w karbonie ważniejszych Zagłębi Węglowych Europy na tle ich geologicznego rozwoju.

- PODIO R. (1960) — W sprawie występowania i genezy solanek w południowej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prz. geol., 8, p. 603—604, nr 11. Warszawa.
- ROSLONSKI R. (1933) — Źródła solankowe w Goczałkowicach i Jastrzebiu. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 36, p. 54—56. Warszawa.
- SZWABOWICZ B., WILK Z. (1965) — Badania laboratoryjne niektórych własności hydrogeologicznych piaskowców warstw łaziskich i libiąskich (górną karbon), Zesz. nauk. AG-H, nr 81, Geologia, nr 6, p. 127—180. Kraków.
- WITCZAK S. (1964) — Uwagi o chemizmie wód rejonu Rybnika. Prz. geol., 12, p. 83, nr 2. Warszawa.

Ксена ДЕРДЗИНЬСКА, Ян ПАЛЫС

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ХЛОРИДОВ В ВОДАХ ВЕРХНЕГО КАРБОНА В СВЕТЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПОДСЧЕТА

Резюме

Целью настоящей работы является принятие на основании достоверного подсчета количества иона Cl^- , находящегося в соленых водах и рассолах верхнего карбона, залегающих на всей территории бассейна, определенного взгляда на проблему их генезиса.

Авторы старшего поколения связывали происхождение рассолов в карбоне с выщелачиванием соляных отложений миоцена, водами атмосферных осадков и инфильтрацией их в основании (Р. Михаэль, 1913, Р. Рословски, 1933). Этот взгляд не принимает во внимание гидродинамическую возможность обмена вод, ранее находившихся в отложениях карбона, с инфильтрационными водами (Р. Палыс, 1966 б, 1968).

В отложениях карбона наблюдается закономерная гидрохимическая зональность, заключающаяся в увеличении минерализации вод с глубиной (до 150 г/л).

Пласты карбона в северной и восточной части Верхнесилезского угольного бассейна покрыты толщей главным образом карбонатных отложений мезозоя (триас, юра) мощностью до 200 м. В южной и западной частях карбон покрывают глинистые отложения миоцена (тортон) мощностью, достигающей в Предкарпатском прогибе 800 м. В самой западной части они залегают наряду с другими в фации химических отложений с пластами каменной соли, в так называемом рве Завады. Их количество здесь оценивается примерно в 1 млрд тонн (Р. Михаэль, 1813). В центральной части Верхнесилезского угольного бассейна отложения карбона выходят непосредственно на дневную поверхность (фиг. 1). Мощность верхнего карбона колеблется от 700 м на востоке до 4000 м на западе.

В вычислениях участвуют: территория бассейна с поверхностью 3.364 км²; суммарная мощность песчаников; коэффициент водоотдачи 0,01—0,05; минерализация вод, взятая с гидрохимических карт 5—150 г/л.

На основании существующих химических анализов установлено, что в группе вод с минерализацией 5—50 г/л хлориды составляют примерно 90%, а при более высокой минерализации до 100%. В первую очередь вычислено количество иона Cl^- , затем оно пересчитано на количество соли NaCl. Из вычислений, произведенных таким образом, получено глобальное количество хлоридов равное около 3,57 млрд т. (табл. 1, 2), что соответствует 5,95 млрд т. соли NaCl.

Вычисленное количество NaCl, которое содержится в водах верхнего карбона, является в шесть раз большим, чем количество соли NaCl во рве Завады.

В соляных отложениях не отмечено следов выщелачивания в виде характерных остатков. Наоборот, соли на всей территории залегания достаточно хорошо изолированы мощным, в несколько сотен метров комплексом непроницаемых глин. В настоящий момент нет геологических данных о наличии такой сильной эрозии, благодаря которой исчезла бы шестикратная величина сохранившейся в настоящее время соли. Нет также доказательств того, что мог быть разрушен какой-либо горизонт стратиграфически более молодой, чем главный горизонт тортонских эвапоритов, т. к. в восточной части прогиба нет соответствующего горизонта, где имеется полный разрез тортонских отложений.

Таким образом, происхождение огромного большинства рассолов в карбоне могло бы быть связано с более ранней и первой в истории Верхнесилезского угольного бассейна соляной эпохой — пермским периодом (Я. Палыс, 1966 б, 1968).

Xena DERDZINSKA, Jan PALYS

ORIGIN OF CHLORIDES IN THE UPPER CARBONIFEROUS WATERS, ACCORDING TO QUANTITATIVE CALCULATIONS

Summary

The purpose of the present work is to explain, on the basis of approximate quantitative calculations, the genesis of Cl⁻ ions found to occur in the Upper Carboniferous salt waters and brines, within the Upper Silesian Coal Basin.

The previous authors related the origin of the brines from Carboniferous to the processes of leaching the salt deposits by atmospheric waters and to their infiltration into the substratum (R. Michael 1913, R. Roskoński 1933). This opinion did not take into account the hydrodynamic possibility of an exchange of original Carboniferous waters for infiltration waters (J. Palyś 1966b, 1968).

The Carboniferous formations are characterized here by a regular hydrochemical zonal arrangement that consists in an increase of water mineralization with depth (up to 150 g/l).

In the northern and eastern parts of the Upper Silesian Coal Basin, the Carboniferous strata are covered with an overburden series, mainly of carbonate Mesozoic deposits (Triassic, Jurassic), up to 200 m in thickness. In the southern and western parts, the Carboniferous formations are covered with clay of Miocene age (Tortonian), in the Carpathian foredeep — up to 800 m in thickness. In the westernmost part they occur, among others, in the facies of chemical deposits, with a hard salt series in the so-called Zawady graben. Their mass has been estimated to amount here about 1 milliard tons (R. Michael 1913). In the central part of the Upper Silesian Coal Basin the Carboniferous strata crop out (Fig. 1). The thickness of the Upper Carboniferous strata ranges from 700 m in the east, to 4000 m in the west.

The following are parameters taken for calculations: the area of the basin — 3364 km², the total thickness of sandstones, the coefficients of water yield (0,01 0,05) and the mineralization of water taken from hydrochemical maps (5—150 g/l).

It has been established on the basis of the existing chemical analyses that in the group of waters characterized by the mineralization from 5 to 50 g/l, chloride occurs in 90%, whereas in the case of a higher mineralization, it is equal to 100%. The amount of Cl⁻ ions was calculated first, and then converted into the amount of NaCl salt. These calculations gave the total amount of chlorides, equal to about 3,57 milliard tons (Tabs. 1 and 2), this corresponding to 5,95 milliard tons of NaCl salt.

The calculated amount of NaCl salt, which occurs in the Upper Carboniferous waters, is sixfold greater than that found in the Zawady graben. Traces of leaching processes, which as a rule appear in the form of a characteristic residue, have not been encountered. In contrast to this, throughout the occurrence area the salt series are well isolated with a complex of impermeable clays, several hundred metres in thickness. Geological data, available at present, do not permit us to accept any considerable erosion that could have removed a salt complex sixfold greater than that preserved at present. A suggestion that any horizon, stratigraphically younger than the main horizon of the Tortonian evaporates, may have been eroded here must be ignored, since no equivalent of this kind have been found in the eastern part of the foredeep, where a complete section of the Tortonian deposits may be observed.

Thus, the origin of most brines from the Carboniferous strata would be related to an earlier saliferous epoch, first in the history of the Upper Silesian Coal Basin, i.e. to the Permian period (J. Pałys 1966b, 1968).