

PROBLEM GENEZY WÓD ZMINERALIZOWANYCH W SĄSIEDZTWIE JEZIORA ŻARNOWIECKIEGO

Andrzej Kwaternikiewicz & Andrzej Sadurski

Wydział Hydrotechniki Politechniki Gdańskiej, ul. Majakowskiego 11, 80-952 Gdańsk-Wrzeszcz

Kwaternikiewicz, A. & Sadurski, A., 1986. Problem genezy wód zmineralizowanych w sąsiedztwie Jeziora Żarnowieckiego. Problem of origin of mineralized waters in the vicinity of the Żarnowieckie Lake (in Polish with English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56: 163–177. Kraków.

Abstract: In the Quaternary sediments, along the eastern shore of the Żarnowieckie Lake, mineralized waters of Cl–Na type were ascertained. Basing on the analyses of the geological setting and chemical composition of waters, two horizons are distinguished: the shallow one, down to – 35 m, containing brackish waters (TDS up to 4 g/dm³), and the deep one, between – 60 and – 120 m, containing waters of a TDS above 10 g/dm³. Geological history of the study area, paleohydrogeological analysis and hydrochemical indicators for these waters point to their relic marine origin.

Key words: mineralized waters, northern Poland, Quaternary, salt water intrusion.

Manuscript received September 1984, accepted May 1985

Abstrakt: W czwartorzędowych osadach, wzdłuż wschodniego brzegu Jeziora Żarnowieckiego stwierdzono wody mineralne typu Cl–Na. Na podstawie analizy budowy geologicznej oraz mineralizacji wód wyróżniono dwa poziomy: płytszy do głębokości –35 m, zawierający wody słonawe (mineralizacja og. do 4 g/dm³) i głębszy, w przedziale od –60 do –120 m, w którym występują wody o mineralizacji ponad 10 g/dm³. Ewolucja geologiczna rejonu, analiza paleohydrogeologiczna oraz wskaźniki hydrochemiczne wód podziemnych przemawiają za przyjęciem hipotezy reliktoowego, morskiego pochodzenia wód mineralnych.

WSTĘP

Rynna plejstocenska Jeziora Żarnowieckiego od dawna budziła zainteresowania geomorfologów z uwagi na różnorodność zjawisk rejestrowanych na tak małym obszarze. Rozwój tej formy związany był z procesami erozji wód lodowcowych i egzaracją podczas ostatniego glacjału na Pomorzu. Ostateczne natomiast ukształtowanie rynny należy wiązać z bryłą martwego lodu wypełniającą obniżenie u schyłku plejstocenu (Roszkówna, 1964; Rosa, 1968; Sylwestrzak, 1972). Misa jeziora mogła być zatem wytopiskiem częściowo wypełnionym w holocenie.

Według Mojskiego (1979), początków dawnych form dolinnych Wybrzeża Gdańskiego należy szukać w okresie interglacjału wielkiego i zlodowacenia środkowopolskiego. Teren sąsiadujący z rynną jeziora jest również interesujący z punktu widzenia tektoniki starszego podłoża i późniejszego odnawiania się dyslokacji pokrywy permsko-mezozoicznej wyniesienia Łeby (Lisiakiewicz, 1970; Tyski, 1973).

Według przyjętych poglądów głęboka erozja w stropie mezozoiku (ponad 300 m poniżej terenu), która miała miejsce u schyłku trzeciorzędu i w plejstocenie, wynikała z predyspozycji tektonicznych obszaru.

W wyniku prac hydrogeologicznych, przeprowadzonych przez Kombinat Geologiczny w Gdańsku w latach siedemdziesiątych, stwierdzono wody słone w warstwach czwartorzędowych wzdłuż wschodniego brzegu jeziora (Fig. 1). Problemy hydrogeologiczne analizowanego terenu przedstawione zostały przez Płochniewskiego i Sierżęgę (1980) oraz Wróbla (1983). Genezę słonych wód wyjaśniają oni ascencją powszechnie występujących w utworach permu i triasu solanek jodkowo-bromkowych. Taki proces jest bardzo prawdopodobny w rejonie Dębek, tj. w odległości ok. 3,5 km na północ od jeziora, gdzie serie czwartorzędu mają w podłożu osady triasu, natomiast jest trudny do przyjęcia na analizowanym przez autorów obszarze.

Na podstawie reinterpretacji profili wiertniczych i wyników oznaczeń składu chemicznego wód, zamieszczonych w dokumentacji Kombinatu Geologicznego w Gdańsku (Sierżęga, 1978), oraz badań hydrochemicznych wykonanych w Politechnice Gdańskiej autorzy pragną przedstawić własną hipotezę pochodzenia słonych wód podziemnych na rozpatrywanym obszarze. Jednoznaczne wyjaśnienie tej kwestii nie jest możliwe na obecnym etapie, wskutek niepełnych materiałów archiwalnych z prac prowadzonych do celów bilansowych i zaopatrzenia w wodę. Skład chemiczny wód podziemnych został określony na podstawie analiz technicznych rozszerzonych o oznaczenia głównych kationów oraz jony bromu i jodu. Analizy te wykonały laboratoria: Kombinatu Geologicznego w Gdańsku (gdzie wykonano również analizę wody Bałtyku) i Wydziału Hydrotechniki Politechniki Gdańskiej.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Głęboko wcięta w starsze podłoże forma erozyjna ma przebieg południkowy. Spąg czwartorzędu obniża się w kierunku północnym. W północnej części jeziora, na rzędnej -140 m, pod czwartorzędem stwierdzono ilasto-mułowcowe osady kredy (Fig. 2 i 3). W ukształtowaniu powierzchni spągu plejstocenu zwraca uwagę ostra krawędź morfologiczna wzdłuż zachodniego brzegu Jeziora Żarnowieckiego, gdzie strop trzeciorzędu układa się na rzędnych od $0,0$ do $+25,0$ m. Na wschód od jeziora podłoże czwartorzędu występuje głębiej, na rzędnych od -75 m do -50 m (Fig. 1–3). Najstarsze utwory plejstoceńskie, występujące w dnie obniżenia, wykształcone są w postaci dwóch lub trzech pokładów glin przewarstwionych osadami wodnolodowcowymi zlodowacenia środkowopolskiego, a prawdopodobnie także południowopolskiego. Młodsze z wymienionych utworów występują też na wschód od rynny. Brak ich w strefie wysoko położonej powierzchni podczwartorzędowej, na zachód od jeziora. Strop utworów zlodowacenia środkowopolskiego stwierdzono poza centralną częścią rynny na rzędnej ok. -50 m. W osi rynny utwory te zostały zniszczone do rzędnej -85 m. Ich miejsce zajmują obecnie ropy zastoiskowe osadzone zapewne w interglacjale eemskim lub u schyłku zlodowacenia środkowopolskiego. Utwory te stanowią w rejonie rynny jeziornej ciągłą warstwę o miąższości

