

JAN PAŁYS

O GENEZIE SOLANEK W GÓRNYM KARBONIE NA GÓRNYM
 ŚLĄSKU
 (4 fig.)

*The origin of salt waters in the Upper Carboniferous
 of Upper Silesia*
 (4 Figs.)

PRZEGLĄD LITERATURY DOTYCZĄCEJ WYSTĘPOWANIA SOLANEK
 W WARSTWACH KARBONU NA GÓRNYM ŚLĄSKU

Występowanie wód zmineralizowanych i solanek na Górnym Śląsku zarówno w miocenie, jak i w karbonie wzbudzało zainteresowanie już od dawna.

Pierwszym autorem, który szerzej omawia to zagadnienie, jest R. Michalel (1913). Występowanie solanek w Zagłębiu wiąże on z obecnością soli w osadach miocenu w okolicy Żor. Uważa on, że w południowej części Zagłębia solanki zarówno w utworach karbonu, jak i miocenu pochodzą z ługowania złożeń soli w Żorach, jak i z wymywania zasolonych osadów miocenijskich i że są związane z infiltracją tych wód w utwory karbonu. Ponadto autor ten stwierdza, że występowanie solanek w karbonie jest sporadyczne i ograniczone do miejsc, w których infiltracja ta jest możliwa (głównie przez dopływ boczny wód, z miocenu w rowach tektonicznych do warstw karbonu). R. Rosłoński (1930) uważał, że solanki rejonu Goczałkowic związane są z występowaniem miocenijskich ilów solonośnych, a więc że pochodzą z ługowania tych ilów wodami opadowymi i „przesiakiem ich w głąb pokładów karbońskich”. Przyjmuje on, że solanki rejonu Goczałkowic i Jastrzębia należy zaliczyć do „typowych solanek podkarpackich bez względu na ich miejscowe występowanie w karbonie i stwierdzić, że nie są one związane genetycznie z obszarem Rybnika-Żor-Zawady”.

Licznie przeprowadzone w pierwszych latach po drugiej wojnie światowej wiercenia poszukiwawcze za węglem w południowej części Zagłębia doprowadziły do stwierdzenia występowania tu solanek w warstwach karbonu na różnych głębokościach. R. Podio (1958, 1960) ich genezę stara się tłumaczyć infiltracją wód morskich okresu miocenijskiego w warstwy karbonu, nie podaje jednak, na czym opiera swój pogląd.

Marginesowo sprawę genezy wód słonych i solanek porusza K. Konior (1961) w swej pracy poświęconej uzdrowisku w Goczałkowicach. Stwierdza on, że wody w karbonie tego rejonu „nie stanowią odrębnego chemicznie środowiska, lecz związane są ze środowiskiem nadległym, miocenijskim” i że są wodami meteorycznymi, mineralizującymi się w trakcie przepływu przez warstwy miocenijskie, na co wskazywać ma stopniowy wzrost mineralizacji wód z głębokością. Stąd autor wysuwa

przypuszczenie, że wody w warstwach karbońskich „powinny być tym silniej zmineralizowane, im grubszy jest nad nimi nadkład utworów miocenijskich”.

W ostatnich kilku latach sprawa hydrogeologicznego i hydrochemicznego rozpoznania na Górnym Śląsku posunęła się daleko naprzód. Złożyło się na to wydanie w roku 1961 rozporządzenia Ministerstwa Górnictwa i Energetyki, nakładające na wszystkie kopalnie obowiązek sporządzania dokumentacji hydrogeologicznych i systematycznego opróbowywania wód kopalnianych.

W oparciu o te dane jak również dane z wierceń prowadzonych przez Katowickie Przedsiębiorstwo Geologiczne, Górnośląską Stację Terenową Instytutu Geologicznego i inne jednostki oraz prace prowadzone w Górnośląskiej Stacji Terenowej Inst. Geol. od kilku lat nad mineralizacją wód podziemnych Górnego Śląska wiadomości na ten temat znacznie się zwiększyły¹. Wyrazem tego jest szereg opracowań archiwalnych i prac publikowanych, z których wymienić można: ogólną i wstępną charakterystykę mineralizacji wód podziemnych regionu śląsko-krakowskiego, przeprowadzoną przez G. Kotlicką (1962), prace nad mineralizacją wód osadów trzeciorzędowych A. Różkowskiego (1962) oraz prace dotyczące mineralizacji wód i ich strefowego rozmieszczenia w karbonie, prowadzone od kilku lat przez autora (J. Pałys 1964, 1966).

Jedną z ostatnich publikowanych prac jest praca R. Czaplńskiego (1963) dotycząca chemizmu odprowadzanych wód kopalnianych. Autor ten podaje, że wody kopalniane wschodniej części Zagłębia są mniej zmineralizowane niż zachodniej oraz że kopalnie głębsze mają bardziej zasolone wody niż kopalnie płytsze. Ponadto stwierdza on, że wody chlorkowe o dużej mineralizacji występują w kopalniach o nadkładzie miocenijskim, wody siarczanowe natomiast odprowadzane są z tych kopalń, gdzie nadkład stanowi trias.

Ostatnio opublikowano prace S. Mułarza (1964) i S. Witczaka (1964). Pierwsza z nich dotyczy hydrochemicznej strefowości w niecce bytomskiej, druga natomiast chemizmu wód podziemnych rejonu Rybnika.

W związku z przygotowaniem niniejszej pracy pragnę wyrazić moją wdzięczność panom prof. drowi Z. Paździ, prof. drowi R. Krajevskiemu i prof. drowi H. Świdzińskiemu za cenne uwagi, krytyczne przejście maszynopisu i wiele uwag merytorycznych.

STREFOWOŚĆ CHEMICZNA WÓD W KARBONIE GÓRNYM

W utworach karbonu górnego znajdują się wody o różnej mineralizacji, wahającej się od dziesiątych do ponad 150 g/l. Na obszarze całego prawie Zagłębia daje się zaobserwować prawidłowy wzrost mineralizacji z głębokością. Szybkość tego wzrostu nie jest jednak wszędzie jednakowa. W obszarach, gdzie brak izolujących od wpływu wód opadowych ilastych serii miocenu, wody zmineralizowane i silnie zmineralizowane występują na większych głębokościach. Gdy natomiast utwory karbonu pokryte są osadami miocenu, to występujące w nich wody są już z reguły

¹ Z tych również jednostek pochodzą załączone w pracy analizy chemiczne wód. W Górnośląskiej Stacji Terenowej wykonane zostały one głównie przez J. Bagnowską. Skład solny wyliczony został przez autora.

silnie zmineralizowane, przy czym mineralizacja ich również rośnie z głębokością.

Dla lepszego scharakteryzowania mineralizacji wód do rozważań wydzielono następujące ich grupy: 1 g/l (wody słodkie), od 1—5 g/l (wody o podwyższonej mineralizacji) od 5—50 g/l (wody słone), od 50—100 g/l (solanki) i ponad 100 g/l (silne solanki). Powyższy podział wód pod względem mineralizacji, mimo że umowny, uwzględnia jednak w pewnym stopniu ich skład chemiczny. Zostanie on bliżej omówiony w wydzielonych niżej grupach mineralizacji.

Wody o mineralizacji < 1 g/l (słodkie)

Głębokość występowania wód tej grupy jest bardzo różna, co uzależnione jest od budowy geologicznej obszaru (np. charakteru litologicznego karbonu i nadkładu, obecności struktur w karbonie itp.). W centralnych częściach nieck nie przykrytych osadami trudno przepuszczalnymi głębokość ich występowania jest największa.

W Zagłębiu w tej grupie wód można zasadniczo wydzielić trzy obszary, w których wody warstw karbonu różnią się swym składem jonowym.

Najbardziej na północy (niecka bytomska) występuje typ wód $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ przechodzący z głębokością w typ $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$. W kierunku południowym wody wymienionej grupy wzbogacają się w jon SO_4'' i przechodzą przeważnie w typ $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Równocześnie udział w wodach jonu HCO_3 staje się coraz mniejszy, by w centralnej części siodła głównego i jego południowego skłonu spaść do ilości podrzędnych. Wody stają się wtedy siarczanowe ($\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$). Oba ostatnie typy na większych głębokościach przechodzą w typy $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$ przy mineralizacji przekraczającej już z reguły 1 g/l (analizy 1, 2, tab. 1).

Prawie na całym pozostałym obszarze Zagłębia — z wyjątkiem północnej części rejonu rybnickiego, gdzie występują wody $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ — wody o mineralizacji do 1 g/l mają charakter $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, czasami z niewielką ilością jonu SO_4'' . W miarę zwiększania się głębokości przechodzą one w typ $\text{HCO}_3\text{-Na}$, wyróżniający się minimalną zawartością jonów SO_4'' oraz Ca'' i Mg'' . Stąd bardzo niska twardość tych wód.

Wody o mineralizacji od 1—5 g/l (o podwyższonej mineralizacji)

Wody grupy poprzedniej w miarę wzrostu głębokości zwiększają stopniowo swą mineralizację, zmieniając równocześnie swój charakter chemiczny. Również i w tej grupie mineralizacji wyodrębniają się pewne obszary, w których wody różnią się między sobą innymi stosunkami jonowymi. Obszary te w ogólnych zarysach pokrywają się z rejonami wydzielonymi w poprzedniej grupie, stanowią więc ich kontynuację.

Wody omawianej grupy są już w dużym stopniu wzbogacone w jon chlorkowy. W całej północnej części Zagłębia przeważają głównie wody typu $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na}$ z wyjątkiem północno-wschodniej części niecki bytomskiej, gdzie mają one charakter $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ z nieco podwyższoną zawartością SO_4'' . W centralnej części siodła głównego przeważają wody $\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$ (analiza 4) przechodzące przy wyższych mineralizacjach (do 10 g/l) w typ $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$.

Tabela 1

Skład chemiczny wód

Lp.	Data wykonania anal.	Głęb. w m	Po- kład	Mine- rali- zacja g/l	Kationy			mg/l %mv			Aniony			Skład solny			Skład solny			Współczynnik Na/Cl
					Ca	Mg	Na+K	Cl	SO ₄	HCO ₃	Sole	%mv	Sole	%mv	Sole	%mv				
																	6	7	8	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15						
1	10. 12. 1962	460	349	0,99	3,47	2,10	281,6	39,0	99,5	570,3	NaCl	8,8	Mg(HCO ₃) ₂	1,4						
2	3. 4. 1960	510	414— 416	1,2	1,4	5,52	252,5	8,8	16,6	74,6	Na ₂ SO ₄	16,6	Ca(HCO ₃) ₂	1,4						
3	31. 8. 1959	410		3,5	1,8	2,5	95,7	5,6	43,6	50,8	NaHCO ₃	43,6	Mg(HCO ₃) ₂	1,8						
4	17. 1. 1961		510	3,8	18,8	24,4	1186,6	1382,9	146,5	762,7	NaCl	71,5	Mg(HCO ₃) ₂	3,7						
5	27. 2. 1961	350	116	14,8	1,7	3,7	94,6	71,5	5,6	22,9	Na ₂ SO ₄	5,6	Ca(HCO ₃) ₂	1,7						
6	27. 2. 1961	480	620	20,8	600,6	308,7	120,8	50,8	2610,7	183,1	NaCl	2,4	CaSO ₄	47,6						
					51,7	43,8	4,5	2,4	92,5	5,1	Na ₂ SO ₄	2,1	Ca(HCO ₃) ₂	5,1						
					274,3	143,3	5192,7	8342,5	467,9	414,9	NaCl	89,8	MgSO ₄	43,8						
					5,5	4,7	89,8	93,4	3,9	2,7	CaCl ₂	3,6	Ca(HCO ₃) ₂	1,9						
					676,3	272,7	6448,1	7845,5	5307,0	286,8	NaCl	3,9	Mg(HCO ₃) ₂	1,8						
					10,0	6,7	83,3	65,7	32,0	1,4	MgSO ₄	6,7	CaSO ₄	8,6						
											Na ₂ SO ₄	17,6	Ca(HCO ₃) ₂	1,4						

7	15. 6. 1960	461	—	73,2	2384,7	427,3	25945,7	44328,8	78,9	103,7	NaCl	87,9	MgSO ₄	0,1	0,1	0,88
					9,3	2,8	87,9	99,8	0,1	0,1	CaCl ₂	9,3	Mg(HCO ₃) ₂	0,1		
											MgCl ₂	2,6				
8	4. 8. 1961	250	361	58,2	336,0	273,9	21665,0	31000,0	3969,3	665,1	NaCl	90,3	Ca(HCO ₃) ₂	1,2	1,1	
					1,2	1,4	97,4	90,3	8,5	1,2	Na ₂ SO ₄	7,1				
											MgSO ₄	1,4				
9	7. 5. 1959	844— 890	—	66,9	3994,0	1430,0	16611,0	41920,0	ší	ší	NaCl	72,6			0,72	
					16,9	9,9	72,2	100,0	—	—	CaCl ₂	16,9				
											MgCl ₂	9,9				
10	24. 6. 1963	580	501	124,3	4688,9	2919,6	39246,2	77302,8	2,8	143,4	NaCl	78,3	Mg(HCO ₃) ₂	0,1	0,78	
					10,7	11,0	78,3	99,9	—	0,1	CaCl ₂	10,7				
											MgCl ₂	10,9				
11	2. 5. 1959	690	358	116,8	2004,0	1147,0	41521,1	67450,0	4675,9	50,7	NaCl	90,3	CaSO ₄	0,3	0,95	
					5,0	4,7	90,3	95,0	4,9	0,1	CaCl ₂	4,7	Mg(HCO ₃) ₂	0,1		
											MgSO ₄	4,6				
12	16. 4. 1962	500— 580	—	101,2	6504,2	829,4	31585,1	62232,3	78,1	12,2	NaCl	77,6	MgSO ₄	0,1	0,78	
					18,5	3,9	77,6	99,9	0,1	—	CaCl ₂	18,5				
											MgCl ₂	3,8				
13	23. 8. 1962	746	—	171,3	10058,0	1724,8	53400,0	106126,0	4,5	79,3	NaCl	78,3			0,78	
					16,9	4,8	78,3	100,0	—	—	CaCl ₂	16,9				
											MgCl ₂	4,8				
14	1. 12. 1958	820	—	181,4	7560,0	3665,0	57429,0	112750,0	—	37,0	NaCl	78,4			0,79	
					11,9	9,6	78,5	100,0	—	—	CaCl ₂	11,9				
											MgCl ₂	9,6				

Cały pozostały — południowy obszar Zagłębia — z wyjątkiem znów północnej części rejonu rybnickiego o wodach przeważnie $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na}$ charakteryzuje obecność wód głównie $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$, czasami z niewielką zawartością $\text{SO}_4^{''}$ (analiza 3). Wody południowej części rejonu rybnickiego różnią się jednak nieco od wyżej wymienionego typu zupełnym brakiem jonu $\text{SO}_4^{''}$ i pojawieniem się w nich jonu $\text{Ba}^{''}$, zwłaszcza przy wyższych mineralizacjach.

