

Zasolenie wód podziemnych kenozoiku Polski północno-zachodniej w wyniku ascenzji solanek z mezozoiku

Dorota Kaczor*



The salinization of Cenozoic aquifers in NW Poland by ascending Mesozoic brines. *Prz. Geol.*, 53: 489–499.

Summary. The salinization of Cenozoic aquifers caused by brines ascending from the Mesozoic was described on the basis of results of 7747 archival chemical analyses. The zones of confirmed aquifer salinization, defined by chloride concentration exceeding 60 mg/dm^3 and 70 mg/dm^3 (upper limits of hydrochemic background values), within the Pleistocene and Paleogene, Miocene and Pliocene usable groundwater aquifers respectively, occupy an area of 8600 km^2 (33 % of the study area), whilst the zones of potential salinization hazard extend on further 4900 km^2 (19%). The groundwater salinization zones are mostly connected with the uplifted tectonic blocks, salt anticlines and fault zones, the structures allowing upwards directed migration of the Mesozoic brines into the Cenozoic useful aquifers. The salinization development is generally controlled by the flow directions within the active circulation zone and causes migration of brines under pressure along the tectonically produced pathways.

The salinity increase affecting groundwater in the Cenozoic aquifers does not result from the recent leaching of the Zechstein salt bodies, as they are mostly isolated from the groundwater active circulation system. The ascending diluted brines constitute a potential threat to 4 (Uznam–101 and Wolin–102, Rościno–103, Dębno–134) from among 20 Major Groundwater Reservoirs and to 17 from among 31 main municipal groundwater intakes (total well discharge $>100 \text{ m}^3/\text{h}$).

Key words: salinization, groundwater, ascending brines, NW Poland

Geogeniczne zasolenie wód podziemnych kenozoiku północno-zachodniej Polski było przyczyną wstrzymania eksploatacji grup studni, jak na przykład w Świnoujściu, Kamieniu Pomorskim, Strzeżewie, Żółcinie, Kołobrzegu, Białogardzie, Myśliborzu i Szczecinie. Proces ten może więc stwarzać realne zagrożenie dla jakości wód poziomów użytkowych, a określenie skali tego zjawiska ma istotne znaczenie dla prawidłowego gospodarowania zasobami wód podziemnych. Dlatego celem artykułu jest omówienie przyczyn i rozwoju ascensyjnego zasolenia wód kenozoiku oraz prognoza zagrożenia stwarzanego przez ascenzję solanek dla jakości Głównych Zbiorników Wód Podziemnych i większych ujęć komunalnych.

Przejawy zasolenia wód podziemnych opisywano już w XVIII i XIX w., przedstawiając charakterystykę słonych źródeł i wycieków oraz stanowisk roślin słonolubnych, w okolicy Kamienia Pomorskiego, Kołobrzegu, Trzebiatowa, Białogardu, Pyrzyca i Jeziora Miedwie (Ascherson, 1859; Deecke, 1898; Soenderop, 1911).

Wyróżnić można dwie zasadnicze grupy poglądów wyjaśniających przyczyny zasolenia wód podziemnych kenozoiku Niżu Polskiego. W licznych, szczególnie dawniejszych pracach wyrażono pogląd, że główną przyczyną jest rozpuszczanie cechsztyńskich soli przez wody infiltracyjne krążące w górotworze, o czym pisali Kolago (1964), Gumułka (1964), Dowgiałło (1965a), Prochazka (1970), a ostatnio także Krawiec (1999), Kwaterkiewicz i in. (1999, 2000), Krawiec i in. (2000). Natomiast na podstawową rolę ascenzji reliktowych wód mezozoiku w rozwoju zasolenia wód poziomów kenozoicznych wskazali Dowgiałło (1965b), Macioszczyk (1980), Górski (1989), Gmurczyk (1999), Dowgiałło i in. (1988, 1990), Dowgiałło & Nowicki (1991, 1997).

Artykuł przedstawia częściowe wyniki pracy przygotowanej pod kierunkiem Prof. J. Dowgiałła, w Studium

Doktoranckim, Instytutu Nauk Geologicznych, Polskiej Akademii Nauk w Warszawie.