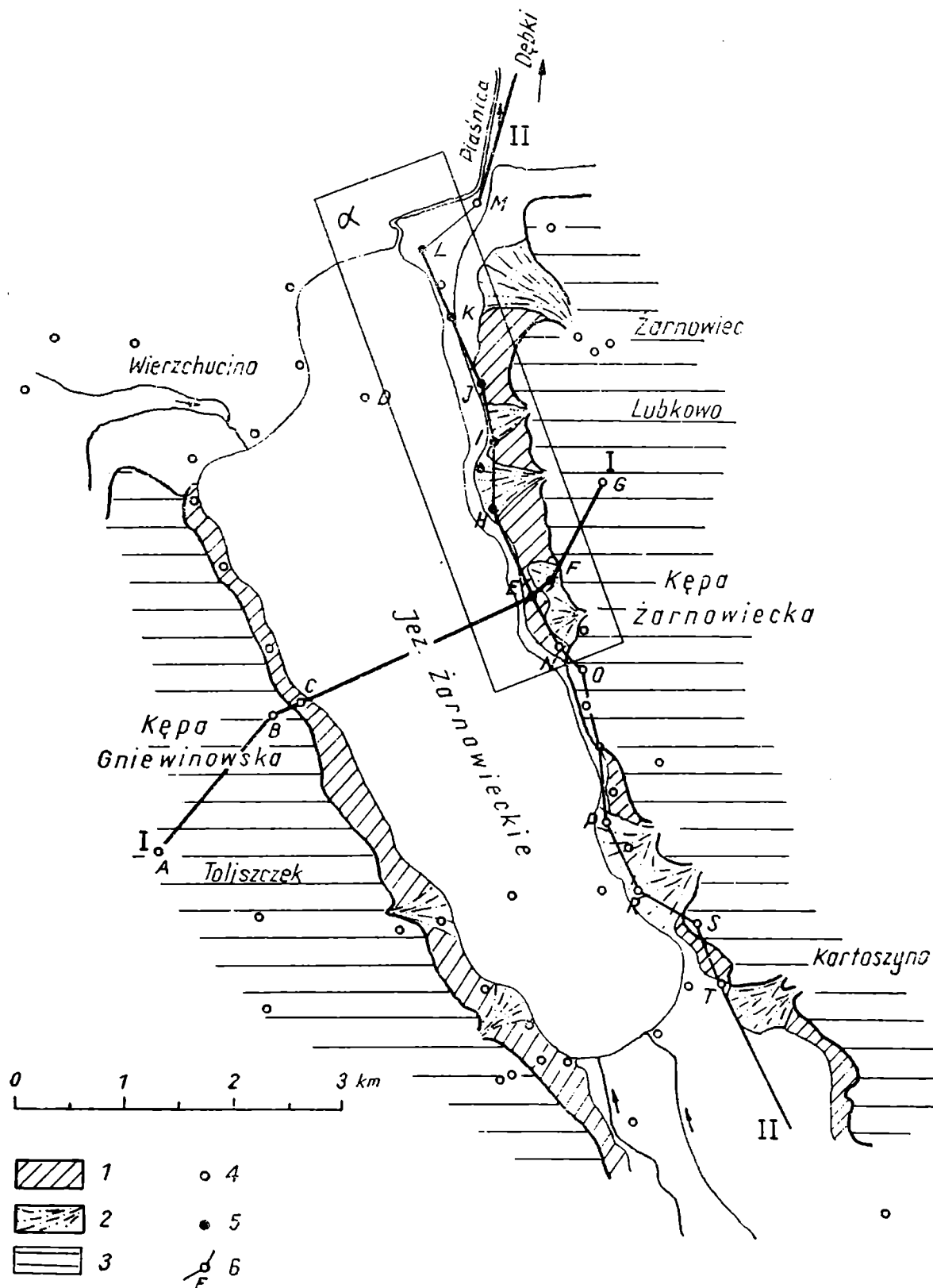


Fig. 1. Szkic sytuacyjny z elementami geomorfologii rejonu Jeziora Żarnowieckiego. 1 – tarasy rynny żarnowieckiej; 2 – stożki napływowe; 3 – wysoczyzna; lokalizacja wierceń: 4 – w których stwierdzono wody słodkie, 5 – w których natrafiono na wody zmineralizowane; 6 – oznaczenie wierceń na przekrojach; a – wschodni brzeg Jeziora, na którym stwierdzono wody zmineralizowane

Fig. 1. Sketch-map of the situation and geomorphologic features of the Żarnowieckie Lake region. 1 – terraces; 2 – alluvial fans; 3 – highland. Localization of drill holes: 4 – with fresh waters, 5 – with salt waters; 6 – signatures of drill holes shown in cross-sections; a – eastern part of the lake where mineralized waters were found