Wszystkie wody tej grupy mają wskaźnik $\text{Na/Cl} > 1,0$, a ich skład solny jest następujący: obok chlorku sodu, przeważającego w południowej części Zagłębia, w północnej często przeważają siarczany wapnia i magnezu lub sodu. Rzadziej węglany sodu, które występowały raczej w grupie poprzedniej.

Wody o mineralizacji od 5—50 g/l (słone)

Wody tej grupy, występujące poniżej wód grupy poprzedniej różnią się między sobą swoim składem jonowym w bardzo szerokich granicach. W dalszym ciągu zaznacza się wyraźna różnica między północną a południową częścią Zagłębia. Cechą wspólną dla całego Zagłębia jest to, że przy mineralizacji wód od 10—20 g/l w sposób bezwzględny zaczyna w nich przeważać chlorek sodu. Różnice między nimi polegają już tylko na stosunkach jonowych. W południowej części Zagłębia, ogólnie rzecz biorąc, przy mineralizacji wód powyżej 10 g/l, stosunek Na/Cl zaczyna być niższy od jedności (analiza 5). W wodach takich prócz chlorku sodu zaczyna się pojawiać chlorek magnezu i wapnia. W północnej natomiast dopiero przy wyższych mineralizacjach wód (czasami powyżej 20 g/l) stosunek Na/Cl osiąga wartość jeden (analiza 6). Wody o takiej mineralizacji prócz chlorku zawierają jeszcze w dużych ilościach siarczany sodu, a czasami również magnezu i wapnia.

W tej grupie mineralizacji zaczyna się również wyodrębniać pewna różnica między wschodnią a zachodnią częścią Zagłębia. Uwidacznia się ona zwłaszcza na północy.

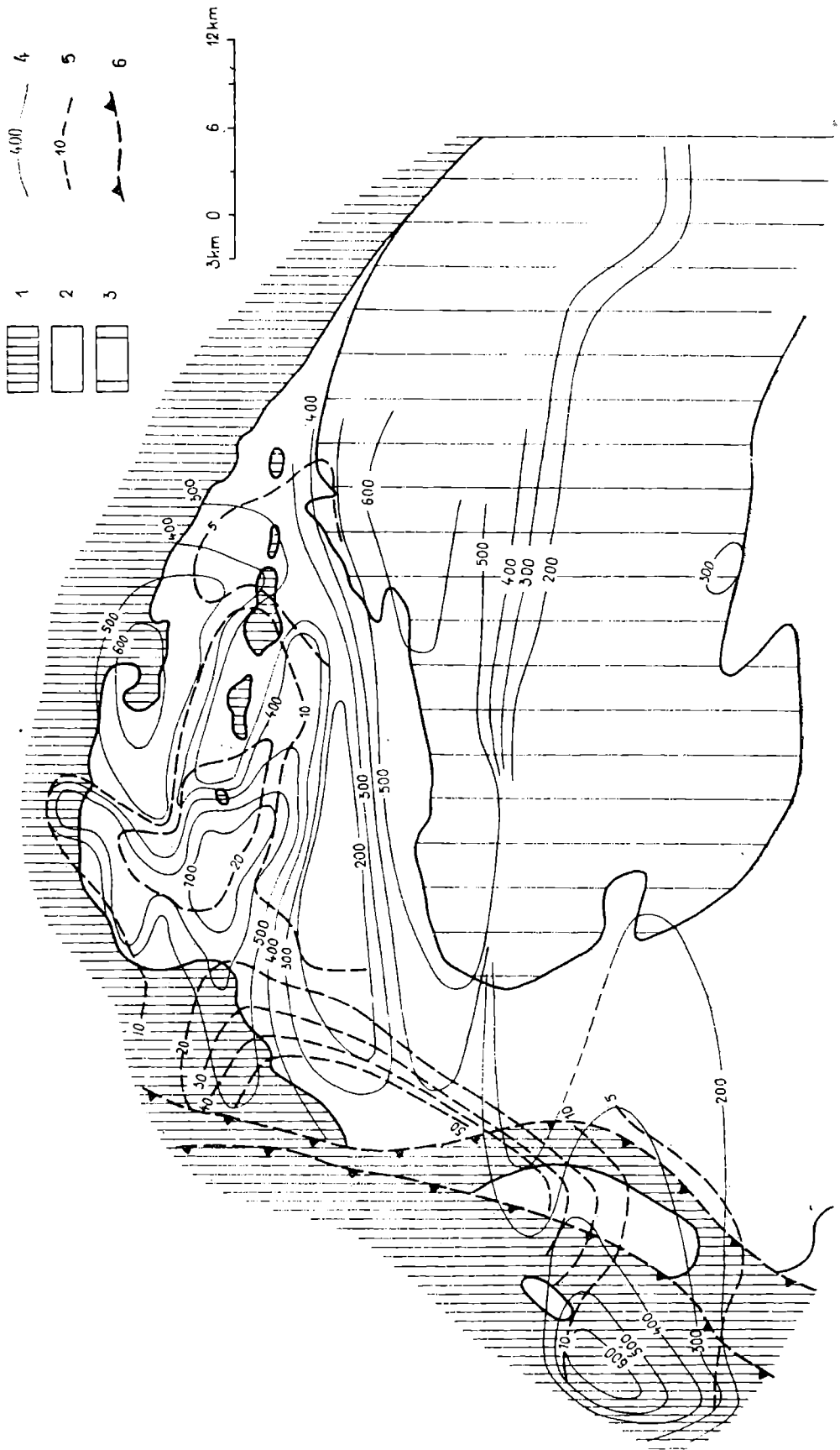
We wschodniej części Zagłębia (w tym również skrajnie wschodniej części niecki bytomskiej) już w pewnych przypadkach przy mineralizacji wód powyżej 5 g/l współczynnik Na/Cl zaczyna być mniejszy od jedności. Przy wyższych mineralizacjach spada on tu do niskich wartości (analiza 7). W kierunku zachodnim (północna część Zagłębia) przy stosunku $\text{Na/Cl} = 1$ mineralizacja wód rośnie.

W skrajnie zachodniej części Zagłębia przy tej samej wartości współczynnika Na/Cl mineralizacja przekracza już 50 g/l (analiza 8). Oznacza to, że nawet przy tak wysokich mineralizacjach sól tworzy połączenia również z innymi niż chlor jonami, głównie z jonem $\text{SO}_4^{''}$.

Wody o stosunku jonowym $\text{Na/Cl} = 1$ najgłębiej znajdują się w odkrytych, nieckowatych częściach Zagłębia. Najpłycej natomiast w obsza-

Fig. 1. Schematyczny szkic pionowego rozmieszczenia wód o wielkości współczynnika $\text{Na/Cl} = 1$: 1 — osady namuru A; 2 — osady namuru B, C i westfalu A, B; 3 — osady westfalu C, D i stefanu; 4 — głębokość występowania wód o wielkości współczynnika $\text{Na/Cl} = 1$; 5 — wielkość mineralizacji wód w g/l przy współczynniku $\text{Na/Cl} = 1$; 6 — nasunięcie michałkowickie i orłowskie

Fig. 1. Schematic diagram of the vertical distribution of waters with Na/Cl ratio value = 1; 1 — Namurian A; 2 — Namurian B, C and westphalian A, B; 3 — Westphalian C, D and Stephanian; 4 — depth at which the Na/Cl ratio reaches the value 1; 5 — mineralization, grams per litre at the Na/Cl ratio = 1; 6 — Michałkowice and Orłowa overthrust



zach, gdzie warstwy karbonu pokryte są nadkładem miocenijskim (z wyjątkiem niektórych zachodnich rejonów Zagłębia). Największe głębokości występowania wód o tym współczynniku wynoszą od 600 do 700 m, najmniejsze natomiast ponad 100 m (fig. 1).

W opisaney grupie wód (5—50 g/l) wielkość współczynnika Na/Cl, waha się w dość szerokich granicach, od około 1,3 do 0,79.

Wody o mineralizacji od 50—100 g/l (solanki)

Wody o powyższej mineralizacji pojawiają się już od głębokości około 250 m. Występują one na obszarze całego Zagłębia, na różnych jedynie głębokościach.

Skład jonowo-solny tych wód, podobnie jak w poprzednim przypadku, różni się dość znacznie w zależności od rejonu. Prawie wszystkie wody tej grupy odznaczają się już wielkością współczynnika $Na/Cl < 1$ (analiza 7), z wyjątkiem skrajnie zachodniej części Zagłębia, gdzie w rejonie Szczygłowic, np. przy wielkości mineralizacji 58,2 g/l, wartość jego wynosi 1,1 (analiza 8). W tym też rejonie najpłycej (250 m) występują wody o tak dużej mineralizacji. Na całym prawie południowym obszarze Zagłębia wody o podobnej mineralizacji znajdują się głębiej i mają inny skład jonowy ($Na/Cl < 1$). Obok chlorku sodu w wodach takich występuje chlorek wapnia w ilościach czasami do 16% ogólnej ilości zawartych w wodzie soli oraz podwyższona ilość chlorku magnezu, którego najczęściej jednak jest mniej niż chlorku wapnia, i rzadko kiedy go przewyższa. Wody te mają współczynnik Na/Cl poniżej 0,87, spadający czasami aż do wartości 0,72 (analiza 9).

Z północno-zachodniej części Zagłębia (niecki bytomskiej) brak jest danych o wodach tej grupy, ale na podstawie analiz wód z większych głębokości o wyższej mineralizacji można przypuszczać, że i tutaj wody tej grupy należeć będą do typu chlorkowo-sodowo-wapniowego o współczynniku $Na/Cl < 0,87$. Jedynie w rejonie Knuruwa, Dębieńska i ich najbliższej okolicy wartość tego wskaźnika przekracza 0,90 do głębokości, z których są dane (fig. 3).

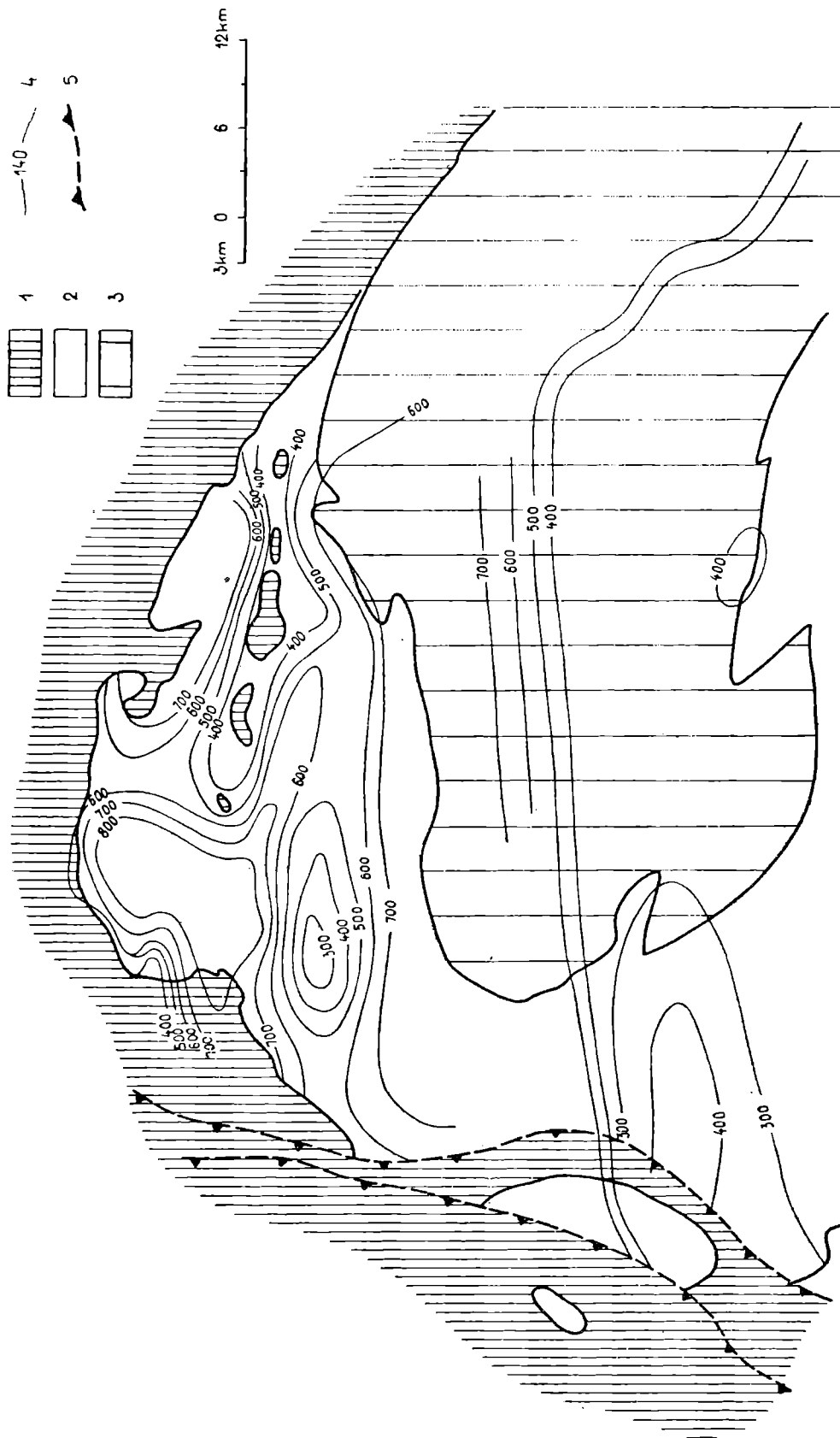
Głębokość występowania wód o współczynniku $Na/Cl < 0,87$ jest różna. Najgłębiej wody te znajdują się w odkrytych nieckowatych częściach Zagłębia, najpłycej natomiast w obszarze występowania miocenu, z wyjątkiem rejonu Dębieńsko — Knurów, gdzie na bardzo dużych głębokościach przy wysokich mineralizacjach współczynnik Na/Cl jest wyższy od 0,87 (fig. 2).