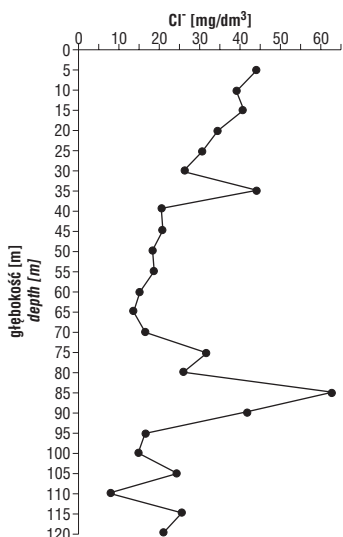
Dane hydrogeochemiczne i sposób ich opracowania

Do charakterystyki ascensyjnego zasolenia wód podziemnych kenozoiku wykorzystano 7747 analiz chemicznych z Centralnego Archiwum Geologicznego oraz archiwów BPiUBU „BALNEOPROJEKT” i uzdrowiska w Kołobrzegu, a także Zakładów Wodociągów i Kanalizacji w Szczecinie, Gryfinie, Goleniowie, Nowogardzie, Dziwnowie i Kamieniu Pomorskim, Urzędu Wojewódzkiego w Szczecinie i Centralnego Banku Danych Hydrogeologicznych HYDRO.

Odrzucono wyniki analiz chemicznych, wskazujących na antropogeniczną genezę zasolenia wód. Za podstawową przesłankę antropogenicznego pochodzenia podwyższonego stężenia jonu chlorkowego ($>30 \text{ mg/dm}^3$) w wodzie przyjęto za Macioszczykową (1991) i Górskim (2001) wysokie zawartości związków azotu i siarczanów. Według Macioszczykowej (1991) o początkowym stadium przeobrażenia antropogenicznego wód podziemnych świadczy podwyższona zawartość amoniaku ($>0,1 \text{ mg/dm}^3$), azotanów ($>0,005 \text{ mg/dm}^3$), azotanów ($>0,5 \text{ mg/dm}^3$), siarczanów ($>50 \text{ mg/dm}^3$). Natomiast Górski (2001) zaproponował by za przejaw zanieczyszczenia antropogenicznego wód podziemnych uznać stężenie azotanów powyżej $0,1 \text{ mg/dm}^3$ oraz siarczanów przekraczające 40 mg/dm^3 w poziomach dobrze izolowanych, a wyższe od 75 mg/dm^3 w poziomach odkrytych.

Dodatkowo uwzględniono głębokość i sposób zagospodarowania miejsca opróbowania warstwy wodonośnej. Obliczona dla rozpatrywanych studni omawianego obszaru średnia wartość stężenia chlorków w wodach podziemnych w poszczególnych przedziałach głębokościowych, wskazuje na wyraźną tendencję spadkową do wartości poniżej 30 mg/dm^3 następującą do głębokości 25–35 m (ryc. 1). Przyjęto, że taka zmienność stężenia Cl^- może wyrażać postępujący z głębokością zanik intensywności oddziaływania chlorków związanych z zanieczyszczenia-

*Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; dkacz@op.pl



Ryc. 1. Zmienność średniej zawartości jonu Cl⁻ w wodach podziemnych kenozoiku w zależności od głębokości występowania poziomów wodonośnych
Fig. 1. The variability of average chlorides concentration in Cenozoic aquifers related to the depth of aquifers

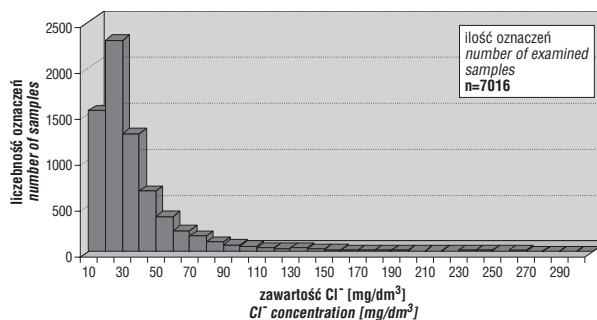
mi antropogenicznymi. Natomiast odnotowane na głębokości powyżej 35–40 m podwyższone stężenia chlorków wiązać należy w głównej mierze z zasoleniem ascenzyjnym. Obserwacje te korespondują z wynikami opisanymi przez Macioszczykową & Jeża (1995) dla obszaru zlewni Utraty, Górskiego (1989) dla rejonu środkowej Wielkopolski i Dragona (1999) dla obszaru Wielkopolskiej Doliny Kopalnej.