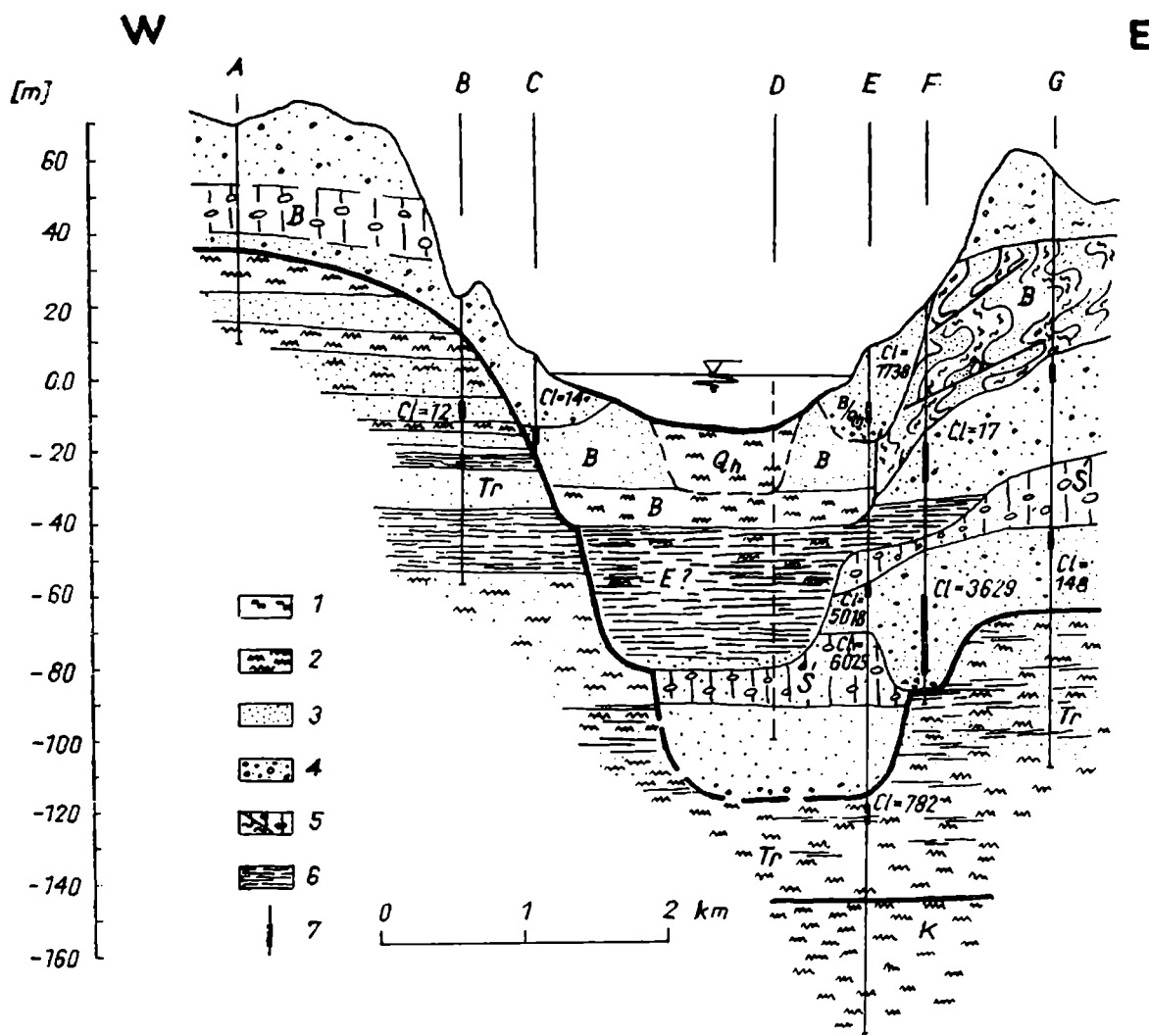


Fig. 2. Przekrój geologiczny I–I przez Jezioro Żarnowieckie. Q_h – holocen; B – zlodowacenie północnopolskie; E – interglacjał eemski; S – zlodowacenie środkowopolskie; P – zlodowacenie południowopolskie; Tr – trzeciorzęd; K – kreda; 1 – torfy; 2 – mulki i mulowce; 3 – piaski; 4 – żwiry i pospółki; 5 – gliny zwałowe; 6 – ility; 7 – hydrochemicznie oprobowane odcinki warstw

Fig. 2. Geological cross-section I–I through the Żarnowieckie Lake. Q_h – Holocene; B – North-Poland Glaciation; E – Eemian Interglacial; S – Middle-Poland Glaciation; P – South-Poland Glaciation; Tr – Tertiary; K – Cretaceous. 1 – peats; 2 – muds; 3 – sands; 4 – gravels; 5 – till; 6 – clays; 7 – hydrochemically analysed segments of the sections

do 10 m na brzegach i 35 m w osi tej formy. Ich strop układa się na rzędnej –40 do –50 m.

Utwory zlodowacenia północnopolskiego reprezentowane są przez kilka poziomów glin zwałowych. Osady te są silnie zaburzone glacitektonicznie. W rejonie rynny Jeziora Żarnowieckiego zostały one całkowicie zniszczone w fazie pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego.

Powstanie Jeziora Żarnowieckiego związane jest z postglacjalnym rozwojem rynny. W okresie deglacjacji lądolodu fazy gardzieńskiej, opisywana dolina zakonserwowana była martwym lodem, którego wytapianie zapoczątkowane zostało

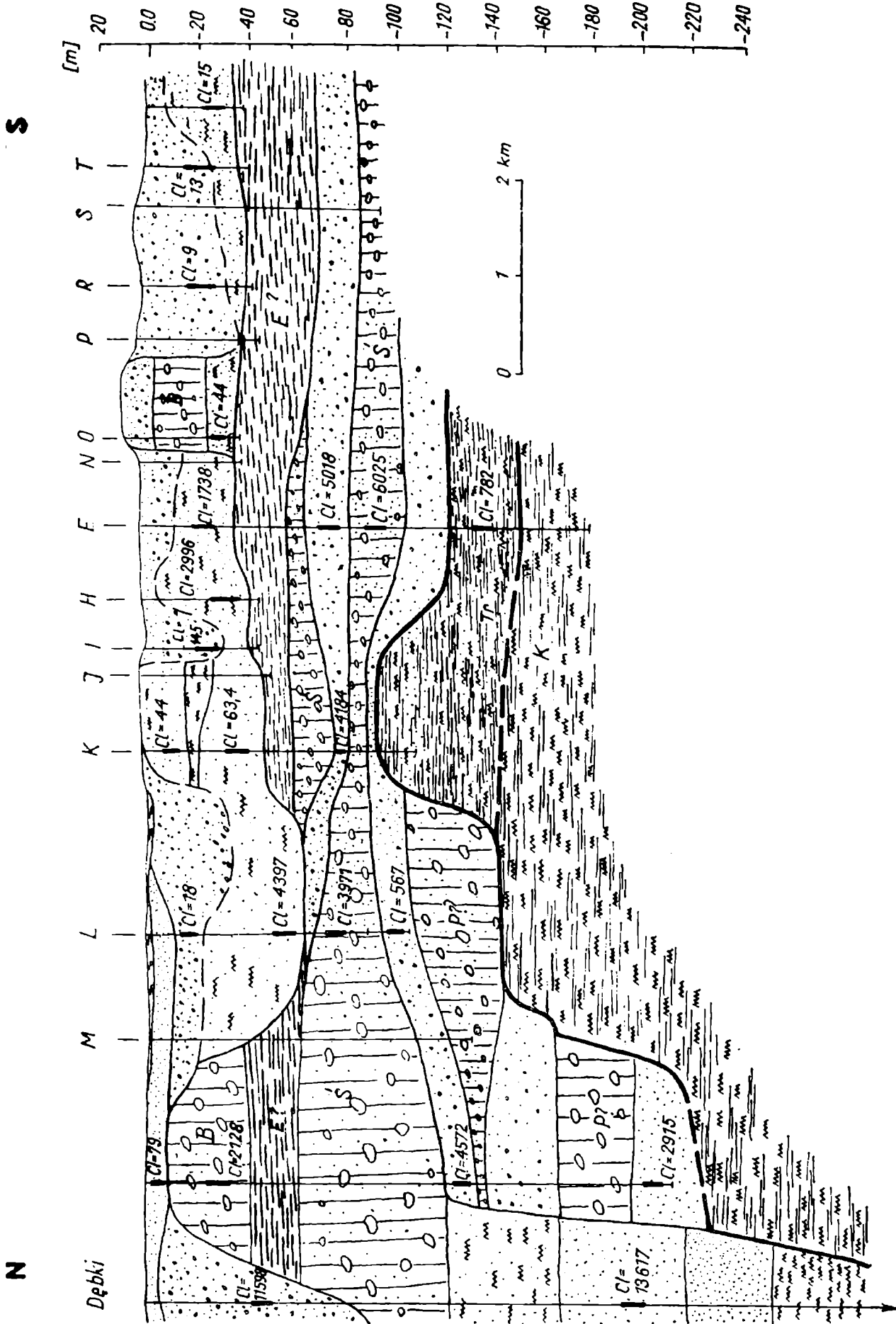


Fig. 3. Przekrój geologiczny II—II wzdłuż wschodniego brzegu Jeziora Żarnowieckiego. Objasnienia podano na Fig. 2

Fig. 3. Geological cross-section II—II along the eastern bank of the Żarnowieckie Lake. Explanations are given in Fig. 2

w młodszym dryasie i było opóźnione w stosunku do innych terenów. Dno zagłębienia w martwym lodzie wypełniło się mułkami, które w rejonie rynny występują bezpośrednio na łożach należących prawdopodobnie do osadów schyłku zlodowacenia środkowopolskiego lub interglacjału eemskiego. Wokół bryły martwego lodu odkładane były piaski drobnoziarniste i mułki kemowe. W dalszym etapie deglacjacji, po wycofaniu się lądolodu poza linię brzegową współczesnego Bałtyku, rozpoczęła się intensywna działalność wód płynących, w wyniku której w „dolinie żarnowieckiej” osadziły się piaski i żwiry między stokami wysoczyzny a lodem konserwującym środek doliny.