Wody o mineralizacji powyżej 100 g/l (silne solanki)

W tej grupie wód mineralizacja sięga 180 g/l. Podobnie jak w poprzedniej grupie tak i w tej na całym prawie obszarze Zagłębia występują wody o współczynniku $Na/Cl < 0,87$. Są to więc przeważnie wody chlorkowo-sodowo-wapniowe, czasami z podwyższoną zawartością magnezu.

Fig. 2. Schematyczny szkic pionowego rozmieszczenia wód o wielkości współczynnika $Na/Cl = 0,87$; 1 — osady namuru A; 2 — osady namuru B, C i westfalu A, B; 3 — osady westfalu C, D i stefanu; 4 — głębokość występowania wód o wielkości współczynnika $Na/Cl = 0,87$; 5 — nasunięcie michałkowieckie i orłowskie

Fig. 2. Schematic diagram of vertical distribution of waters with Na/Cl ratio value = 0,87. 1 — Namurian A; 2 — Namurian B, C and Westphalian A, B; 3 — Westphalian C, D and Stephanian; 4 — depth of occurrence of waters with Na/Cl ratio value = 0,87; 5 — Michałkowice and Orłowa overthrust



Jony SO_4^{2-} i HCO_3^- występują bardzo często w ilościach śladowych lub nawet brak ich zupełnie (analizy 10, 12, 13, 14).

Jedynie w rejonie Dębieńska — Knurowa, a zwłaszcza Dębieńska, do bardzo dużych głębokości i skrajnie wysokich mineralizacji występują wody o współczynniku $\text{Na/Cl} > 0,87$ (analiza 11).

W Dębieńsku np. na głębokości 690 m przy mineralizacji wód 177,6 g/l współczynnik $\text{Na/Cl} = 0,95$. W miarę oddalania się od Dębieńska współczynnik ten jednak maleje i np. już w Knurowie na głębokości 650 m, przy mineralizacji wód 112 g/l, wartość jego wynosi już 0,89. Daje się to również zaobserwować przy oddalaniu się w kierunku południowym, np. w otworze Dębieńsko 36, na głębokości 450 m przy mineralizacji wód 110 g/l, współczynnik $\text{Na/Cl} = 0,93$, a już w rejonie Rybnika na głębokości około 680 m przy mineralizacji wód 155 g/l ma on już wartość 0,82. W otworze tym daje się również zauważyć obniżanie się wielkości tego współczynnika z głębokością; na głębokości 820 m przy mineralizacji 180,5 g/l wynosi on już 0,79.

Jak widać z tego, wody rejonu Dębieńska w przeciwieństwie do innych obszarów odznaczają się dużą procentową zawartością chlorku sodu, niską koncentracją chlorku wapnia i magnezu oraz podwyższoną ilością siarczanów, równoważną zazwyczaj z magnezem.

Pierwiastki śladowe

Do tego czasu nie były prowadzone badania wód podziemnych pod kątem widzenia występowania w nich mikroskładników. Tylko w kilku sporadycznych przypadkach były one przeprowadzone, stąd niewielka ich ilość, a stopień wiarygodności niezbyt duży (analizy 1, 2, 3, tabl. 2).

W wodach warstw karbonu znajdują się następujące pierwiastki śladowe: jod, brom, bar, stront, lit.

Zawartość jodu jest z reguły niewielka i przypuszczalnie rzadko przekracza 20 g/l. Ilość jego w wodach zmineralizowanych nie jest wszędzie jednakowa. Najmniej znajduje się go w zachodniej części Zagłębia, zwłaszcza w rejonie Dębieńska, gdzie z reguły koncentracja jego wynosi kilka mg/l i przypuszczalnie w północnej części Zagłębia (do głębokości, do których są dane). W większych ilościach występuje prawdopodobnie w południowej części Zagłębia.

Brom znajduje się w wodach zmineralizowanych w większych ilościach niż jod. Zawartość jego wzrasta na ogół z głębokością.

Największe znane jego koncentracje wynoszą ponad 200 mg/l (analiza 2). Występuje go najmniej przypuszczalnie w rejonie Dębieńska. W północnej części Zagłębia zawartość jego wynosi około 100 mg/l, przy śladowych ilościach jodu.

Wskaźnik Cl/Br waha się w przedziale od ponad 500 do prawie 1200. W większości jednak przypadków znajduje się w granicach od 500 do 600. Porównanie tego wskaźnika ze współczynnikiem Na/Cl wskazuje tylko na niewielką ich współzależność. Jaskrawą dysproporcję widać w wodzie otworu Kobiór, gdzie współczynnik $\text{Na/Cl} = 0,78$, a wskaźnik $\text{Cl/Br} = 1190$. Przyczyną tego może być niezbyt dokładne oznaczenie bromu w wodzie.

Bar dotychczas spotykany był prawie tylko w wodach południowej części Zagłębia. Największe jego ilości, dochodzące do ponad 600 mg/l, znane są z południowo-zachodniej części Zagłębia (analiza 3).

Tabela 2

Pierwiastki śladowe

Lp.	Data	Głęb. w m	Mine- rali- zacja g/l	mg/l		Kationy						mg/l				Aniony			
				%mv		Mg		Na+K		Li	Ba	Sr	Cl	SO ₄	HCO ₃	J	Br		
				Ca															
1	7. 5. 1956	400	29,3	1187,0	710,2	1375,4	17,0	150,0	110,0	25488,0	7,0	259,2	8,0						
				8,19	8,08	82,7	2,46	2,18	2,5	99,4	0,02	0,58	0,06						
2	23. 11. 1960		77,2	4241,6	1561,6	23125,0		70,8	98,0	47750,0	4,94	153,1	18,61	203,0					
				15,6	9,5	74,4		0,52	1,11	99,6	0,04	0,19	0,14						
3	8. 7. 1951	500	20,0	404,2	289,2	6793,3		650,0		11380,0	—	525,0							
				5,8	6,8	84,6		2,7		97,4		2,6							

Analizy wykonane przez Centralne Laboratorium Uzdrowisk w Warszawie.

Barowi w wodach zdaje się towarzyszyć podwyższona zawartość strontu i litu. Najwyższe stwierdzone ilości strontu wynoszą 110 mg/l, a litu 17 mg/l (analiza 1). Wody te przypuszczalnie odznaczają się podwyższoną radoczynnością.

Bezsiarczanowe słone wody barowe w zetknięciu się z wodami zawierającymi siarczan wytrącają biały osad, który cechuje podwyższona radoczynność. Wykonana w jednym przypadku analiza chemiczna osadu wykazała następujący jego skład: $BaSO_4$ — 86,42%, Sr — 7,76%, Fe_2O_3 — 0,48%, Al_2O_3 — 0,16% oraz pewną ilość tlenków ziem alkalicznych i alkali.

Podsumowanie

Jak wynika z podanej charakterystyki, na terenie Zagłębia Węglowego da się wyróżnić dwa odmienne obszary, w których występują wody o innym charakterze mineralizacji.

W północnej części, będącej z punktu widzenia hydrogeologicznego obszarem odkrytym, występują wody typowe dla środowiska utleniającego. Są to więc w przeważającym stopniu wody siarczanowe, w których jon SO_4^{2-} występuje początkowo w powiązaniu z jonem Ca^{2+} Mg^{2+} , a w miarę wzrostu głębokości z jonem Na^+ (S. Kotlicka, 1962). Przy większych głębokościach wzrasta zawartość jonu chlorkowego; tworzy się już wtedy chlorkowy typ wód. Infiltracyjny wpływ wód sięga tu dość głęboko, czemu sprzyja między innymi głęboko sięgająca eksploatacja górnicza (S. Mularz, 1964). Potwierdza to również głębokie występowanie wód o współczynniku $Na/Cl < 0,87$.

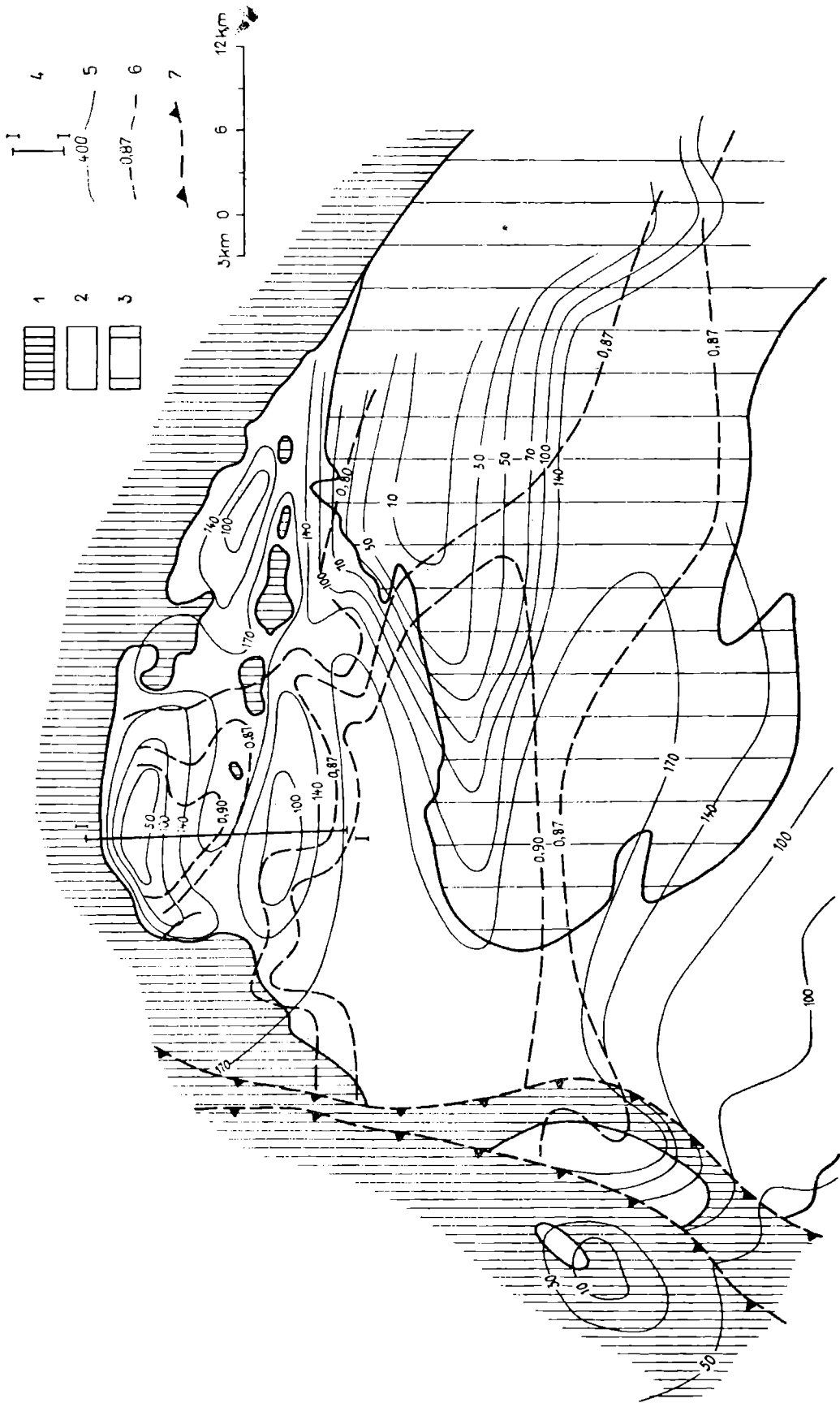
Południowa, zakryta (na znacznym obszarze) część Zagłębia odznacza się redukcijnym środowiskiem występowania wód. Znajdujące się tu wody są początkowo przeważnie wodorowęglanowe, w których jon HCO_3^- występuje najpierw w połączeniu z jonem Ca^{2+} i Mg^{2+} , a na większych głębokościach z jonem Na^+ . Przy dalszym zwiększaniu się głębokości wody wzbogacają się w jon chlorkowy, którego nadmiar w stosunku do sodu daje już na niewielkich głębokościach połączenia chloru z wapniem i magnezem (S. Witczak, 1964). Współczynnik Na/Cl jest wtedy z reguły niższy od 0,87.

Prócz powyżej przedstawionych prawidłowości, polegających na zwiększaniu się mineralizacji wód z głębokością, na obszarze Zagłębia stwierdzić można jeszcze dwie inne prawidłowości w rozmieszczeniu wód o różnej mineralizacji i składzie chemicznym.

Pierwszą z nich jest bardzo szybki wzrost mineralizacji wód w kierunku zachodnim na tej samej głębokości. Najwyższą mineralizację mają wody w rejonie Dębieńska — Knuruwa (fig. 3).

Fig. 3. Schematyczny szkic rozmieszczenia wód o różnej mineralizacji na głębokości 800 m. 1 — osady namuru A; 2 — osady namuru B i C i westfalu A, B; 3 — osady westfalu C, D i stefanu; 4 — Przekrój geologiczny; 5 — linie równej mineralizacji wód w g/l; 6 — linie równej wielkości współczynnika Na/Cl ; 7 — nasunięcie mi-chałkowickie i orłowskie

Fig. 3. Schematic diagram of the distribution of waters with different mineralization at the depth of 800 m. 1 — Namurian A; 2 — Namurian B, C and Westphalian A, B; 3 — Westphalian C, D and Stephanian; 4 — geological cross-section; 5 — isolines of water mineralization, grams per litre; 6 — isolines of Na/Cl ratio; 7 — Mi-chałkowice and Orłowa overthrust



Ponadto w rejonie Szczygłowic stwierdzono anormalne odchylenie w obserwowanym na obszarze całego Zagłębia prawidłowym wzroście mineralizacji wód z głębokością. Na głębokości 250 m w warstwach karbonu przy niewielkiej pionowej odległości od nadkładu miocenijskiego, mineralizacja wód wynosi 58,2 g/l, współczynnik Na/Cl = 1,1, na głębokości natomiast 350 m mineralizacja obniża się do 46,3 g/l, przy wskaźniku Na/Cl = 0,95. Głębiej mineralizacja wzrasta już prawidłowo. Podobną sytuację mamy przypuszczalnie również w okolicy Makoszowych.