Odrzucono także wyniki analiz wskazujących na wpływ ingresji wód Bałtyku na chemizm wód podziemnych kenozoiku, biorąc tu pod uwagę głównie głębokość występowania opróbowanej warstwy i wielkość stężenia jonu chlorkowego. Przyjęto za Kwaterkiewiczem i in. (1999; 2000), iż zasolenie pierwszego, odkrytego poziomu wodonośnego na wybrzeżu jest wynikiem oddziaływania wód Bałtyku, a zasolenie drugiego poziomu, izolowanego kilkudziesięciometrową warstwą glin, pochodzi od wód mezozoiku. Uwzględniono jedynie oznaczenia jonu Cl⁻ o stężeniu wyższym od średniej dla wód Bałtyku, wynoszącej 4000 mg/dm³ (Kłyza, 1988).

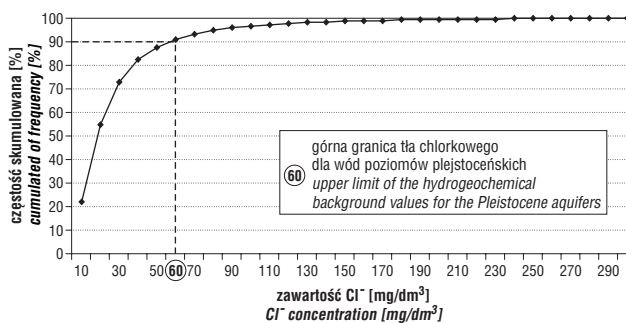
Wartość górnej granicy tła hydrogeochemicznego dla jonu chlorkowego w wodach poziomów plejstocenijskich równą 60 mg/dm³ (ryc. 2, 3) i poziomów paleogenu, miocenu i pliocenu — 70 mg/dm³ (ryc. 4, 5), wyznaczono zgodnie z metodyką zaproponowaną przez Macioszczykową (1976, 1990). Wydzielenie tylko tych dwóch zasadniczych grup poziomów wodonośnych, przy obliczaniu wartości tła, spowodowane jest zwykle bardzo uproszczonym opisem profilu litologicznego i stratygraficznego większości otworów, szczególnie w odniesieniu do osadów dawniej opisywanych jako trzeciorzędowe.

Pojęcie „tło hydrogeochemiczne” pomimo, że powszechnie stosowane, nadal przez wielu autorów uznawane jest za kontrowersyjne, dlatego należy podkreślić, iż używane w tym artykule sformułowanie „górna wartość tła hydrogeochemicznego dla chlorków” oznacza „górną granicę stężeń chlorków pochodzących z ascenzyj wód słonych”.

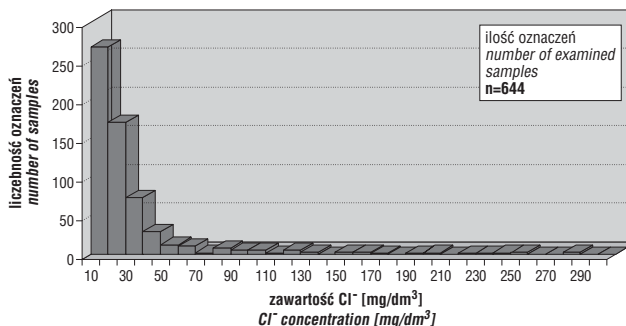
Zjawisko zasolenia ilustruje mapa występowania podwyższonej zawartości chlorków w wodach podziemnych kenozoiku (ryc. 6), przedstawiająca studnie, w których oznaczona wartość jonu Cl⁻ wynosi: 1) od 30 mg/dm³ do wartości górnej granicy tła hydrogeochemicznego, 2) od wartości górnej granicy tła hydrogeochemicznego do 250 mg/dm³ (norma dla wód pitnych), 3) powyżej 250 mg/dm³. Należy tu przypomnieć, że stężenie jonu chlorkowego o



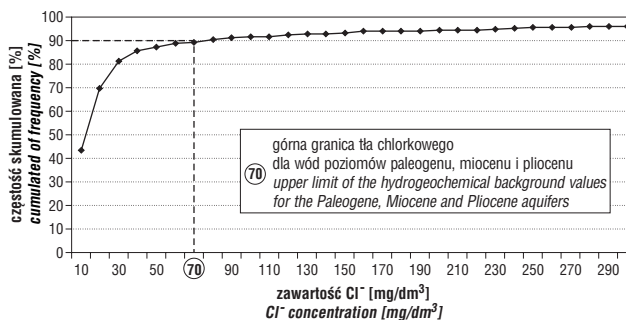
Ryc. 2. Rozkład wartości oznaczeń stężenia chlorków w wodach podziemnych poziomów plejstocenijskich
Fig. 2. Distribution of chlorides concentration in Quaternary Pleistocene aquifers