Dno jeziora wypełnione jest gytią wapienno-ilastą. Największa miąższość tych osadów liczy 20 metrów i stwierdzono ją w centralnej części rynny. Osady wypełniają obniżenie powstałe po wytopieniu się martwego lodu. Schemat budowy geologicznej opisywanej formy podano na przekrojach (Fig. 2 i 3).

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Jak wynika z przekrojów, wzdłuż wschodniego brzegu jeziora (Fig. 3) występują dwa poziomy wodonośne w czwartorzędzie. Poziom pierwszy związany jest z piaszczysto-żwirowymi utworami schyłku plejstocenu. Miąższość osadów przepuszczalnych wynosi od 35 do 40 metrów. Poziom ten ma ograniczony i niewielki zasięg. Na wschodzie w odległości ok. 0,5 km od jeziora graniczy on z zaburzonymi glaciektonicznie osadami plejstoceniowymi, zbudowanymi z glin zwałowych i różnoziarnistych piasków.

Współczynniki filtracji warstwy wynoszą według wyników próbnego pompowania ok. 0,6 m/h, natomiast obliczone na podstawie granulometrii wynoszą 0,1–1,5 m/h. Zwierciadło wody ma charakter swobodny. W strefie kontaktu warstwy z wysoczyzną układa się ono na rzędnej ok. +5 m, podczas gdy w bezpośrednim sąsiedztwie zbiornika nieco powyżej +1,0 m.

Zasilanie pierwszego poziomu odbywa się głównie poprzez lateralny dopływ wód podziemnych z wysoczyzny. Kontakt hydrauliczny ma miejsce w dolnych partiach warstwy, w strefach rozcięcia utworów wodonośnych wysoczyzny. Stropowa część pierwszego poziomu wodonośnego ograniczona jest od wschodu utworami nieprzepuszczalnymi. Przewodnictwo wodne utworów wysoczyzny jest znacznie mniejsze niż osadów piaszczysto-żwirowych w rejonie tarasów. Stąd spadki hydrauliczne w strefie krawędziowej wysoczyzny są większe niż w obrębie pierwszego poziomu wodonośnego. Zasilanie bezpośrednio poprzez infiltrację opadów ma niewielkie znaczenie ze względu na ograniczoną powierzchnię wychodni warstwy. Spływ wód podziemnych odbywa się do Jeziora Żarnowieckiego. Bezpośredni kontakt wód powierzchniowych z wodami podziemnymi jest utrudniony na skutek występowania w dnie jeziora cienkiej warstwy utworów słabo przepuszczalnych.

Drugi poziom wodonośny jest związany z utworami przepuszczalnymi znajdującymi się pod prawdopodobnie ciągłą serią utworów zastoiskowych, izolujących głębsze wody podziemne od pierwszej warstwy wodonośnej (Fig. 2). Poziom ten występuje w utworach zlodowacenia środkowopolskiego lub nawet południowo-

polskiego. Jest on dwudzielny. Warstwa głębsza rozprzestrzenia się w spągu czwartorzędu na rzędnych od -100 m do -120 m i jest ściśle związana z najgłębszą częścią rynny Jeziora Żarnowieckiego. Utworów wodonośnych tej warstwy nie stwierdzono w obrębie wysoczyzny. Leżąca wyżej warstwa wodonośna, o miąższości ok. 20 m, występuje w obrębie rynny na rzędnych od -60 m do -85 m. Ma ona większy zasięg w kierunku wschodnim, a w strefie jeziora wyklinowuje się (Fig. 3).

Przepływ wód podziemnych w strefie wysoczyzny Kępy Żarnowieckiej jest skierowany na zachód. W obrębie struktury rynnowej stwierdzić można niewielki spadek zwierciadła wód podziemnych w kierunku północnym. Kontakt wód podziemnych dolnego poziomu z górnym odbywa się poprzez przesączanie przez utwory słabo przepuszczalne. W świetle dotychczasowych badań warunki tego kontaktu nie są dostatecznie poznane. Tak więc Jezioro Żarnowieckie stanowi bazę drenażu bezpośredniego i pośredniego wód podziemnych czwartorzędu.

Powierzchnia zlewni podziemnej graniczącej ze wschodnim brzegiem jeziora wynosi $18,7$ km² i pokrywa się ze zlewnią powierzchniową. Całkowita zlewnia powierzchniowa tego zbiornika wynosi 250 km². Średnie zasilanie wód podziemnych zlewni wynosi od 9% do 18% całkowitej wysokości opadów, tj. od 55 do 110 mm słupa wody/rok.

CHARAKTERYSTYKA HYDROCHEMICZNA WÓD PODZIEMNYCH

Opróbowane wody zmineralizowane są typu chlorkowo-sodowego i mają odmienny skład chemiczny od powszechnie występujących w czwartorzędzie wód wodorowęglanowo-wapniowych. Maksymalna koncentracja jonu chlorkowego występuje w warstwach o niskim przewodnictwie wodnym: piaskach gliniastych, piaskach pylastych i drobnoziarnistych.

Jak wynika z analizy budowy geologicznej, wody zmineralizowane występują w strefie usytuowanej wzdłuż wypełniających rynnę mułków i ilów. W profilu pionowym (Fig. 3) wyróżnić można dwa poziomy: płytszy do głębokości -35 m, o suchej pozostałości do ok. 4 g/dm³, oraz głębszy na głębokości od -60 do -120 metrów o maksymalnej ilości rozpuszczonych substancji ponad 10 g/dm³.

Od 100 metrów w dół mineralizacja obniża się w głębszych partiach wykonanych tu wierceń, tzn. na głębokości od -120 do -140 m sucha pozostałość zmniejsza się do 2 g/dm³. Inaczej przedstawia się mineralizacja wód w wierceniu wykonanym w Dębkach (Sierżęga, 1978). Obserwuje się tu systematyczny wzrost zasolenia wód podziemnych od $11\,598$ mg/dm³ na głębokości ok. 40 m, do $13\,617$ mg/dm³ na głębokości 200 m (Fig. 3). Jednocześnie w wierceniach poza strefą występowania wód słonych opróbowano wody o suchej pozostałości 240–680 mg/dm³, co można uznać za średnie wartości, charakterystyczne dla całego rejonu. Stężenia głównych jonów w wodach wymienionych poziomów podano niżej w zapisie Kurlowa. Na podstawie wyników analiz skróconych wyznaczono z bilansu jonowego sumę Na+K. Procentowy udział poszczególnych składników podano w przedziałach ich zmienności.