Nieco inny przypadek zaobserwowano w otworze w Wiśle Wielkiej w południowo-zachodniej części Zagłębia. Stwierdzono tu, że w osadach miocenu istnieje prawidłowy wzrost mineralizacji wód z głębokością, na pierwszych natomiast metrach w karbonie (ok. 12 m) daje się zauważyć obniżenie mineralizacji. Głębiej otwór nie był badany, ale na podstawie analogii z sąsiednimi otworami należy przypuszczać, że głębiej mineralizacja będzie dalej wzrastać. Wody ostatnich metrów miocenu na głębokości 463—465 m osiągnęły mineralizację 60,6 g/l, współczynnik Na/Cl = 0,79, a wody w karbonie na głębokości 508—520 m (spąg miocenu na głębokości 496 m) miały mineralizację 55,2 g/l i współczynnik Na/Cl = 0,78.

Drugą prawidłowością w rozmieszczeniu mineralizacji wód podziemnych — obserwowaną tylko w południowej części Zagłębia, pokrytej nieprzepuszczalnymi osadami miocenu — jest zmniejszenie się mineralizacji wód na tej samej głębokości w kierunku południowo-zachodnim. Zjawisku temu towarzyszy przypuszczalnie również pewna zmiana charakteru tej mineralizacji, wyrażająca się w obniżeniu współczynnika Na/Cl.

Wody tego rejonu, jak już wspomniano, różnią się od pozostałych (przy obecnym, słabym stanie rozpoznania) stosunkowo dużą zawartością pewnych pierwiastków śladowych, zwłaszcza jonu Ba⁺⁺, któremu towarzyszy często podwyższona ilość strontu i litu.

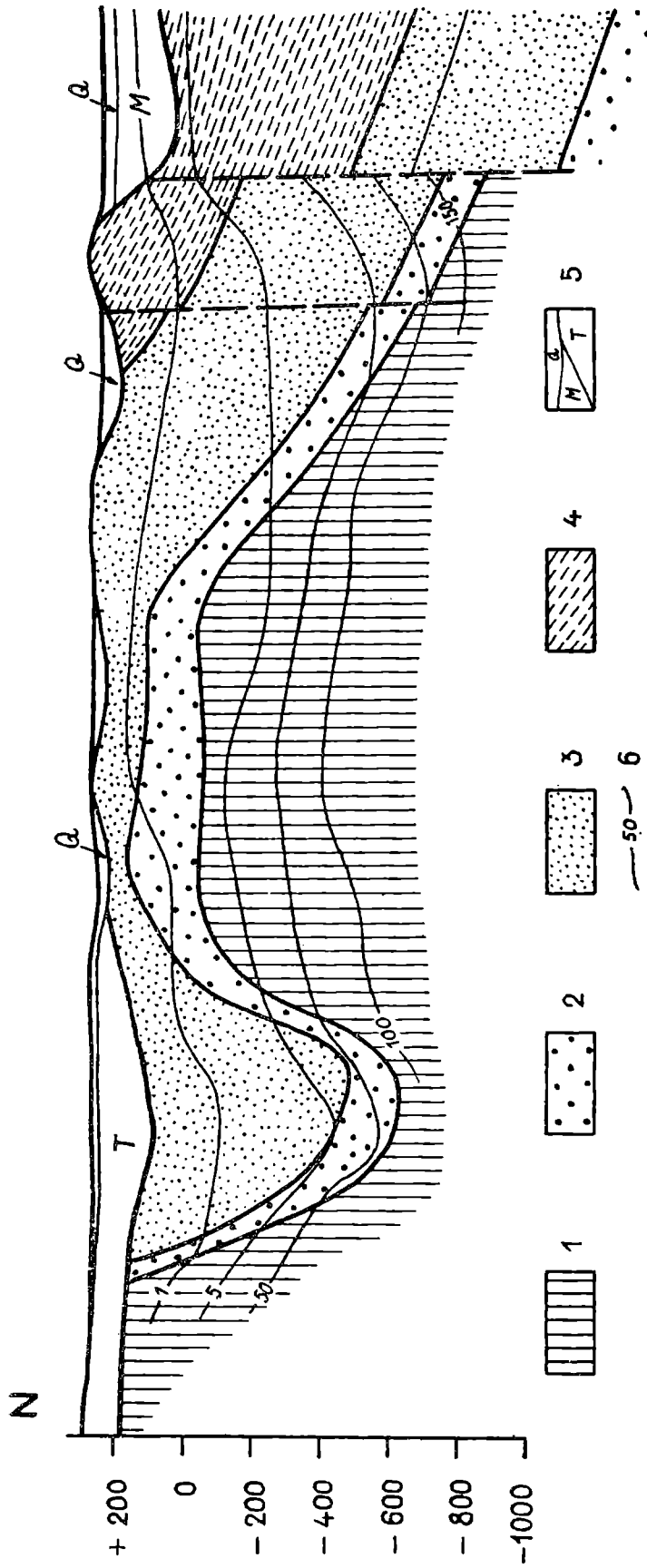
POCHODZENIE WÓD PODZIEMNYCH W UTWORACH KARBONU GÓRNEGO

W utworach karbonu górnego mamy do czynienia zarówno z wodami słodkimi lub o podwyższonej mineralizacji — pochodzenia niewątpliwie infiltracyjnego, jak i silnie zmineralizowanymi i zmetamorfizowanymi wodami będącymi przypuszczalnie starymi pogrzebanymi solankami.

Jak wynika z wcześniejszych rozdziałów tej pracy, wody podziemne w warstwach karbonu górnego rozmieszczają się w sposób strefowy. Uwidaczniająca się tu hydrochemiczna strefowość dotyczy tak ogólnej mineralizacji tych wód, jak i ich składu chemicznego.

Fig. 4. Przekrój geologiczny przez północną część Zagłębia. 1 — najwyższa część namuru A: iltupki i piaskowce z pokładami węgla; 2 — namur B, C: piaskowce z iltupkami i pokładami węgla; 3 — westfal A: piaskowce i iltupki z pokładami węgla; 4 — westfal B: iltupki z podrzędnymi wkładkami piaskowców i pokładami węgla; 5 — osady nadkładu: trias — ily, wapienie i dolomity, miocen — ily, czwartorzęd; 6 — 1,5, 50, 100, 150 — mineralizacja wód w g/l

Fig. 4. Cross-section of the northern part of the Coal Basin. 1 — uppermost Namurian A — clayey shales and sandstones with coal seams; 2 — Namurian B, C — sandstones with clayey shales and coal seams; 3 — Westphalian A — sandstones and clayey shales with coal seams; 4 — Westphalian B — clayey shales with intercalations of sandstones and coal seams; 5 — overburden of the Carboniferous series: Triassic — clays, limestones and dolomites, Miocene — clays, Quaternary; 6 — 1,5, 50, 100, 150 — mineralization of waters, grams per litre



Wszystkie wydzielone na podstawie ogólnej mineralizacji strefy hydrochemiczne w karbonie można stwierdzić w północnej, odkrytej pod względem hydrogeologicznym części Zagłębia. W części natomiast południowej, zakrytej, często na znacznych obszarach brak jest pierwszych stref (głównie strefy o mineralizacji < 1 g/l i 1—5 g/l, a niekiedy i następnej). W takich przypadkach strefy te przechodzą do przypowierzchniowych partii osadów miocenu, pokrywających warstwy karbonu (fig. 4).

Zaznaczająca się strefowość wód podziemnych w karbonie jest wynikiem z jednej strony dynamiki wód podziemnych, z drugiej natomiast historyczno-geologicznych warunków rozwoju istniejących w Zagłębiu struktur hydrogeologicznych. Wyrazem tej strefowości jest zachowanie się w niższych partiach struktur silnie zmineralizowanych i zmetamorfizowanych wód pogrzebanych, które na mniejszych głębokościach uległy zmieszaniu z wodami infiltracyjnymi. Strefy przypowierzchniowe są zajęte przez wody infiltracyjne. Podobna sytuacja stwierdzona została w warstwach miocenu rejonu Tarnobrzega (R. K r a j e w s k i, 1962).

Głębokość wpływu wód infiltracyjnych, czyli granica między wodami zmieszanyymi a wodami dawnymi, jest trudna do ustalenia. Nie jest ona ostra. Istnieje przypuszczalnie cała strefa, w której stosunek obu rodzajów wód jest różny. W miarę jednak powiększania się głębokości udział wód infiltracyjnych maleje, na co wskazuje obniżanie się wartości współczynnika Na/Cl.

W o d y i n f i l t r a c y j n e

Wody w karbonie znajdujące się w pobliżu większych serii węglanowych lub w skałach zawierających węglany mają przeważnie skład $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ z niewielką ilością siarczanów. Dlatego też wody wschodniej części Zagłębia odznaczają się takim właśnie składem. Poniżej, w seriach zawierających skały ilaste pojawiają się wody $\text{HCO}_3\text{-Na}$. Ich obecność stwierdzona została przeważnie w pobliżu lub w seriach zawierających skały ilaste, np. w warstwach brzeźnych i orzeskich wschodniej i centralnej części Zagłębia. Mineralizacja wód wodorowęglanowych jest niewysoka i z reguły nie przekracza 1,5 g/l (J. P a ł y s, 1966). W północnej części Zagłębia, głównie na obszarze niecki bytomskiej i siodła głównego, gdzie w wyniku głębokiego zasięgu spekań powstałych między innymi na skutek silnie rozwiniętej eksploatacji górniczej wpływ wód infiltracyjnych sięga stosunkowo głęboko, mineralizacja jest wyższa w porównaniu z wodami infiltracyjnymi wschodniej części Zagłębia (wodorowęglanowych). Prócz skał ługowane są bowiem również występujące tu licznie w węglu łatwo rozpuszczalne siarczki żelaza.

W północnej części Zagłębia obserwuje się występowanie wód siarczanowych typu $\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$ do znacznych głębokości. Mineralizacja ich wzrasta tu niekiedy do 5 g/l. Przeważnie jednak przy mineralizacji rzędu kilku g/l wody tego typu przechodzą w typ $\text{SO}_4\text{-Na}$.

W zachodniej części Zagłębia, pokrytej osadami miocenu wykształconymi w facji chemicznej (iły gipso- i solonośne), mineralizacja wód w karbonie już na niewielkich głębokościach jest stosunkowo duża, a wskaźnik Na/Cl wysoki. Na głębokości do 300 m mineralizacja wód dochodzi do 50 g/l, a współczynnik Na/Cl często przekracza wartość jeden, (wody te odznaczają się oprócz dużej ilości chlorków również zwiększoną koncentracją siarczanów). Biorąc pod uwagę oba te fakty, tzn. niewielką głębo-

kość występowania tych wód i wysoki współczynnik Na/Cl można przypuszczać, że są to wody pochodzące z ługowania występujących tu osadów chemicznych miocenu¹.

Przypuszczenie to potwierdzałoby, wspomniane już wcześniej, zmniejszenie się w rejonie Szczygłowic mineralizacji wód w karbonie na głębokości 350 m (mineralizacja 46,3 g/l, współczynnik Na/Cl = 0,95) w porównaniu do głębokości 250 m (mineralizacja 58,2 g/l, współczynnik Na/Cl = 1,1). Wody z głębokości 250 m (bliżej nadkładu miocenu) pochodząłyby z infiltracji wód ługujących salinarnie osady miocenu. Wpływ tych wód na wody warstw karbonu maleje jednak szybko z głębokością, na co wskazuje szybkie obniżanie się wskaźnika Na/Cl.

W grupie wód infiltracyjnych mielibyśmy w Zagłębiu zatem wody o różnym składzie chemicznym i mineralizacji, co zależy jak widać od wykształcenia litologicznego skał będących w zasięgu tych wód. W najbardziej na wschód położonym obszarze Zagłębia wody infiltracyjne mają charakter wodorowęglanowy i mineralizację do około 1,5 g/l. W środkowej części wody są przeważnie siarczanowe, a mineralizacja ich dochodzi do około 5 g/l. W skrajnie zachodniej natomiast występują już wody chlorkowe o wysokiej mineralizacji (do 50 g/l).

Wody mieszane

Przez wody mieszane rozumie się wody strefy przejściowej między wodami infiltracyjnymi a wodami pogrzebanymi. Przeprowadzenie granicy między nimi jest zazwyczaj bardzo utrudnione.

W warunkach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego można przyjąć, że wszędzie tam, gdzie brak nad karbonem pokrywy morskich osadów miocenu, a więc tam, gdzie infiltrujące wody nie mogą się wzbogacać w jon chlorkowy przez ługowanie — za początek strefy wód mieszanych przyjąć należałoby głębokość, na której w wodach pojawiać się zaczyna na większą skalę jon Cl'. Do wód tych zaliczyć by można głównie grupę wód HCO₃-Cl-Na i Cl-HCO₃-Na wschodniej części Zagłębia oraz wody SO₄-Cl-Na i Cl-SO₄-Na części północnej.

W obszarach występowania w nadkładzie karbonu osadów miocenu za początek strefy występowania wód mieszanych można przyjąć głębokość, na której pojawiają się wody o stosunku Na/Cl < 1 (A. K a r c e w, 1960).

Mineralizacja tej grupy wód jest bardzo różna; waha się ona od kilkunastu g/l na wschodzie Zagłębia do kilkudziesięciu na zachodzie, w rejonie występowania salinarnych osadów miocenu. Głębokość ich występowania też nie jest jednakowa. Najgłębiej znajdują się one w obszarach odkrytych, najpłycej w zakrytych.

Wody pogrzebane

Wody o współczynniku Na/Cl < 0,87 L. B a ł a s z o w (1960 a, b, 1963) proponuje nazwać wodami Cl-Ca-Na. Wody takie uważane są za końcowy produkt metamorfizacji wód podziemnych, trwały tylko na dużych głębokościach, przy zupełnej izolacji od wpływu wód infiltracyjnych (W. S u l i n, 1946).