Ryc. 3. Częstość skumulowana wartości oznaczeń stężenia chlorków w wodach podziemnych poziomów plejstocenijskich
Fig. 3. Cumulated frequency of chloride concentration in Pleistocene aquifers



Ryc. 4. Rozkład wartości oznaczeń stężenia chlorków w wodach podziemnych poziomów paleogenu, miocenu i pliocenu
Fig. 4. Distribution of chlorides concentration in Paleogene, Miocene and Pliocene aquifers



Ryc. 5. Częstość skumulowana wartości oznaczeń stężenia chlorków w wodach podziemnych poziomów paleogenu, miocenu i pliocenu
Fig. 5. Cumulated frequency of chloride concentration in Paleogene, Miocene and Pliocene aquifers

wartości 30 mg/dm³, zostało przez Macioszczykową (1991), Grube (2000) i Górskiego (2001), przyjęte za wartość graniczną, wskazującą już na trwanie procesu zasolenia wód użytkowych Niżu Polsko-Niemieckiego.

Spośród 7016 opróbowanych studni, ujmujących wody poziomów plejstocentrycznych w 1259 studniach (17,7% oznaczeń) zawartość jonu chlorkowego wynosi od 30 do 60 mg/dm³, w 623 studniach (8,7% oznaczeń) wynosi od 61 do 250 mg/dm³, a w 102 studniach (1,4% oznaczeń) przekracza 250 mg/dm³ (ryc. 2). Na mapie występowania podwyższonej zawartości chlorków w wodach podziemnych kenozoiku (ryc. 6) naniesiono tylko 754 studnie, gdyż w przypadku ujęć wielootworowych i w obszarach o dużym zagęszczeniu otworów, ze względów technicznych uwarunkowanych skalą mapy, uwzględniano tylko jedną studnię o najbardziej reprezentatywnej wartości oznaczenia chlorków.

Wśród 644 opróbowanych studni zafiltrowanych w poziomach paleogenu, miocenu i pliocenu, w 52 studniach (8,0% oznaczeń) zawartość jonu chlorkowego wynosi od 30 do 70 mg/dm³, w 44 studniach (6,8% oznaczeń) wynosi od 71 do 250 mg/dm³, a w 21 studniach (3,2% oznaczeń) przekracza 250 mg/dm³ (ryc. 4).

Strefy zasolenia wód poziomów plejstocentrycznych

Za strefy udokumentowanego zasolenia wód poziomów plejstocentrycznych przyjęto obszary zgrupowań studni, w których odnotowano zawartość jonu chlorkowego wyższą od 60 mg/dm³, czyli od wartości górnej granicy tła hydrogeochemicznego. Występowanie tych stref wykazuje związek z wyniesionymi blokami tektonicznymi, strefami uskoku i formami tektoniki solnej.

Strefy zasolenia wód poziomów plejstocentrycznych w północnej części antyklinorium pomorskiego

Północna część antyklinorium pomorskiego, obejmująca wyniesione bloki Wolina, Gryfic i Kołobrzegu pomiędzy Swinoujściem a Białogardem (ryc. 6), charakteryzuje się warunkami geologicznymi sprzyjającymi ascenzji solanek mezozoiku. Wskutek erozyjnego usunięcia izolujących osadów paleogenu, silnie pocięte uskoki skały mezozoiku, zawierające wody zasolone, kontaktują się tu bezpośrednio z poziomami plejstocentrycznymi.