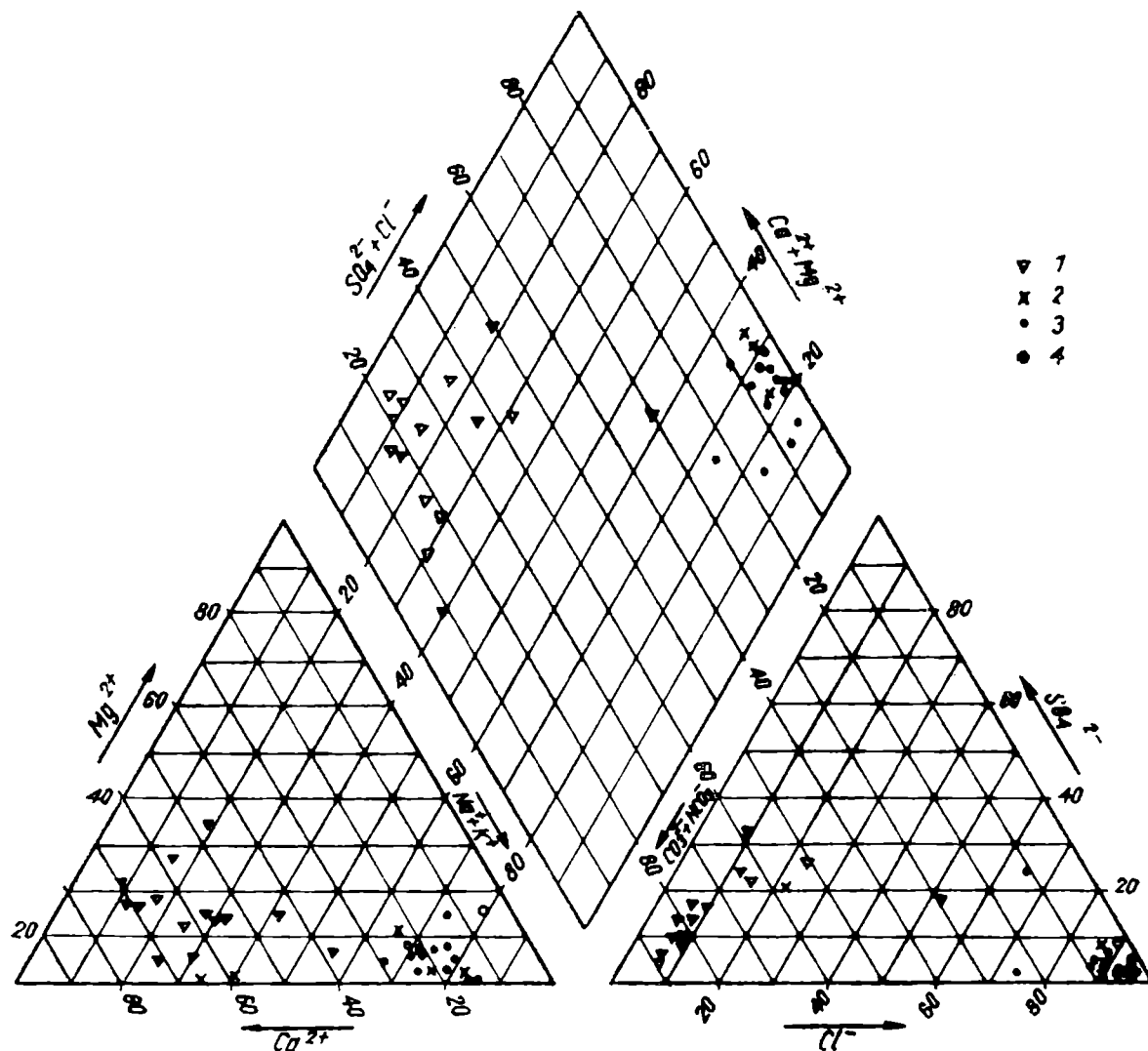


Fig. 4. Diagram Pipera wód podziemnych w rejonie Jeziora Żarnowieckiego. 1 – słodkie wody podziemne, 2 – pierwszy poziom wód zmineralizowanych, 3 – drugi poziom wód zmineralizowanych, 4 – woda morska (próbka pobrana z powierzchni Bałtyku)

Fig. 4. Piper's diagram of groundwaters from the Żarnowieckie Lake region. 1 – fresh water, 2 – I-st aquifer of mineralized waters, 3 – II-nd aquifer of mineralized waters, 4 – sea water (sample collected from the surface of the Baltic Sea)

Wody zmineralizowane I poziomu:

$$M^{1,56-6,46} \frac{Cl^{85-96} HCO_3^{4-10} SO_4^{2-21}}{(Na+K)^{65-81} Ca^{15-23} Mg^{2-12}}$$

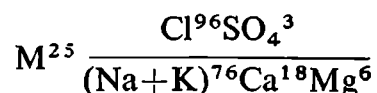
Słodkie wody podziemne:

$$M^{0,24-0,68} \frac{HCO_3^{31-88} Cl^{5-54} SO_4^{2-20}}{(Na+K)^{6-40} Ca^{39-75} Mg^{3-34}}$$

Wody zmineralizowane II poziomu (głębokiego):

$$M^{1,97-11,97} \frac{Cl^{66-95} HCO_3^{1-24} SO_4^{2-24}}{(Na+K)^{65-85} Ca^{15-39} Mg^{2,5-8,9}}$$

Wody zmineralizowane z wiercenia w Dębkach:



W celu zilustrowania składu chemicznego wód zestawiono wyniki analiz chemicznych na diagramie Pipera (Fig. 4). W rozpatrywanych warstwach wodonośnych występują wody dwu różnych typów. Wysoka mineralizacja odpowiada wodom typu Cl—Na, natomiast pozostałe wody są typu HCO₃—Ca. W kilku przypadkach stwierdzony skład chemiczny odpowiada mieszaninie wymienionych wyżej typów wód podziemnych. Na diagramie naniesiono również wyniki analiz wód z wiercenia w Dębkach oraz wód powierzchniowych Bałtyku.

Zarówno wody zmineralizowane płytkiego poziomu, tj. do głębokości —35 m, jak i poziomu głębokiego czwartorzędu, odpowiadają składem chemicznym wodom morskim. Pierwszy poziom charakteryzuje się wodami słonawymi (brachicznymi) o mineralizacji niższej niż przypowierzchniowe wody morskie. W poziomie drugim występują wody o prawie dwukrotnie wyższej mineralizacji niż aktualnie wody morskie. Iloraz jonów (Na+K)/Cl wód zmineralizowanych, występujących w w analizowanym rejonie, zbliżony jest do wartości 1,0. W tabeli 1 zestawiono wskaźniki

Tabela — Table 1

Wartości wskaźników hydrochemicznych wód zmineralizowanych w rejonie Żarnowca
Hydrochemical indicators values of mineralized waters from the Żarnowieckie Lake region

Wskaźniki Indices	Wody zmineralizowane w utworach czwartorzędu Quaternary mineralized waters		Średnie wartości dla słodkich wód podziemnych Mean values for fresh ground waters	Wody bałtyckie przypo- wierzchniowe Baltic Sea surface waters
	poziom I do —35 m horizon I	poziom II od —50 do —120 m horizon II		
$\frac{r(K + Na)}{r Cl}$	0,99—1,10	0,7—0,99	2,0—16,5	0,77
$\frac{(Na + K)}{r Ca + Mg}$ (SAR)	14,5—20,05	12,1—24,3	0,5—1,6	17,3
$\frac{r Cl}{r(CO_3 + HCO_3)}$	1,0—11,0	7,5—81,4	0,15—2,3	41,0
$\frac{r SO_4 \cdot 100}{r Cl}$	2,1—3,7	3,2—36 (śr. 7)	100—500 (śr. 150)	~10,0
Cl ⁻ mg/dm ³	do 2996	148—5018	9—79	3500
J ⁻ mg/dm ³	~0,115	~0,3	< 0,001	~0,01
Br ⁻ mg/dm ³	~3,0	7,1—7,5	~0,06	~10,0

Oznaczenia składu chemicznego wód bałtyckich i wód podziemnych wykonały laboratoria: Wydziału Hydrotechniki Politechniki Gdańskiej oraz Kombinatu Geologicznego „Północ” w Gdańsku. W tabeli nie uwzględniono analiz chemicznych wód pobranych podczas wiercenia w Dębkach.

hydrochemiczne obliczone dla opisywanych wód. Otrzymane wartości wskaźników siarczanowo-chlorkowych i sodowo-potasowo-chlorkowych mogą świadczyć o lokalnym występowaniu wód stagnujących, tzn. znajdujących się w strefie utrudnionej wymiany. Ponadto zaznacza się zróżnicowanie wskaźników w kilku poziomach.