Wśród pogrzebanych solanek L. B a ł a s z o w wyróżnia także drugi

¹ Ostatnio S. W i ł c z a k (1964) potwierdził odrębność wód w karbonie tego rejonu od wód karbońskich w innych rejonach.

genetyczny typ, dla którego charakterystyczny jest stosunek $\text{Na/Cl} \approx 1$ i bardzo wysoka mineralizacja. Są to wody sedimentacyjne towarzyszące złożom soli i sdom solonośnym. W Zagłębiu wody tego typu znajdują się w osadach miocenu w rejonie występowania złoża soli i formacji solonośnej (A. Rózkowski, w druku).

Obecność wód Cl-Ca-Na stwierdzona została prawie na całym obszarze Zagłębia, na różnej tylko głębokości (S. Kotlicka, 1962; S. Mullarz, 1964; S. Witczak, 1964; J. Pałys, 1964).

W rejonie Knurowa i Dębieńska, a zwłaszcza w tym ostatnim do największych głębokości, skąd są analizy wody (700 m), wody wykazują stosunek Na/Cl wyższy od 0,87. Biorąc pod uwagę, że w osadach miocenu w rowie Zawady znajduje się złożo soli kamiennej, należy przypuszczać, że podwyższony wskaźnik Na/Cl dla wód rejonu Dębieńska pochodzi ze zmieszania się słonych wód znajdujących się w karbonie z wodami z miocenu, mającymi związek z formacją solonośną. Mieszanie takie na niewielką skalę jest możliwe, gdy weźmie się pod uwagę istnienie kontaktu bocznego warstw karbonu z osadami miocenu znajdującymi się w rowie Zawady i być może jego wschodnim przedłużeniu. Wpływ ten maleje jednak dość szybko w miarę poziomego oddalania się od tego kontaktu, na co wskazuje obniżanie się wskaźnika Na/Cl .

Podwyższony wskaźnik Na/Cl wód rejonu Knurowa i jego najbliższej okolicy można tłumaczyć również mieszaniami się wód warstw karbonu z wodami osadów mioceńskich. Miocen jest tu również wykształcony w facji salinarnej, na co wskazują spotykane w nim gipsy i niewielkie wtrącenia soli kamiennej, co podaje już R. Michael (1913). Mieszanie się tych wód w pobliżu kontaktu karbonu z mioceniem jest potwierdzone zmniejszaniem się współczynnika Na/Cl ze wzrostem głębokości i oddalania się w głąb od nadkładu miocenu.

Argumenty przeciw możliwości powstania solanek w karbonie przez ługowanie osadów mioceńskich

Powyżej przytoczone fakty wprowadzają nas zatem w zagadnienie genezy wód zmineralizowanych i solanek znajdujących się w warstwach karbonu górnego.

W świetle prac autora poglądy dawnych autorów wydają się być mało uzasadnione. Przede wszystkim stwierdzone zostało występowanie wód zmineralizowanych i solanek na obszarze całego Zagłębia, na różnych jedynie głębokościach. Nie pokrywa się również z wynikami autora pogląd K. Koniora, że istnieje wszędzie w Zagłębiu prosta zależność między wzrostem grubości osadów miocenu a zwiększaniem się mineralizacji wód w karbonie. Przeciwnie w południowo-zachodniej części Zagłębia, gdzie nadkład jest bardzo gruby, daje się zauważyć niezbyt wysoką mineralizację, wynoszącą tu około 40 g/l (np. koło Cieszyna na głębokości 700 m). Natomiast w wielu obszarach położonych bardziej na północ, przy grubości nadkładu wynoszącej 200 do 400 m, stwierdza się na tej samej głębokości lub nawet płycej mineralizację o wiele wyższą. Przykładem tego mogą być okolice Kobióra, gdzie na głębokości 550 m mineralizacja przekracza już 100 g/l, lub obszary położone bardziej na wschód.

Obserwowany przez R. Michaela wpływ wód z miocenu na wody karbonu stwierdzony został w rejonie rowu Zawady. Jest on tutaj łatwy do wykrycia, ponieważ wody towarzyszące złożu soli mają stosunek

$\text{Na/Cl} \cong 1$. Poza obszarem występowania miocenu w facji sedymentów chemicznych nie można go stwierdzić za pomocą tego wskaźnika. Wpływ ten jednak, jak widać na przykładzie rowu Zawady, nie ma dużego zasięgu i wynosi w niektórych przypadkach zaledwie sto kilkadziesiąt metrów.

W obszarach znajdujących się poza zasięgiem facji osadów chemicznych miocenu mamy do czynienia z normalnymi morskimi osadami tej formacji, których ługowanie doprowadzić może tylko do niewielkich koncentracji soli w wodzie (H. Schöeller, 1956). Przyjęcie pochodzenia solanek w karbonie z ługowania osadów miocenu wymagałoby ponadto przyjęcia, że wszystkie wody znajdujące się w osadach miocenu są pochodzenia infiltracyjnego, co z kolei stoi w sprzeczności z nowymi danymi o genezie wód w miocenie. Według ostatnich prac (A. Rózkowski, op. cit.) w osadach tych mamy w niektórych rejonach Zagłębia do czynienia z wodami sedymentacyjnymi, przeważnie w głębszych strukturach miocenu — rowach tektonicznych. W innych obszarach, gdzie miąższość osadów miocenu nie jest tak duża, znajdujące się w nich wody mają charakter wód mieszanych.

W miejscu tym trzeba dodać, że stwierdzonego w pobliżu rowu Zawady wpływu wód miocenu na wody karbonu nie należy widzieć tylko jako pochodzącego z ługowania soli. Na niewielkich głębokościach jest to możliwe. Przy głębokościach jednak dużych do 700 m wpływ ten przypuszczalnie będzie pochodził z dyfuzyjnego przenikania wód sedymentacyjnych, towarzyszących złożu soli kamiennej, w warstwy karbonu. Na tych bowiem głębokościach wody miocenu są już przypuszczalnie wodami sedymentacyjnymi znajdującymi się poza infiltracyjnym zasięgiem.

Najbardziej oczywistym dowodem przeciw przyjmowaniu pochodzenia solanek w karbonie z ługowania osadów miocenu jest fakt, że znajdują się one również tam, gdzie brak jest w ogóle osadów miocenu (zwłaszcza północna i północno-wschodnia część Zagłębia). Czy osady te istniały w tym rejonie dawniej? Na to pytanie daje częściowo odpowiedź praca S. Alexandrowicza (1963). Autor podaje w niej, że pierwotny zasięg osadów miocenu niewiele przekroczył obecne ich erozyjne granice (w rejonie Zabrzeża przybrzeżna facja osadów miocenu).

Wskazywałoby to na to, że pewna część Zagłębia nie tylko była pozbawiona osadów morskiego miocenu (górnego opolu), ale że zalew tego morza nie obejmował nawet całego Zagłębia lub był w niektórych miejscach krótkotrwały.

Powyższe dane paleogeograficzne przeczą również możliwości pochodzenia solanek w karbonie z bezpośredniej infiltracji wód morskich z górnego opolu. Ponadto infiltracji takiej w hipsometrycznych warunkach, jakie panowały w tym okresie na obszarze Zagłębia, przypisać należy niewielkie znaczenie. Skały podłoża były bowiem już wypełnione wodą przed transgresją, a dopływ wód z morza był utrudniony z powodu małej różnicy naporów hydrostatycznych między wodami skrzydła basenu artezyjskiego znajdującego się bliżej brzegu a wodami skrzydła pod dnem morza. Ponadto w czasie transgresji dno morza często szybko się uszczelnia osadzającymi się ilami, które uniemożliwiają infiltrację wód morskich.

W warunkach szybkiej sedymentacji ilastych osadów górnego opolu możliwość takiej infiltracji była przypuszczalnie znikoma. Wszystkie powyżej przytoczone fakty świadczą o tym, że pogląd o pochodzeniu sola-

nek karbonu z ługowania osadów miocenu i ich infiltracji w karbon, jak również z bezpośredniej infiltracji wód morskich górnego opolu jest nie do utrzymania. Poza tym trudno sobie wyobrazić, by przez zwykły dopływ wód słonych pochodzących z ługowania osadów miocenu mogła w stosunkowo krótkim — z punktu widzenia geologicznego — czasie dokonać się całkowita wymiana wód znajdujących się już wcześniej w warstwach karbonu, biorąc pod uwagę potężną, kilka tysięcy metrową miąższość osadów karbonu oraz występowanie w nich grubych serii o wykształceniu ilastym (np. warstwy orzeskie).

Jak widać stąd, występujące w warstwach karbonu solanki musiały znajdować się już w nich, zanim nastąpiła transgresja górnoopolskiego morza. Pochodzenie ich w związku z tym musi być wcześniejsze.

Bezpośrednimi dowodami na to są: wtórne zasolenie istniejących w karbonie wód zmineralizowanych przez solanki towarzyszące złożu soli i facji salinarnej rejonu Knurowa. Dalej stwierdzone w rejonie Wisły Wielkiej przerwanie wzrostu mineralizacji z głębokością na kontakcie miocenu z karbonem i jej pewne obniżenie na pierwszych początkowych metrach karbonu. Ostatni ten fakt świadczy o tym, że obniżenie to musiało nastąpić przed osadzeniem się tutaj morskich osadów miocenu. Miałoby ono miejsce w okresie lądowym przed transgresją morza miocenijskiego, kiedy to znajdujące się wody zmineralizowane uległy wysłodzeniu na skutek infiltracji słodkich wód lądowych w okresie poprzedzającym tę transgresję.

Powyższy fakt stwierdzony został na większą skalę po czechosłowackiej stronie Zagłębia. Daje się tu już zauważyć większe obniżenie mineralizacji wód w transgresywnych zlepieńcach miocenu w porównaniu z wodami osadów górnego opolu (H. Michalek, 1958; V. Homola, 1959).

Według tego ostatniego autora obniżona mineralizacja wód klastycznego detrytu, będącego spągowym osadem dolnotortońskim, jak i wód stropowej części karbonu spowodowana została regresją morza, w którym osadził się detryt. W czasie tej regresji nastąpiło dość znaczne wyparcie słonych sedymentacyjnych wód detrytu o normalnym zasoleniu oceanicznym i częściowe zmieszanie się z nimi słodkich wód infiltracyjnych. Po tej okresowej regresji nastąpiła dopiero właściwa transgresja dolnotortońska, w czasie której osadziły się ilaste i ilasto-piaszczyste osady morskiego tortonu. Regresja ta jest udokumentowana w tym obszarze geologicznie a chemizm wód ją potwierdza.

Stwierdzona na obszarze czechosłowackiej części Zagłębia przerwa w mineralizacji wód w osadach miocenu i niżejległych warstwach ma przypuszczalnie swoje przedłużenie w południowo-zachodniej części polskiej strony Zagłębia.

W tym rejonie daje się również zauważyć mniejszą mineralizację wód w karbonie na tej samej głębokości w porównaniu z wodami środkowej i bardziej północnej, zakrytej części Zagłębia. Fakt ten ma również wytłumaczenie w paleohydrogeologicznych warunkach okresu tortońskiego i całego okresu trzeciorzędowego.

Według S. Alexandrowicza (1963) w dolnym opolu cała południowo-zachodnia część Zagłębia była wynurzona. Z załączonej w pracy tej mapki paleogeograficznej widać, że w obszarze na południe od linii przechodzącej przez Żory — Pszczyzna — Brzeszcze brak jest osadów dolnego opolu. Między tą linią a linią biegnącą mniej więcej od Zabrzeża na Mikołów i Oświęcim znajduje się obszar występowania ilasto-piaszczy-

stych osadów dolnego opolu pochodzenia lądowego. Dopiero na północ i północny wschód od tej linii znajdują się osady brakiczne dolnego opolu.

Takie rozmieszczenie osadów tego okresu wskazuje, że spływ wód powierzchniowych w tym okresie następował z południowego zachodu i południa w kierunku zbiornika wodnego, w którym osadzały się brakiczne sedymenty dolnego opolu. Oznacza to, że południowo-zachodnia część Zagłębia była erodowana, a znajdujące się w warstwach podłoża wody, przypuszczalnie silnie zmineralizowane, były do niewielkich głębokości częściowo wysładzane przez słodkie wody infiltracyjne. Proces wysładzania i mieszania się tych wód słabł w miarę przybliżania się do brzegów zbiornika dolnego opolu, by tu zupełnie ustać. Stąd w czechosłowackiej części Zagłębia wody w podłożu ilastej i ilasto-piaszczystej serii górnego opolu są najbardziej wysłodzone (V. H o m o l a, 1959). Po polskiej stronie (w SW części Zagłębia) wysłodzenie wyraża się już mniejszym obniżeniem ogólnej mineralizacji wód. W bardziej północno-wschodnim obszarze, jak dotąd, obniżenia mineralizacji wód pod osadami górnego opolu nie stwierdzono.

Z chwilą transgresji morza górnoopolskiego i rozpoczęcia się szybkiej sedymentacji trudno przepuszczalnych iłów, nie doszło do wyparcia wodami morskimi wysłodzonych do niewielkiej głębokości wód podłoża. Znajdujące się tu wody i przerwa w ich mineralizacji wskazują na to, że miało tu miejsce wynurzenie obszaru, jego denudacja i infiltracja wód powierzchniowych.

Jak widać z powyższego, olbrzymia większość solanek znajdujących się w warstwach karbonu nie miałyby związku z ostatnią na obszarze Zagłębia transgresją morską ani z jej pozostałościami — osadami górnego opolu. Pochodzenie tych wód byłoby więc wcześniejsze. Wyjaśnienia jego szukać należy, jak to się obecnie powszechnie przyjmuje (A. S i l i n - B e k c z u r i n, 1958 a; N. F r o ł o w, 1961 i inni), na drodze paleohydrogeologicznej analizy Zagłębia, którą zacząć trzeba od chwili powstania osadów górnego karbonu.

Próba wyjaśnienia pochodzenia solanek w karbonie za pomocą analizy paleohydrogeologicznej Zagłębia

Przeprowadzenie takiej analizy w warunkach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego jest bardzo utrudnione z powodu braku na przeważającym obszarze Zagłębia osadów od triasu do tortonu, a miejscami nawet od karbonu do tortonu. Dlatego też będzie ona w dużym stopniu przybliżona i zapewne w niektórych punktach dyskusyjna.

Obszar Górnośląskiego Zagłębia Węglowego będący w okresie waryscyjskim najpierw rowem przedgórskim, a później śródgórskim (J. Z n o s k o, 1963), był przez cały górny karbon zasypywany osadami klastycznymi.