Najbardziej znane są wystąpienia wód zasolonych w obrębie plejstocentrycznej pokrywy antyklinalnej Kołobrzegu (Deecke, 1898; Dowgiałło, 1965a, b; Krawiec, 1999). Współczesną kontynuację procesu ascenzji potwierdzają samowypływy solanek o mineralizacji od 45 do 51 g/dm³, obserwowane w otworach nr 18, 35, 31 w uzdrowisku w Kołobrzegu (Bronikowska-Chomej, 1995). Opisane przez Dowgiałłę (1965a) otwory ujmujące zasolone wody z warstw plejstocentrycznych zostały już niemal wszystkie zlikwidowane. Zasolenie wód poziomów plejstocentrycznych jest obecnie obserwowane w studniach 16A (czynnej) i 16B (zastępczej) w rozlewni wód „Perła Bałtyku”, ujmujących warstwę wodonośną na głębokości 40,5–64,0 m (ryc. 6, 7). Wyniki analiz wykonanych przez „Balneoprojekt” w latach 2001–2002 wykazują wysoką zawartość chlorków (215,5–500,6 mg/dm³) i pierwiastków śladowych, jak brom (0,7–1,7 mg/dm³), jod (0,11–0,21 mg/dm³), stront (0,74–1,3 mg/dm³) i bar (0,04–0,06 mg/dm³), co potwierdza ascenzyjne pochodzenie tych wód. Na taką genezę zasolenia wód wskazują też wyniki badań izotopów trwałych tle-

nu i wodoru oraz trytu, wykonane dla wód z otworu 16A w 1997 r. (Krawiec, 1999).

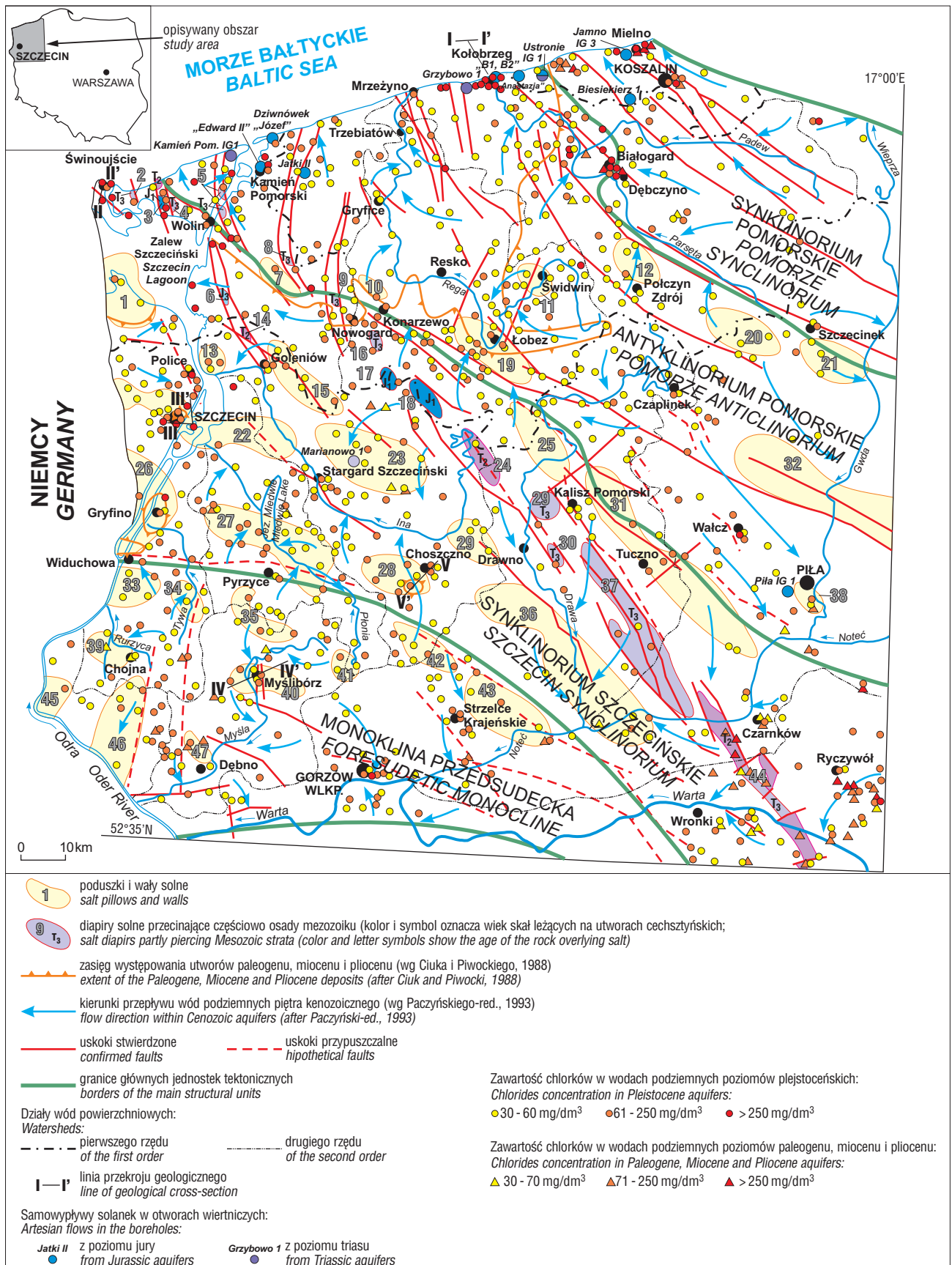
W okolicy Kamienia Pomorskiego występuje zgrupowanie 34 studni (ryc. 6), ujmujących podglinowe plejstocentryczne warstwy wodonośne, w których oznaczono podwyższoną zawartość chlorków (30–2970 mg/dm³), a silnie pocięte uskoki skały jurajskie i kredowe, zawierające wody zasolone, leżą tu na głębokości 10–40 m. Maksymalną zawartość jonu chlorkowego równą 2970 mg/dm³, odnotowano w 1972 r. w warstwie plejstocentrycznej ujętej na głębokości 28,5 m w studni nr 1 w PGR Żółcino (na północ od Kamienia Pomorskiego). Samowypływy w otworach ujmujących solanki, „Edward II” w Kamieniu Pomorskim, Jatki II i „Józef” w Dziwnówku oraz naturalne wypływy solankowe w Świerznie (Schulte, 1921), potwierdzają współczesną ascenzję wód zasolonych do poziomów plejstocentrycznych. Budowa geologiczna i warunki hydrogeologiczne opisywanego obszaru sprawiają, że łatwo dochodzi do wzrostu zasolenia wód wskutek nadmiernej eksploatacji. Na przykład, w studni H-1 ujęcia komunalnego w Kamieniu Pomorskim, ujmującej poziom plejstocentryczny na głębokości 20 m, w latach 1987–1999 odnotowano wzrost zawartości jonu chlorkowego od 35 do 498 mg/dm³. Badania trwałych izotopów tlenu i wodoru potwierdzają ascenzyjne pochodzenie zasolenia wód tego ujęcia (Krawiec, 1999).