Wskaźnik sorpcji sodowej (SAR) wód wodorowęglanowo-wapniowych wynosi 0,5–2,0, podczas gdy wody typu chlorkowego odznaczają się wysoką wartością SAR wynoszącą 15–20. Wysoka wartość tego wskaźnika jest typowa dla wód pochodzących z ingresji morskich lub reliktowych wód morskich.

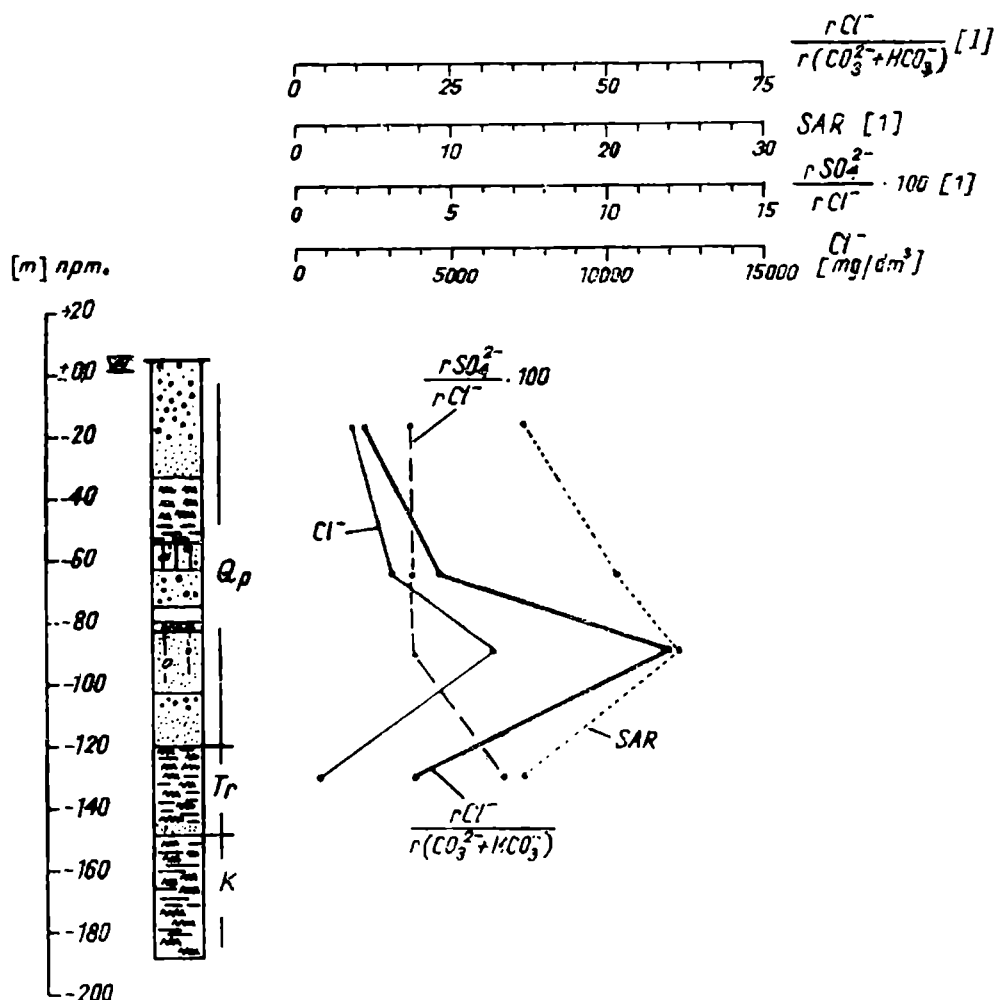


Fig. 5. Zmienność wskaźników hydrochemicznych w profilu wiercenia E (obliczono według analiz prób pobranych w czasie wiercenia)

Fig. 5. Variability of hydrochemical indicators in drill hole E (calculated on the basis of samples collected during drilling)

Na wykresie (Fig. 5) zestawiono zależności wymienionych wskaźników w funkcji głębokości na przykładzie wiercenia E. Ich rozkład wskazuje na występowanie w rejonie jeziora dwu odmiennych genetycznie typów wód podziemnych. Pierwszy, to wody strefy intensywnej wymiany typu $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$ o niskiej mineralizacji i drugi, wody zmineralizowane typu $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$ zapewne pochodzenia morskiego. Powyższe stwierdzenie może być poparte rozkładem wartości wskaźnika chlorkowo-węglanowego. Wskaźnik ten wykorzystywany jest w badaniach ingresji wód morskich. Wody oceaniczne mają wartość ilorazu ok. 200. Obliczony dla wód

powierzchniowych Bałtyku, wskaźnik ten wynosi 41. Wody podziemne (słodkie) mają bardzo niską wartość wskaźnika, około 0,1 do 0,2. Jeżeli wskaźnik ten przyjmuje wartość powyżej 5, to w warstwach wodonośnych wybrzeża może postępować proces przenikania słonych wód morskich. Jak wynika z tabeli 1, wody zmineralizowane pierwszego poziomu czwartorzędowego mają wskaźnik chlorkowo-węglanowy ok. 40, podczas gdy wody mineralne dolnego poziomu wyróżniają się wartością dochodzącą do 81,4.

Rozpatrywane wyniki badań wód zestawiono na diagramie Sulina (Fig. 6). Wszystkie próbki wód zmineralizowanych znajdują się w polu odpowiadającym wodom typu Cl—Ca, co może przemawiać za ich reliktowym charakterem.