W czasie sedymentacji warstw brzeźnych więzione były w osadach równocześnie wody. W okresach ingresji morza były to wody morskie, przypuszczalnie o niezbyt wysokim zasoleniu, w okresach lądowych natomiast wody lądowe, najprawdopodobniej słodkie. W wyższych ogniwach karbonu znajdować się musiały w osadach już tylko synsedymenacyjne wody słodkie. Jak wskazuje występowanie obecnie w warstwach karbonu solanek, wody te zostały w późniejszym okresie wyparte i zastąpione wodami słonymi.

Pod koniec karbonu cały obszar Zagłębia został sfaldowany. Powstało wtedy szereg struktur ciągnących się w dwóch zasadniczych kierunkach: WNW-EES i NNE-SSW (S. Czarnocki, 1935; J. Znosko, 1963).

Od tego okresu w zasadzie liczyć należy historię geologiczną basenów artezyjskich w Zagłębiu, czyli historię w nich ruchu wód podziemnych.

Na przełom stefan — dolny perm przypada początek fazy saalskiej, waryscyjskich ruchów górotwórczych (S. Siedlecki, 1951) jej natężenie występuje w okresie tworzenia się zlepieńców myślachowickich i maksymalnego rozwoju zjawisk wulkanicznych. Klimat w tym czasie był suchy. Istniały wtedy przypuszczalnie wysychające zbiorniki, w których osadzały się gliny z wkładkami soli stwierdzone w okolicach Sławkowa (S. Siedlecki, 1951) oraz nawiercone w otworze Głazówka (F. Rutkowski, 1928).

W przeprowadzanej analizie paleohydrogeologicznej są bardzo istotne dwa fakty, które nie budzą wątpliwości: 1. omawiany okres jest końcowym okresem orogenicznym i postorogenicznym wielkich i mających duże znaczenie w tym rejonie ruchów waryscyjskich oraz 2. w okresie tym panował klimat suchy i gorący o okresowych silnych opadach.

Obszar gór fałdowych z punktu widzenia hydrogeologicznego różni się w zasadniczy sposób od innych obszarów, zwłaszcza pod względem dynamiki wód podziemnych. Jego cechami charakterystycznymi są: silnie rozwinięty relief, duże różnice wysokości powierzchni, odpowiednie wysokości opadów i związane z tym intensywne procesy denudacji i infiltracji.

Czynniki te miały istotny wpływ na warunki hydrogeologiczne panujące w tym okresie na obszarze Zagłębia. Sedymentacyjne wody karbońskie o charakterze słodkim lub co najwyżej brakicznym w dolnej części karbonu górnego po przeobrażeniu się w wody swobodne w wyniku procesów diagenetycznych i po utworzeniu się głównych struktur w karbonie zaczęły podlegać prawom ruchu wód podziemnych w basenach artezyjskich. Powstające w wyniku tego wysokie napory hydrostatyczne sprzyjały przypuszczalnie również szybkiemu ruchowi wód podziemnych w poszczególnych poziomach wodonośnych. W tych warunkach znajdujące się w nich sedymentacyjne wody ulegać musiały stopniowemu wypieraniu przez wody infiltracyjne i mieszaniu się z nimi.

Na szybkość wymiany wód sedymentacyjnych na infiltracyjne pewien wpływ mógł mieć również skład chemiczny (mineralizacja) wód infiltracyjnych, co się wiąże z ich ciężarem właściwym.

Z geochemii chloru wiadomo, że w skałach magmowych podwyższona ilość chloru związana jest z resztkowymi pochodnymi magm zasadowych oraz ekshalacjami wulkanicznymi i produktami ich sublimatów w kraterach wygasających wulkanów. Powstają wtedy następujące związki: HCl, KCl, HN_4Cl , FeCl_3 (K. Smulikowski, 1952).

W wyniku ostatnich faz orogenezy waryscyjskiej, głównie asturyjskiej i saalskiej na powierzchnię wyniesione zostały duże masy zasadowych skał magmowych i wulkanicznych oraz skał osadzonych w morzu — dewon, dolny karbon (S. Siedlecki, 1951). Te olbrzymie masy skał wzbogacone w chlorki podlegały silnej erozji i ługowaniu przez wody powierzchniowe, które w suchym i gorącym klimacie, głównie w okresie dolnopermskim, a przypuszczalnie już również stefañskim ulegały koncentracji. W wyniku tego rozwinięła się chlorkowa faza ługowania skał i kontynentalnej akumulacji soli na powierzchni. Wykazane wcześniej dogodne warunki infiltracji prowadziły do zasilania na dużą skalę warstw karbońskich wodami wzbogaconymi również w chlorki. Zjawisku inten-

sywnego przenikania tych wód w skały prócz wyżej wymienionych czynników sprzyjał przypuszczalnie ich podwyższony ciężar właściwy.

Infiltrujące wody wzbogacone były w jon Cl' i przypuszczalnie w jony SO_4'' , HCO_3' oraz Na (z ługowania siarczków i skał zawierających skalenie), wypierały one słodkie sedymentacyjne wody karbońskie. Wypieranie to najintensywniej przebiegało przy maksymalnej różnicy wysokości obszarów zasilania i drenażu. W miarę postępu peneplenizacji i zmniejszania się kąta nachylenia powierzchni lądu proces ten słabł. Pociągało to za sobą zwolnienie szybkości spływu wód zarówno powierzchniowych, jak i podziemnych (mniejszy spadek hydrauliczny).

Wody infiltracyjne dostawszy się w poszczególne poziomy wodne prócz swego ruchu w kierunku obszarów drenażu ulegały różnym przemianom. Do najważniejszych z nich zaliczyć można zjawisko mieszania się wód o różnym składzie, któremu towarzyszy proces wymiany kationowej (N. Tagiejewa, 1958 a, 1960; L. Bałaszow, 1961 i inni). Ogólnie rzecz biorąc, słodkie sedymentacyjne wody karbonu musiały mieć skład chemiczny zbliżony do obecnych wód słodkich, czyli HCO_3 - Ca-Mg lub HCO_3 - SO_4 - Ca-Mg . Przy mieszaniu się z wodami wzbogaczonymi w jony Cl' , SO_4'' , HCO_3' , Na musiało dojść do wzbogacenia infiltrujących wód w jony Ca'' i Mg'' . Również z ilastych kompleksów karbońskich zawierających jony Ca'' i Mg'' przebiegała być może ich wymiana; przejście ich ze skał w wodę z zaadsorbowaniem sodu z wody przez skałę. W tym to okresie utworzył się przypuszczalnie skład chemiczny tych wód zbliżony do obecnego (Cl-Ca-Na). Obserwowany teraz brak jonu SO_4'' można tłumaczyć istnieniem warunków, w których możliwy był proces odsiarczanowienia (warunki redukcyjne — R. Krajewski, 1962). Mogło to mieć miejsce również w nieco późniejszym okresie. Niska zawartość jonu HCO_3' lub nawet jego obecnie brak spowodowany jest jego wytrąceniem się z wód przy pojawieniu się jonów Ca'' i Mg'' , z którymi tworzy on trudno rozpuszczalne sole.

Ogólny wzrost mineralizacji tłumaczyć należy procesem koncentracji soli w wodach na skutek głównie parowania. Proces parowania wód podziemnych musiał mieć duże znaczenie właśnie w omawianym okresie. Na parowanie to składało się parowanie wynikające ze suchego klimatu, obejmujące w zasadzie przypowierzchniowe partie poziomów wodonośnych oraz parowanie podziemne na skutek ciepła geotermicznego. Ten ostatni czynnik w parowaniu podziemnym podkreśla I. Buacizdze (1958), stwierdzając, że geotermiczny reżim obszarów fałdowych jest zupełnie inny niż innych obszarów, ponieważ charakteryzuje je obniżony stopień geotermiczny.

Dla obszaru Zagłębia w tym okresie przyjąć trzeba mały stopień geotermiczny, który mógł sprzyjać w znacznym stopniu zjawisku parowania podziemnego.

W okresie cechsztynu klimat niewiele się zmienia, jest on nadal gorący i suchy. Obszar Zagłębia, jak wynika z atlasu geologicznego Polski, (J. Milewicz, K. Pawłowska, 1961), jest nadal lądem, na którym przeważa denudacja i infiltracyjny etap tworzenia się wód podziemnych. W wyniku istniejących w tym okresie warunków klimatycznych omawiany obszar musiał stanowić w dalszym ciągu rejon o silnie rozwiniętym kontynentalnym zasoleniu, a infiltracyjne wody cechowała przypuszczalnie zwiększona mineralizacja.

Dolny pstry piaskowiec stanowi właściwie przedłużenie okresu permjskiego. W okresie więc przed transgresją morską retu cały obszar Zagłę-

bia był w bardzo dużym stopniu spenepienizowany. Wyżejległe, ilasto-piaszczyste osady świadczą o przejściowym, kontynentalno-morskim środowisku ich tworzenia, bezpośrednio poprzedzającym transgresję morską retu.

Na tym w zasadzie zakończyły się bardzo długi, bo obejmujący cały perm i niższą część pstrego piaskowca okres, w którym panował infiltracyjny etap tworzenia się wód w karbonie oraz wypieranie w tych osadach dawnych sedymentacyjnych wód karbońskich.

Wymiana wód na większą skalę musiała w zasadzie zakończyć się już z początkiem cechsztynu, kiedy to bliskość morza (mały spadek hydrauliczny wód podziemnych) zaczęła oznaczać zakończenie się infiltracyjnego etapu i bliskie rozpoczęcie nowego hydrogeologicznego cyklu, w którym dominować będą zjawiska tworzenia się nowych osadów i powstawania w nich wód sedymentacyjnych.

Wraz z transgresją morza retu rozpoczyna się nowy hydrogeologiczny cykl w rozwoju Zagłębia.

Obecna południowa granica osadów dolnego triasu jest erozyjna (w wyniku głównie erozji przedtortońskiej). Według S. Alexandrowicza i S. Siedleckiego (1960) cały obszar Zagłębia pokryty był osadami pstrego piaskowca (tak niższej jego części, jak i retu). Z mapy zasięgów facjalnych triasu (H. Senkiewiczowa, A. Szyperko-Sliwczynska, 1961) wynika, że w dolnym wapieniu muszlowym również prawie cały obszar Zagłębia pokryty był morzem. Górna część wapienia muszlowego, wykształconego w postaci ilów z wkładkami doloomitów, stanowi już przejście do osadów kajpru.

Na przestrzeni całego permu — w czasie którego miała miejsce silna degradacja — i prawie całego triasu obszar Zagłębia ulegał równocześnie stopniowemu pogrążaniu. W wyniku tego zawarte w warstwach karbonu wody znalazły się na znacznych głębokościach w warunkach podwyższonych temperatur i ciśnień.

Dopiero pod koniec triasu obszar Zagłębia zostaje nieco wydzwignięty, co powoduje wycofanie się morza.

Na przełomie triasu z jurą, jak wykazały ostatnie prace (J. Pałys, W. Zajączkowski, 1964), miały miejsce słabe ruchy starokimeryjskie, których ślady zachowały się we wschodniej części Zagłębia.

Po wynurzeniu się obszaru pod koniec tego okresu słone wody sedymentacyjne musiały być wypierane przez wody infiltracyjne. Z powodu niezbyt dużych różnic wysokości powierzchni, zasięg wpływu wód infiltracyjnych musiał nie być głęboki, sięgając przypuszczalnie zaledwie osadów triasu lub nieco głębiej.

Tak więc sedymentacyjny etap triasu i infiltracyjny dolnej jury nie miały prawdopodobnie większego wpływu na znajdujące się w karbonie wody słone. O ile wpływ ten nawet istniał, to musiał się ograniczać tylko do niewielkich głębokości.

Po ustąpieniu morza jurajskiego osady tego okresu wraz z warstwami podłoża zostały również sfałdowane w wyniku słabych ruchów młodokimeryjskich (J. Pałys, W. Zajączkowski, 1964). W efekcie cały obszar Zagłębia staje się lądem. Okres ten trwa w zasadzie do turonu, kiedy to Zagłębie pokryte zostało morzem (W. Pożaryski, 1962).

W okresie lądowym poprzedzającym transgresję turonu omawiany obszar podlegał denudacji, nie miała ona przypuszczalnie jednak, podobnie jak przed transgresją jurajską, dużego nasilenia, na co wskazują różnice wysokości w tym okresie. O stosunkowo niezbyt silnej erozji w tych

dwóch lądowych okresach świadczy również obecność do dziś zachowanych osadów triasu w południowej części Zagłębia (w okolicach Rybnika).

Z pewnym przybliżeniem można przyjąć, że w obszarze Zagłębia od triasu do kredy włącznie istniała przypuszczalnie pewna przewaga procesów sedymentacji nad denudacją. Większe nasilenie erozji, największe chyba od czasów denudacji i infiltracji wód okresu permskiego, ale w żadnym wypadku nie zbliżone intensywnością do tamtych, miało miejsce dopiero w okresie trzeciorzędowym. Stosunkowo silne zjawiska erozji i infiltracji wód związane były z ruchami tektonicznymi w Karpatach.

W wyniku tej erozji usunięte zostały w znacznym stopniu zachowane przypuszczalnie do tego okresu osady triasu. W jakiej mierze zerodowane zostały poniżej leżące osady karbonu, nie wiadomo. Sądząc jednak według występowania pod mioceniem na znacznych obszarach południowej części Zagłębia osadów karbońskich o charakterystycznym czerwonym zabarwieniu, które jedni (S. Alexandrowicz, i S. Siedlecki, 1960) uważają za pozostałość po wietrzeniu permskim (osady te tworzyły powierzchnię w okresie permskim), inni (W. Zajaczkowski), za produkt wietrzenia stefañsko-permskiego — należy przypuszczać, że erozja ta tylko w niewielkim stopniu objęła warstwy karbonu i ograniczyła się głównie do nadległych, młodszych warstw, których miąższość nie musiała być zbyt mała. Wynikałoby stąd, że w tych rejonach obszar Zagłębia nie był wyżej wyniesiony niż w okresie permskim.