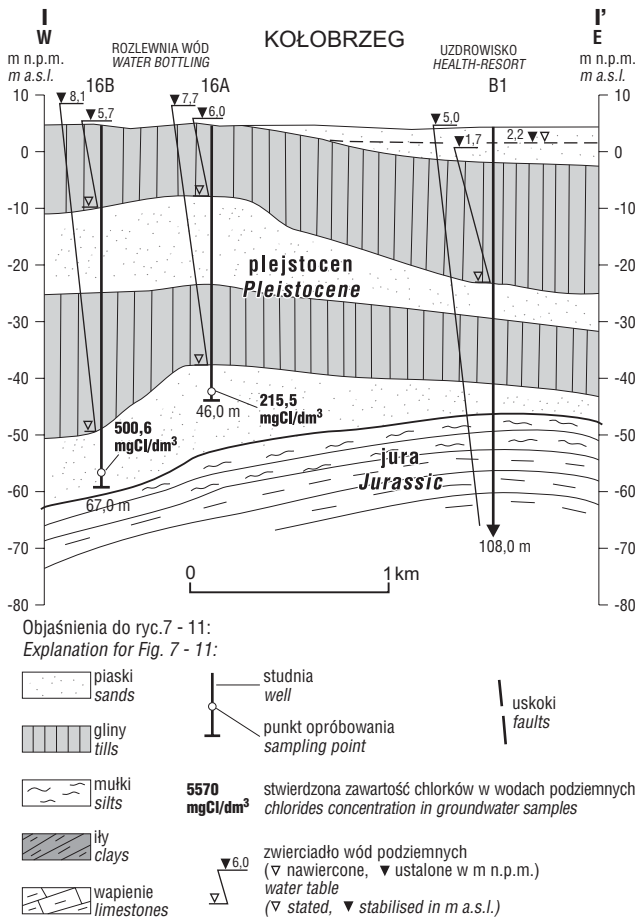
Poważnym problemem jest zasolenie wód (ryc. 6, 8), ujęcia komunalnego „Wydrzany” w Swinoujściu (na pograniczu synklinorium szczecińskiego i antyklinorium pomorskiego), od 1973 r. eksploatującego plejstocentryczną warstwę wodonośną na głębokości 20–30 m. W tym jednak przypadku zasolenie tłumaczone jest zwykle wpływem wód Bałtyku (Jarząbek & Płochniewski, 1991; Kucharski & Twarogowski, 1993), choć nie brak też interpretacji wiążących ten problem z ascenzją zasolonych wód mezozoiku (Matkowska, 1983; Kachnic, 1999).