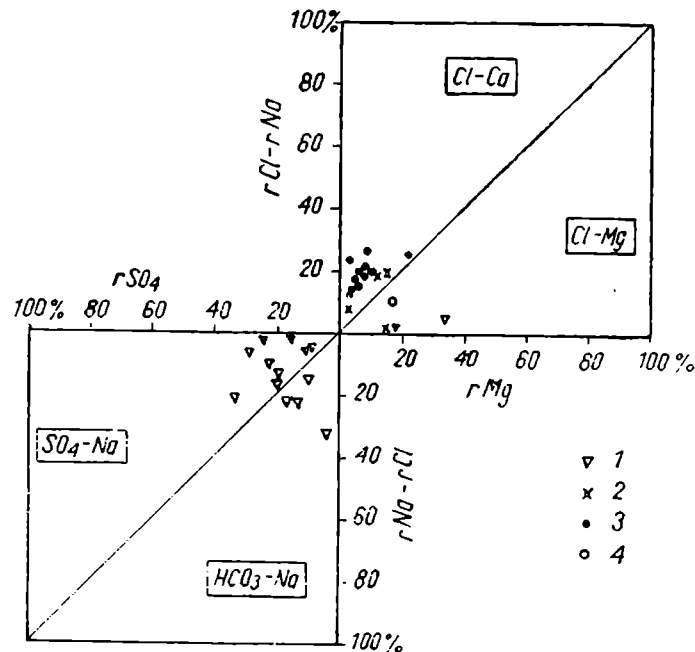


Fig. 6. Diagram Sulina wód podziemnych w rejonie Jeziora Żarnowieckiego

Fig. 6. Sulin's genetic plot for groundwaters from the Żarnowieckie Lake

Podobnie czułym wskaźnikiem hydrochemicznym jest stężenie jonów jodkowych i bromkowych. Słodkie wody podziemne pierwszego poziomu zawierają bardzo małą koncentrację wymienionych jonów, setne lub tysięczne części miligrama w jednym decymetrze sześciennym wody. Natomiast wody zmineralizowane płytkie wykazują stężenie jonów jodkowych i bromkowych odpowiednio: 0,1 i 0,3 mg/dm³, a głębsze 3,0 i 7,0—7,5 mg/dm³, podczas gdy w wodach Bałtyku ich zawartość wynosi odpowiednio: 0,01 i 10,0 mg/dm³. Jak wynika z przytoczonych stężeń jonów jodkowych i bromkowych, wody zmineralizowane występujące wzdłuż północno-wschodniego brzegu Jeziora Żarnowieckiego powinny być pochodzenia morskiego.

ANALIZA PALEOHYDROGEOLOGICZNA

Jak wynika z przedstawionych warunków geologicznych i hydrogeologicznych, wzdłuż wschodniego brzegu jeziora w obrębie osadów czwartorzędowych często istniały warunki utrudnionej wymiany wód podziemnych. Złożyło się na to kilka

przyczyn: akumulacja w osi obniżenia osadów o bardzo małej przepuszczalności oraz powstanie wskutek procesów glacitektonicznych i soliflukcyjnych tzw. struktur kieszeniowych przy krawędzi rynny. Rozpatrując ewolucję procesów geologicznych można przyjąć hipotezę, że dwukrotnie powtórzyły się w plejstocenie warunki sprzyjające „uwięzieniu” wód morskich. Pierwszy raz zapewne u schyłku zlodowacenia środkowopolskiego lub w interglacjale cemskim, drugi raz w holocenie. W wyniku nagromadzenia osadów ilastych powyżej stropu utworów przepuszczalnych i przerwania ciągłości warstwy w centralnej części obecnego jeziora poziomy wodonośne czwartorzędu zostały rozdzielone i odizolowane.

Warunki do częściowego lub całkowitego wyłączenia wód z obiegu istniały także w drobnoziarnistych i mułkowych utworach kemowych osadzonych w rynnie jeziora podczas deglacjacji u schyłku plejstocenu. Utwory te w północno-wschodniej części jeziora ograniczone są od zachodu i południowego zachodu wczesnholoceńską serią ilasto-wapnistą centralnej części rynny, a w strefie krawędzi dobrze przepuszczalną strukturą wodonośną (poziom pierwszy), będącą w bezpośrednim kontakcie z wodą powierzchniową Jeziora Żarnowieckiego. Przepływ wód podziemnych z wysoczyzny do jeziora odbywa się głównie tą strukturą z pominięciem leżących niżej utworów kemowych. Dodatkowym czynnikiem ułatwiającym izolację utworów kemowych są występujące w dnie północno-wschodniej części jeziora słabo przepuszczalne osady holocenijskie.

W południowej części zbiornika zawartość jonów Cl^- w wodach podziemnych czwartorzędu nie odbiega od tła hydrochemicznego regionu, tj. 20–30 mg/dm^3 . Fakt ten można zapewne wiązać z wysładzaniem wód podziemnych na skutek intensywnego zasilania z kierunku południowego. Niską mineralizację wód podziemnych w zachodniej części rynny należy także tłumaczyć wysłodzeniem warstw przepuszczalnych w wyniku intensywnego przepływu podziemnego.

Geneza i wiek wód zmineralizowanych w rejonie Jeziora Żarnowieckiego nie mogą być jednoznacznie określone na obecnym etapie rozpoznania. Według istniejących poglądów (Płochniewski & Sierżęga, 1980) wody mineralne w tym rejonie są związane z ascencją solanek z utworów mezozoicznych. Drogami filtracji tych wód mogą być strefy rozluźnień tektonicznych oraz głęboka erozja podłoża w plejstocenie. Takie tłumaczenie obecności słonych wód w seriach czwartorzędu można przyjmować dla strefy rozpoznanej wierceniami w sąsiedztwie miejscowości Dębki. Według Dowgiałły (1971), są one jednak w większości pochodzenia synsedymencyjnego lub paleoinfiltracyjnego. Przez analogię do warunków na Niżu Polskim można przyjmować lokalną obecność w podłożu czwartorzędu wód synsedymencyjnych z transgresji kredowej i oligoceńskiej (Paczyński & Pałys, 1970). Wody te powinny być zbliżone pod względem składu chemicznego do wód morskich, o ile wskutek wymiany jonowej nie uległy przeobrażeniu.

Hipotezie współczesnego ascenzyjnego dopływu wód słonych przeczy pionowy rozkład mineralizacji wód podziemnych. W najniższej położonych warstwach plejstocenu oraz w stropie trzeciorzędu stężenia jonu chlorkowego wahają się od 1021 do 1500 mg/dm^3 lub są niższe. Tymczasem w utworach położonych wyżej stężenie Cl^- dochodzi do 6000 mg/dm^3 . Ponadto nie zaobserwowano wypływów solanek

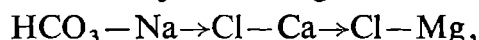
na dnie jeziora, co powinno mieć miejsce w przypadku ascenzji. Wody powierzchniowe tego zbiornika zawierają jony Cl^- w ilości poniżej 20 mg/dm^3 (Wróbel, 1983; Sierżęga, 1978). Z danych tych wynika, że współcześnie nie zachodzi ascenzja silnie zmineralizowanych wód mezozoiku lub paleozoiku do warstw młodszych.

Nie można jednak wykluczyć ascenzyjnego zasolenia warstw czwartorzędowych solankami w minionych okresach. Warunki przemieszczania się wód z podłoża do czwartorzędu mogły zaistnieć w początkowej fazie interglacjalu lub w okresie poprzedzającym transgresję litorynową. Przenikanie wód słonych do czwartorzędu mogło być spowodowane znaczną różnicą ciśnień, wynikającą z nisko położonej bazy drenażu wód czwartorzędowych. W pozostałym okresie plejstocenu obieg wód był wstrzymany na skutek istnienia wiecznej zmarzliny. Transgresja litorynowa spowodowała natomiast podniesienie się poziomu morza i jego przetrwanie z niewielkimi wahaniami do czasów współczesnych. Wysładzanie się wód podziemnych w spągu czwartorzędu należałoby tłumaczyć wymianą wód bardziej intensywną niż w warstwach leżących wyżej.