Dopiero bardziej na południu było największe nasilenie erozji, które malało w kierunku północnym (zachowane fragmenty osadów triasu w okolicach Rybnika). Jak widać z powyższego, spływ wód powierzchniowych odbywał się z południa w kierunku północnym. Towarzysząca erozji infiltracja słodkich wód powierzchniowych wysładzała na niewielką skalę wody znajdujące się w karbonie. Ich wypieranie było niewielkie, mimo nachylenia powierzchni obszaru z południa na północ, które dawało pewną różnicę wysokości obszarów zasilania i drenażu. Mimo istnienia pewnego spadku hydraulicznego ruch wód musiał być bardzo słaby, ponieważ po uwzględnieniu ciężaru właściwego solanek i wód słodkich różnica naporów hydrostatycznych dość znacznie się redukuje i jest mniejsza, niżby to wynikało ze spadku hydraulicznego. W związku z tym maleje również szybkość ruchu wody.

Wypieranie starszych, zmineralizowanych wód wodami infiltracyjnymi nie miało, jak się zdaje, dużego znaczenia i doprowadziło do niewielkich jedynie zmian, tzn. do słabego wysłodzenia solanek w karbonie, które wyraża się tylko w niewielkim, obecnie obserwowanym tu, obniżeniu się mineralizacji wód. Trudność w wyparciu solanek artezyjskich basenów przez wody słodkie polega również na tym, że solanki jako cięższe zajmują najniższe części struktur artezyjskich (K. Kierkis, 1958; N. Girinski, 1958). Według tego ostatniego autora, „przy podwyższonym ciężarze właściwym istniejące napory mogą okazać się niedostateczne dla przemieszczenia solanek do bazy erozji...” Silnie zmineralizowane solanki stanowią w dużym stopniu mało ruchliwy element odznaczający się niewielką możliwością ruchu. E. Kierkis (1958) podaje nawet w wątpliwość, czy przy tych bardzo powolnych ruchach aktualne jest w ogóle prawo Darcy.

Jak wynika z prac powyższych autorów, usunięcie z głębokich struktur artezyjskich silnie zmineralizowanych wód i solanek jest bardzo utrudnione i możliwe jedynie przy bardzo dużych różnicach naporu. W okresie trzeciorzędowym więc mimo podniesienia południowej części

Tabela 3

Tabela paleohydrogeologiczna Zagłębia

Cykl hydrogeologiczny	Etap cyklu hydrogeologicznego	Wiek okres geologiczny	Warunki paleogeograficzne	Przypuszczalne warunki paleohydrogeologiczne
1	2	3	4	5
I	sedymentacyjny	karbon produktywny	sedymentacja paraliczna i limniczna w namurze sedymentacja limniczna w westfalu	powstają na przemian słodkie i brakiczne wody sedymentacyjne powstają słodkie wody sedymentacyjne
	infiltracyjny	stefan + czerwony spągowiec cechsztyń + niższy pstry piaskowiec	okres lądowy, duże różnice wysokości, klimat suchy i gorący z okresowymi silnymi opadami, silna erozja i denudacja okres lądowy, transgresja morska nie dociera do Zagłębia. Klimat suchy. Silna penepłenizacja	intensywna infiltracja wód opadowych i wypieranie sedymentacyjnych wód karbońskich. Wody infiltracyjne wzbogacone w chlorki na skutek ługowania skał zawierających chlorki ulegały stężeniu w gorącym klimacie (wzrost mineralizacji) słaba infiltracja słonych wód powierzchniowych
II	sedymentacyjny	ret + wapień muszlowy kajper	transgresja morska, morze pokrywa cały obszar Zagłębia tworzenie się osadów, pod koniec kajpru regresja morza, ląd o niedużych różnicach wysokości, klimat suchy	wraz z nowymi osadami powstają słone wody sedymentacyjne tworzenie się wód sedymentacyjnych w osadach kajpru, później słaba infiltracja wód powierzchniowych okresami o podwyższonej mineralizacji i słodkich
	infiltracyjny	lias	okres lądowy, erozja (słaba?), klimat wilgotny	słaba infiltracja wód słodkich sięgająca przypuszczalnie do niewielkich głębokości i wypieranie sedymentacyjnych wód triasu

III	sedymen- cyjny	dogger + malm	transgresja morska obejmująca znaczną część Zagłębia	(przeważnie) tworzenie się w nowo powstałych osadach słonych wód sedimentacyjnych
	infiltracyjny	kreda dolna	okres lądowy, erozja (słaba?)	słaba infiltracja słodkich wód powierzchniowych i wypieranie sedimentacyjnych wód jury i wód z osadów triasu
IV	sedymen- cyjny	kreda górna	krótkotrwała transgresja morska nie obejmująca całego Zagłębia	tworzenie się słonych sedimentacyjnych wód w osadach kredy oraz bardzo słaba infiltracja słodkich wód opadowych
	infiltracyjny	paleogen + dolny i środ- kowy miocen	okres lądowy, później podnoszenie się południowej części Zagłębia, dość silna erozja i denudacja na południu Zagłębia	infiltracja słodkich wód powierzchniowych, po- czątkowo słaba, później przybierająca na sile związczą na południu Zagłębia, częściowe wysło- dzenie wód w karbonie do niewielkich głębokości
V	sedymen- cyjny	górna część dolnego tor- tonu, górny torton + dol- ny sarmat	transgresja morska regresja morza	powstanie słonych wód sedimentacyjnych w osa- dach tortonu
	infiltracyjny	górny sarmat pliocen czwartorzęd	okres lądowy, erozja powstawanie głębokich dolin	infiltracja słodkich dwóch powierzchniowych i wysładzanie wód starszych w osadach miocenu i karbonu
		okres współ- czesny	silny rozwój górnictwa	pogłębianie się zasięgu wód infiltracyjnych wsku- tek eksploatacji węgla

Zagłębia nie było warunków dostatecznych do wyparcia solanek z warstw karbonu.

Proces denudacji południowej części karbonu górnośląskiego przerwany został nasuwaniem się płaszczowin fliszowych, jak to wykazał K. Koniór (1959).

W ten sposób wysłodzone wody warstw dębowieckich i w ogóle podłoża osadów dolnotortonńskich przykryte zostały izolującą serią morskiego tortonu i płaszczowinami. O kompletnej obecnie izolacji tych wód od wód powierzchniowych świadczy według V. Homoli (1959) przede wszystkim obecność w tych utworach gazu i głębokie stabilizowanie się ich zwierciadła.

Wyżej przedstawione procesy tłumaczyć winny obserwowane u nas w SW części Zagłębia obniżanie się mineralizacji wód w karbonie. Zjawisko to potwierdzone zostało ostatnio nowymi danymi z otworów odwierconych daleko na południu i południowym zachodzie przez Państwowe Przedsiębiorstwo Naftowe. Analizy chemiczne wód z głębokości około 1000 m z warstw karbonu górnego w otworach w Bielsku i Ustroni wykazały, że mineralizacja ich na tych głębokościach dochodzi zaledwie do około 80 g/l.

Niewyrównanie obniżonej mineralizacji wód warstw karbonu w podłożu morskich utworów miocenu przez wody morskie tego okresu świadczy o niewielkim ich wpływie na wody warstw podłoża. Pewne wyrównywanie mineralizacji wód jest możliwe na niewielką skalę przez wody wyżejległych osadów na skutek procesów dyfuzji (np. rejon rowu Zawady). Nie mają one jednak, jak to wcześniej zaznaczono, dużego znaczenia.

Po ustąpieniu morza ostatniej transgresji zaczął się infiltracyjny etap w hydrogeologicznej historii Zagłębia, trwający do dziś.

W obszarach, gdzie utwory karbonu nie są pokryte izolującymi osadami mioceniowymi, odbywa się proces wysładzania dawnych wód w karbonie wodami infiltracyjnymi. Głębokość wpływu wód infiltracyjnych zależy od wielu czynników, wśród których znaczenie mają również wykształcenie litologiczne warstw karbonu, jak i stopień spękania tych warstw oraz eksploatacja górnicza.

Cała więc historia hydrogeologiczna Zagłębia łącznie z najnowszą jest przyczyną, jak się obecnie przyjmuje, obserwowanej hydrochemicznej strefowości¹. Tworzą ją trzy różne pod względem genetycznym grupy wód, najwyższa przedstawiająca wody infiltracyjne, poniżej których znajduje się przejściowa strefa wód mieszanych (infiltracyjne z wodami dawnymi) oddzielająca stare, silnie zmineralizowane i zmetamorfizowane wody pogrzebane.

Historia rozwoju stosunków hydrogeologicznych w Zagłębiu jest bardzo długa i skomplikowana. W celu bardziej dostępnego jej wyobrażenia podaje się poniżej w formie tabelarycznej główne jej etapy w nawiązaniu do paleogeografii (tabela 3).

¹ Są i inne poglądy, będące jednak w mniejszości, na pochodzenie strefowości wód podziemnych w artezyjskich basenach. Jedni dają pierwszeństwo procesom lutowania i dynamice wód podziemnych L. Chebotariev (1955), drudzy procesom podziemnego parowania (A. Altwowski, 1958), a jeszcze inni procesom grawitacyjnej dyferencjacji jonów (K. Filatow, 1956). Ten ostatni pogląd jest obecnie zarzucony jako mało uzasadniony.

UWAGI KOŃCOWE

Obecność w solankach karbonu niektórych mikropierwiastków nie jest jak dotąd wyjaśniona. Nieliczne analizy nie dostarczają dostatecznych danych o ich regionalnym rozmieszczeniu w wodach.

Podwyższona obecność bromu w tych wodach tłumaczy się jego koncentracją w wyniku metamorfizacji wód (A. K a r c e w, 1960). Dlatego też wskaźnik Cl/Br uważany jest za wskaźnik metamorfizacji wód. Na podstawie nielicznych, jak dotąd, jego oznaczeń w wodach karbońskich można stwierdzić, jego zawartość jest tutaj raczej niewielka, a stosunek Cl/Br dość wysoki i wyższy niż w wodach osadów miocenkich.

Obecność jodu w solankach karbonu też nie jest dostatecznie wyjaśniona. Koncentrację tego jonu w wodach tłumaczy się jego przejściem z morskich szczątków organicznych w wodę. Z drugiej strony jednak zawartość jego w osadach dawnych epok (np. stary paleozoik) jest mniejsza niż w młodszych (A. K a r c e w, 1963). Do solanek warstw karbonu mógł się on dostać z ługowania osadów morskich razem z jonem Cl⁻ lub też na innej drodze. W otworze Instytutu Geologicznego koło Brzeszcz na głębokości około 1200 m otrzymana solanka zawierała śladowe ilości jodu i bromu.

Co się tyczy pozostałych mikropierwiastków, zwłaszcza baru w beziarczanowych solankach, to ich pochodzenie nie jest znane. Według obecnie panujących poglądów (N. T a g i e j e w a, 1968 b) wzbogacenie solanek w jon Ba⁺⁺ i Sr⁺⁺, a także jon Ra⁺⁺, podobnie jak i wapń, następuje na drodze wymiany kationowej między solankami a skałami ilastymi zawierającymi te jony. Występowanie związków baru w skałach ilastych karbonu nie zostało do tej pory stwierdzone. Nie wykluczone jest jednak, że mogą one tu występować. Ich pochodzenie można by wiązać z dawnymi paleozoicznymi przejawami wulkanizmu lub trzeciorzędowego magmatyzmu, stwierdzonego w SW części Zagłębia. Występujące tu żyły zasadowych skał magmowych (tzw. cieszynity) są wieku górnortortońskiego lub potortońskiego (K. K o n i o r, 1959). Zagadnienie to wymaga jednak przeprowadzenia specjalnych badań.

Z obecnością tego magmatyzmu wiąże się w zachodniej części czeskosłowackiego zagłębia (Ostrawsko-Karwińskiego Rewiru) występowanie dużych ilości dwutlenku węgla pochodzenia juwenilnego oraz towarzyszących mu wód wodorowęglanowo-sodowych (szczaw alkalicznych — R. M i c h a l e k, R. P e x a, 1952).

Obecność niektórych mikropierwiastków w solankach tej części Zagłębia można by również tłumaczyć dostawą ich w wyniku procesów magmatycznych. Zagadnienia te jednak nie są opracowane i wymagają przeprowadzenia specjalnych badań.

Na zakończenie można podnieść, że tworzenie się wód podziemnych jest ściśle związane z historią geologiczną obszaru i stanowi w pewnym sensie jej odzwierciedlenie, dając równocześnie materiał do jej udokładnienia i naświetlenia od innej strony.

Tak więc przy przyjęciu powyższej próby wyjaśnienia pochodzenia olbrzymiej większości solanek znajdujących się w warstwach karbonu nasuwa się od razu szereg wniosków geologicznych i hydrogeologicznych. Jednym z podstawowych jest ten, że najważniejszym wydarzeniem w historii hydrogeologicznej Zagłębia jest okres orogeniczny i postorogeniczny, w którym możliwa była pełna wymiana wód sedymentacyjnych karbonu na wody infiltracyjne. Po zakończeniu tego etapu dalsza historia

geologiczna basenów artezyjskich jest zbliżona do historii basenów typu platformowego, kiedy to następne wydarzenia geologiczne nie mają już większego wpływu na zachowane wody podziemne. Istniejące później ruchy tektoniczne (słabsze) nie doprowadzają z reguły do zniszczenia starych zachowanych solanek.

Z wielu wniosków geologicznych dotyczących historii opracowywanego rejonu (np. charakterystyka okresu permskiego i późniejszych) najważniejszy i najbardziej obecnie aktualny, wypływający z przyjętej genezy solanek w karbonie, jest wniosek dotyczący sprawy najmłodszej tektoniki w Zagłębiu. W świetle przyjętej genezy solanek mało prawdopodobna jest możliwość przedtortońskiego pochodzenia tektoniki uskokowej. W przypadku bowiem istnienia gotowych form tektonicznych (lub tektoniczno-erozyjnych) przed transgresją dolnotortońską większość karbońskich horstów (garbów) powinna do bardzo dużych głębokości zawierać wody słodkie i słabo zmineralizowane, które dostać by się tu musiały z infiltracji opadów i wysłodzić wody tych struktur do miejscowej bazy erozji (dna rowów). Jak wynika z niniejszej pracy, nigdzie się tego nie obserwuje.

Z powyższego widać, że przyjęcie przedtortońskiej genezy solanek (niekoniecznie permskiej) wyklucza możliwość istnienia wielkich przedtortońskich struktur tektonicznych, potwierdza natomiast w pełni przyjmujący się obecnie pogląd (S. Alexandrowicz, 1963), że przed transgresją dolnotortońską powierzchnia podłoża była w dużym stopniu wyrównana, a obserwowane obecnie główne struktury są późniejsze (sedymentacyjne i postsedymentacyjne).