Zdaniem autorów bardziej prawdopodobna jest hipoteza o morskim pochodzeniu zasolenia warstw w rejonie jeziora. Proces zasolenia wód podziemnych drugiego, dolnego poziomu wodonośnego mógł nastąpić w interglacjale eemskim, gdy rejon ten stanowił głębokie, wcięte rynnowe obniżenie. Otwarty przebieg tej formy w kierunku północy umożliwiał transgresję morza eemskiego i wtargnięcia wód morskich do rozciętych warstw wodonośnych w dnie i w strefie brzegowej zbiornika. Ingresji wód morskich mogły sprzyjać niewielkie spadki hydrauliczne wód podziemnych po wschodniej stronie jeziora, analogicznie jak w warunkach obecnych. Według Makowskiej (1979) mineralizacja wód morza eemskiego była znacznie wyższa niż współczesnego Bałtyku. W wyniku nagromadzenia ilów i mułków powyżej stropu warstw wodonośnych starszego plejstocenu, tj. ponad rzędną -40 m , wody słone mogły zostać uwięzione w następstwie lokalnego wstrzymania obiegu wód podziemnych.

Powtórne zasolenie warstw wodonośnych w rejonie Jeziora Żarnowieckiego mogło nastąpić dopiero w holocenie, w czasie transgresji litorynowej. Najnowsze badania palinologiczne i analiza okrzemek z próbek pobranych w północnej części jeziora (Latałowa, 1980) wskazują na wlewy wód morskich w holocenijskiej historii jeziora.

Wody morskie intrudujące do warstw wodonośnych mogą szybko zmieniać swój skład chemiczny. Jak wynika z prac Kleczkowskiego i Nguyen-Manh-Ha (1977, 1977a), wymiana jonowa podczas ingresji prowadzi do zastępowania jonów Ca^{2+} z kompleksu sorpcyjnego warstw jonami Mg^{2+} :



co można zaobserwować na diagramie Sulina (Fig. 6).

W powyższych pracach wyjaśniona została geneza słonych wód w rejonie Łeby, które uprzednio uważane były za wstępujące solanki z warstw mezozoicznych. Przeprowadzone tam badania hydrochemiczne wskazują na związek zasolenia ze współczesną ingresją wód morskich.

Według poglądów Kozerskiego (1983) wody słone Wybrzeża Gdańskiego zachowały w wielu miejscach morski, reliktowy charakter. Również wody słone wschod-

niego brzegu Jeziora Żarnowieckiego mogły zostać przechowane w sprzyjających warunkach (utrudniona wymiana, „struktury kieszeniowe”) i są zapewne rezultatem ingresji wód morskich do warstw wodonośnych wybrzeża.

LITERATURA CYTOWANA — REFERENCES

- Dowgiałło, J., 1971. Studium genezy wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Polski północnej. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 13: 133–224.
- Kleczkowski, S. & Nguyen-Manh-Ha, 1977. The effect of the Baltic water on the chemical composition of ground water. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre*, 25 (1): 31–38.
- Kleczkowski, S. & Nguyen-Manh-Ha, 1977a. Laboratory investigation of the effect of infiltration sea water on the chemical composition of ground water. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre*, 25 (1): 39–46.
- Kozerski, B., 1983. Problems of the salt water origin in the Vistula Delta aquifers. *Proceedings of VIIIth Salt Water Intrusion Meeting, Bari — Italy*, pp. 81–89.
- Latalowa, M., 1980. Postglacjalne przemiany roślinności wschodniej części pobrzeża Bałtyku. Archiwum Uniw. Gdańskiego, Gdańsk (praca doktorska — niepublikowana — unpublished).
- Makowska, A., 1979. Interglacja cemska w dolinie dolnej Wisły. *Stud. Geol. Polon.*, 63: 7–90.
- Mojski, J. E., 1979. Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy jego podłoża w regionie gdańskim. *Biul. Inst. Geol.*, 317: 1–45.
- Paczyński, B. & Pałys, J., 1970. Geneza i paleohydrogeologiczne warunki występowania wód zmineralizowanych na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, 14 (1): 131–148.
- Płochniewski, Z. & Sierżęga, P., 1980. Warunki hydrogeologiczne w rejonie Elektrowni Jądrowej Żarnowiec. *Mater. Konf. Bezpieczeństwo Elektrowni Jądrowych i Ochrona Środowiska, Bydgoszcz*, pp. 1–15.
- Rosa, B., 1968. Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. *Pr. Inst. Geogr. PAN*, 74: 121–149.
- Roszkówna, L., 1964. Z morfogenezy okolic Jeziora Żarnowieckiego. *Zesz. Nauk. Uniw. M. Kopernika, Geografia* 3 (1): 73–83. Toruń.
- Sierżęga, P., 1978. Dokumentacja hydrogeologiczna występowania wód podziemnych w utworach kenozoicznych w rejonie Jeziora Żarnowieckiego. Archiwum Kombinatu Geologicznego „Północ”, Gdańsk (niepublikowane — unpublished).
- Sylwestrzak, J., 1972. Z morfogenezy rynny żarnowieckiej i obszaru położonego w jej sąsiedztwie. In: *Przew. 44 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Cetniewie*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 141–144.
- Tyski, S., 1973. Rozwój strukturalno-tektoniczny obszaru Żarnowca. *Prz. Geol.*, 21 (3): 133–136.
- Wróbel, B., 1983. *Stosunki hydrogeologiczne dorzecza Piaśnicy*. Inst. Bud. Wodn. Gdańsk, 120 pp.

Summary

PROBLEM OF ORIGIN OF MINERALIZED WATERS IN THE VICINITY OF THE ŻARNOWIECKIE LAKE

Andrzej Kwaterkiewicz, Andrzej Sadurski

Żarnowieckie Lake is situated in a deep Pleistocene valley, in the neighbourhood of which, the deepest erosional form of a substratum has been found (incision of more than 300 m). The Quaternary sediments occur directly over the Triassic layers

of Łeba elevation in a drill hole at Dębki. The mineralized waters are ascertained in the Pleistocene strata along the eastern bank of the lake. The chlorine—sodium waters of 4 g/dm^3 TDS occur within horizon from -15 to -35 m in the first aquifer and waters of over 10 g/dm^3 at the depth of -60 to -120 m (Fig. 5).

On the other hand, mineralized waters of 25 g/dm^3 TDS have been found in the borehole Dębki (ca. 3.5 km northwards from the studied region). According to Płochniewski and Sierżęga (1980), these waters ascended from the Mesozoic strata.

On the basis of hydrochemical investigations of the examined ground waters, some genetic indicators have been obtained which point to their relict marine origin (Table 1). At present, the mentioned waters occur in the zone of a very low percolation. Paleohydrogeological analyses and the geological conditions show the possibility of the presence of the "pocket structures". They could be created in consequence of deposition of unpermeable sediments in the central part of the valley and also as a result of glacitectonic processes along the eastern bank of the lake.

Different geological situation and intensive ground water flow along the western and southern banks of the lake, have made the preservation of mineralized waters impossible. It seems most probable that salt water intrusion into the examined aquifer took place during the Eemian and Littorina transgressions.

The chemical composition of groundwaters has been changed while sea water intruded, as it has been mentioned by Kleczkowski and Nguyen-Manh-Ha (1977). It is confirmed by the present study of the waters from the Żarnowieckie Lake region.