Górnośląska Stacja Terenowa I. G. Sosnowiec

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Alexandrowicz S. (1956), *Utwory senońskie wschodniej części Zagłębia Górnośląskiego (Senonian deposits of the eastern part of the Upper Silesian Coal Basin)*. *Prz. geol.* nr 1, Warszawa.
- Alexandrowicz S., Siedlecki S. (1960), *Osady piaskowca w okolicach Rybnika (Bunter deposits in the vicinity of Rybnik (Upper Silesia))*. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 30, z. 2, Warszawa.
- Alexandrowicz S. (1963), *Stratygrafia osadów miocenów w Zagłębiu Górnośląskim (Stratigraphy of the Miocene deposits in the Upper Silesian Basin)*. *Pr. Inst. Geol.* 39, Warszawa.
- Altovskij M. — М. Е. Альтовский (1958), *Значение природных условий физикохимических и биохимических процессов в формировании подземных вод*. *Тр. лаб. гидрогеол. проблем*, 16, Москва.
- Balashov L. — Л. С. Балашов (1960a), *Сурхан-Дарьинский артезианский бассейн*. *Тр. лаб. гидрогеол. проблем*, 25, Москва.
- Balashov L. — Л. С. Балашов (1960b), *О двух генетических классах соляных вод в осадочных отложениях*. *Тр. лаб. гидрогеол. проблем*, 30, Москва.
- Balashov L. — Л. С. Балашов (1961), *Роль смещения подземных вод в формировании их химического состава*. *Тр. лаб. гидрогеол. проблем*, 36, Москва.
- Balashov L. — Л. С. Балашов (1963), *О принципах генетической классификации подземных соленых вод*. *Акад. Наук СССР. Тр. лаб. гидрогеол. проблем. Гидрохим. матер.* Москва.

- Buachidze I. — И. М. Буачидзе (1958), К вопросу формирования подземных вод в горноскладчатых областях. Тр. лаб. гидрогеол. проблем, 16. Москва.
- Chebotarev I. (1955), Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. *Acta geochim. cosmochim.* 8. London.
- Czapliński L. (1963), Chemizm odpływowych wód górnośląskich. *Kwart. geol. Inst. Geol.* 7, nr 3. Warszawa.
- Czarnecki S. (1935), Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu (1914—1934). *Państw. Inst. Geol.* Warszawa.
- Frolov N. — Н. М. Фролов (1961), Подземные воды западной части причерноморского-армезианского бассейна. Тр. лаб. гидрогеол. проблем, 38. Москва.
- Girinskij N. — Н. К. Гиринский (1958), К вопросу образования рассолов и их воздействия на воды морского генезиса. Тр. лаб. гидрогеол. проблем, 16. Москва.
- Homola V. (1959), Příspěvek k hydrogeologii a plynonosnosti pobeskydské části Ostravsko-karvinského Revíru. *Sbor. pr. konference o geologii OKR.* Ostrava.
- Karcev A. — А. А. Карцев (1960), Принципы и пути палеогидрогеологических исследований (при изучении генезиса нефтяных и газовых залежей в оценке перспектив нефтегазоносности). Сб. „Проблемы гидрогеол.” Госгеолтехиздат. Москва.
- Karcev A. — А. А. Карцев (1963), Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Москва.
- Kerkis E. — Е. Е. Керкис (1958), О влиянии удельного веса подземных вод на условия водообмена и формирования их химического состава. Тр. лаб. гидрогеол. проблем, 16. Москва.
- Konior K. (1959), Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego (Le caractère et l'âge des intrusions des roches magmatiques de la Silésie de Cieszyn. *Acta geol. pol.* 9, nr 4, Warszawa.
- Konior K. (1961), Możliwości rozwoju uzdrowiska w Goczałkowicach w świetle badań hydrogeologicznych. *Pol. Akad. Nauk. oddz. w Krakowie. Komis. Nauk. Geol.*, Warszawa.
- Kotlicka G. (1962), Uwagi o mineralizacji wód podziemnych regionu śląsko-krakowskiego (Remarks on the mineralization of subterranean waters of the Silesia — Cracov Region). *Kwart. geol.* 6, nr 2, Warszawa.
- Krajewski R. (1962), Wpływ kopalnictwa siarki na zasolenie wód. *PAN. Kom. Inżynierii i Gospodarki Wodnej.* Warszawa.
- Michael R. (1913), Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. *Jb. Konigl. Preuss. Geol. Landesanst.* B. 34. H. 2. Berlin.
- Michálek R., Pexa L. (1952), Příspěvek k poznání hlubinných vod východní části OKR. *Přírod. časop. slezký* 20, nr 2. Ostrava.
- Michalek R. (1958), Głębiny wody z miocénского nadkładu w Ostrawsko-Karwińskim Rewirze. (OKR) i możliwości odwodnienia detrytu. *Prz. geol.* nr 2, Warszawa.
- Milewicz J., Pawłowska K. (1961), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 7 Perm. Warszawa.
- Mularz S. (1964), O strefach hydrochemicznych niecki bytomskiej (On hydrochemical zones of the Bytom trough). *Prz. geol.*, nr 2, Warszawa.
- Pałys J. (1964), Problemy hydrochemiczne w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Prz. geol.* nr 2.
- Pałys J. (1966), Wody typu $\text{SO}_4\text{-Na}$ i $\text{HCO}_3\text{-Na}$ na Górnym Śląsku. *Prz. geol.* Warszawa.
- Pałys J., Zajączkowski W. (1964), Uwagi o budowie geologicznej utworów

- triasu chrzanowskiego i niecki bytomskiej (Notes on the geological structure of the deposits of the Chrzanów Triassic and of the Bytom trough (*Biul. Inst. Geol.* 184, Warszawa).
- Podio R. (1958), W sprawie występowania solanki w Jastrzębiu Zdroju (Occurrence of salt water at Jastrzębie Zdrój — Upper Silesia). *Prz. geol.* nr 10, Warszawa.
- Podio R. (1960), W sprawie występowania i genezy solanek w południowej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (On the appearance and origin of brines in southern part of the Upper Silesian Coal Basin). *Prz. geol.*, nr 11, Warszawa.
- Pożaryski W. (1962), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 10. Kreda. Warszawa.
- Roskoński R. (1936), Zdroje solankowe w Goczałkowicach i Jastrzębiu. (Sources salées à Goczałkowice et à Jastrzębie — Silesie). *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 36, Warszawa.
- Rózkowski A. (1962), Związek mineralizacji wód trzeciorzędowych z budową geologiczną południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Interrelation between mineralization of Tertiary waters and structure of the south-western part of the Upper Silesian Coal Basin). *Kwart. geol.* 6, nr 4, Warszawa.
- Rutkowski F. (1928), Otwór świdrowy w Głazówce (Forage profond à Głazówka près Zawiercie). *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 19—20, Warszawa.
- Schoeller H. (1956), *Geochimie des eaux souterraines*. Paris.
- Senkowiczowa H., Szyperko-Sliweczyńska A. (1961), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 8. Trias. Warszawa.
- Siedlecki S. (1948), Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego (Problems of stratigraphy of marine Triassic in the Cracov area). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 18, Kraków.
- Siedlecki S. (1951), Utwory stefañskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego. *Acta geol. pol.* 2, nr 3, Warszawa.
- Siedlecki S. (1952), Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem i Kwaczałą. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 60, Warszawa.
- Silin-Bekchurin A. — А. И. Силин-Бекчурин (1958 a), Зональные и аazonальные процессы формирования подземных вод. Тр. лаб. гидрогеол. проблем, 16. Москва.
- Smulikowski K. (1952), *Geochemia. Pr. spec. Państw. Inst. Geol.* 1, Warszawa.
- Sulin W. — В. А. Сулин (1946), Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостоптехиздат. Москва.
- Tagеева N. — Н. Тагеева (1958 a), К вопросу об одновных геохимических типах подземных вод. Тр. лаб. гидрогеол. проблем, 16. Москва.
- Tagеева N. — Н. Тагеева (1958 b), Геохимия и происхождение радия в пластовых хлоридных щелочно-земельно-натревых рассолах. Тр. лаб. гидрогеол. проблем, 20. Москва.
- Witczak S. (1964), Uwagi o chemizmie wód rejonu Rybnika (Remarks on chemical relations of waters in the Rybnik region). *Prz. geol.* nr 2, Warszawa.
- Znosko J. (1963), Problemy tektoniczne obszaru pozakarpacciej Polski (Tectonic problems of the outer Carpathian part of Poland). *Pr. Inst. Geol.* 30, cz. IV, Warszawa.

SUMMARY

A regular chemical zonation of ground waters consisting in a gradual increase of water mineralization with increasing depth has been found in the Upper Carboniferous series in Upper Silesia. The mineralization

ranges from 1×10^{-1} g/l to more than 150 g/l. The vertical distribution of waters with different mineralization is strongly influenced by dynamics of ground waters, which depends on the kind of overburden and on the geological history of the area.

The increase of mineralization with increasing depth is accompanied by changes in the chemical composition. Waters occurring at small depth have a mineralization not exceeding 1 g/l, and usually a character $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$, or $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. With increasing depth these waters pass into $\text{SO}_4\text{-Na}$ waters (mostly in the northern part of the Coal Basin, where the Carboniferous is cropping out at the surface) or into $\text{HCO}_3\text{-Na}$ waters (in the remaining part of the Coal Basin). The mineralization increases simultaneously, and exceeds 5 g/l for the first waters, and amounts to c. 1,5 g/l for the second ones. With a further increase of depth the amount of Cl^- ions increases rapidly. On a certain depth nearly all chlorine combines with sodium (at the ratio $\text{Na} : \text{Cl} = 1$). Still deeper, waters with high mineralization and a composition in which a combination of chlorine with calcium and magnesium becomes typical, appear in a large part of the Coal Basin. The value of the $\text{Na} : \text{Cl}$ ratio decreases in these waters below 0,87, falling in some cases down to c. 0,72.

The western part of the Coal Basin (the Dębienieńsko — Knurów area) where the Carboniferous series is covered by the Miocene developed in the salinary facies, form an exception. Here the waters in the Carboniferous display even at great depth values of the Na/Cl ratio in the range 0,95—0,98 and a mineralization exceeding sometimes 150 g/l.

In this area the waters accompanying the salinary deposits of Miocene age (in the Zawada graben) are exerting an influence on the waters present in the Carboniferous series. In the area of Dębienieńsko, the waters are contacting along the tectonic contact of the Miocene and Carboniferous series in the Zawada graben. In the area of Szczygłowice and Wisła the total mineralization of water decreases immediately below the base of the Miocene. Moreover, the mineralization of water in the Carboniferous series on a given depth decreases towards the south-west.

Waters present at small depth and having a chloride-sulphate-hydrocarbonate character are infiltration waters. Their chemical composition is the result of leaching of rocks, cations exchange and other processes. Below in the passage zone occur infiltrating waters mixed with old buried salt waters.

The origin of the latter has been linked with the presence of the marine, locally saliferous Miocene series. According to the present writer these opinions are not correct, as the composition of salt waters occurring in the Carboniferous series at great depth (Na/Cl ratio $< 0,87$) indicate that they have nothing in common with the saliferous series of the Miocene (with the exception of the areas of Dębienieńsko and Knurów mentioned above), and the occurrence of salt waters has been stated beyond the present area of occurrence of the Miocene series, whose original area of occurrence was not much larger than the present one as established by S. A l e x a n d r o w i c z (1963). The northern parts of the Coal Basin were forming probably the shore of the Miocene sea (littoral facies of the Miocene is present in the Zabrze area). This indicates that infiltration of marine water during the Miocene was probably not playing a great role. Moreover, owing to the high rate of sedimentation of the chiefly clayey series of the Tortonian (Upper Opolian stage) it is unlikely that such an infiltration could result in the replacement of

waters present formerly in the Carboniferous series by marine waters of that period.

From the above it follows that the salt waters present in the Carboniferous series existed already before the last marine transgression (of the Upper Opolian stage). Direct proof of this are the following: secondary salting of waters in the Carboniferous series, by the waters of the salinary Miocene series in the area of Dębnieńsko and Knurów, and the lowering of the mineralization of waters of the Carboniferous series immediately under the Miocene in the area of Szczygłowice and Wisła. This decrease of mineralization was certainly formed during the continental period preceding the Tortonian transgression. A similar decrease of mineralization of water in the Carboniferous series under the Miocene cover occurring on a larger scale in the Czechoslovakian part of the Coal Basin has been regarded by V. H o m o l a (1959) as related with the continental period preceding the Lower Tortonian transgression. During that period the surface waters were drained towards the north, and therefore the decrease of mineralization is greater on the south and disappears towards the north. The waters of the Tortonian sea did not re-establish the original level of mineralization.

The most favourable conditions for the exchange of the primary, generally fresh sedimentary waters of the Upper Carboniferous for saline infiltration waters existed during the Lower Permian.

This period, following the formation of the main artesian basins in the Carboniferous series favoured a rapid replacement of sedimentary waters by infiltrating waters. The infiltrating waters were enriched in chlorides and sulphates by leaching of igneous, volcanic and marine sedimentary (Devonian, Lower Carboniferous) rocks. The salts concentrated already at the surface owing to the warm and dry climate.

After the Permian, the geological conditions favoured the preservation of the salt waters in the Upper Carboniferous series. A more important exchange of the salt waters for surface waters was not possible.

The period of the strongest denudation of the Coal Basin (not taking into account the Permian peneplanation of the area) was related with the Tertiary orogenic movements in the Carpathians, which resulted in a general uplifting of the area. The intensity of the erosion decreased towards the north, and consequently in this direction decreased the depth of replacement of the salt waters by fresh ones. The depth of this exchange was small, and the whole process was stopped by the transgression of the Tortonian sea, followed by thrusting over of the Carpathian Flysch nappes. The lowered mineralization of waters in the Carboniferous series has not been re-established since.

The post-Miocene erosion and infiltration lasting till now causes a partial de-mineralization of waters in the Carboniferous series where the impervious Miocene cover is lacking, and the formation of the actually observed hydrochemical zonation.

*Geological Survey
Upper Silesia Branch
Sosnowiec*

translated by R. Unrug