Strefy zasolenia wód poziomów plejstocentrycznych nad strefami uskoku

Wyraźną kumulację wystąpień podwyższonych stężeń chlorków w wodach poziomów plejstocentrycznych widać wzdłuż strefy dyslokacyjnej Swinoujście–Drawsko, oddzielającej antyklinorium pomorskie od synklinorium szczecińskiego, szczególnie między Nowogardem i Łobzem (ryc. 6). W 55 studniach, ujmujących warstwy wodonośne położone na głębokości większej od 20 m, odnotowano zawartość chlorków od 31 do 569 mg/dm³ (Kaczor, 2000a, b). Najwyższe stężenie jonów chlorkowych stwierdzono w latach 1970–1978, na nieczynnym obecnie ujęciu w Konarzewie koło Nowogardu, gdzie w studni nr 2 odnotowano 569 Cl⁻ mg/dm³, a w studni nr 1 stężenie chlorków wynosiło 322 mg/dm³. Analizy chemiczne tych wód ujmowanych na głębokości 28,5–32,0 m, wykazały jednocześnie bardzo niską zawartość związków azotu (NH₄ = 0,04 mg/dm³, NO₂ = 0,001 mg/dm³, NO₃ = 0,1 mg/dm³), zmniejszającą prawdopodobieństwo wpływu zanieczyszczeń antropogenicznych.

Wyraźny wzrost zawartości jonu chlorkowego od 34 do 89,7 mg/dm³, odnotowano w latach 1970–1999 w warstwie plejstocentrycznej, na głębokości 59 m w studni nr 1 w Rogowie (na wschód od Nowogardu). Oznaczenie wykonane w 1999 roku, wykazało znikomą zawartość związków azotu wynoszącą odpowiednio dla NH₄ = 0,4 mg/dm³, NO₂





Ryc. 7. Przekrój geologiczny I-I'
Fig. 7. Geological cross-section I-I'

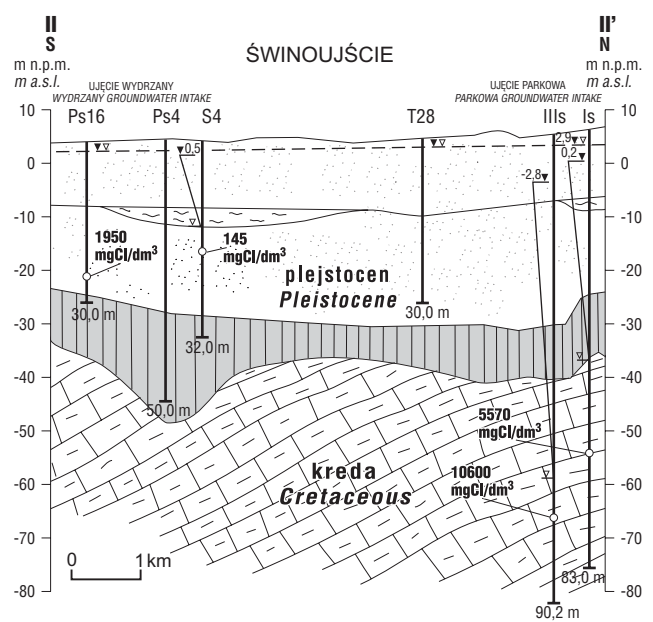
<0,0001 mg/dm³, NO₃<0,1 mg/dm³ i równie niską zawartość siarczanów 8,2 mg/dm³ (Kaczor, 2000 a).

Intensywne zasolenie wód poziomów plejstocenijskich zaznacza się na ujęciach Białogardu i jego okolicy, przez



Ryc. 6. Mapa występowania podwyższonej zawartości chlorków w wodach podziemnych kenozoiku. Budowa strukturalna permio-mezozoiku (wg Pożaryskiego, 1974; Dadleza, 1976; Dadleza i in. [W:] Znosko, 1998)

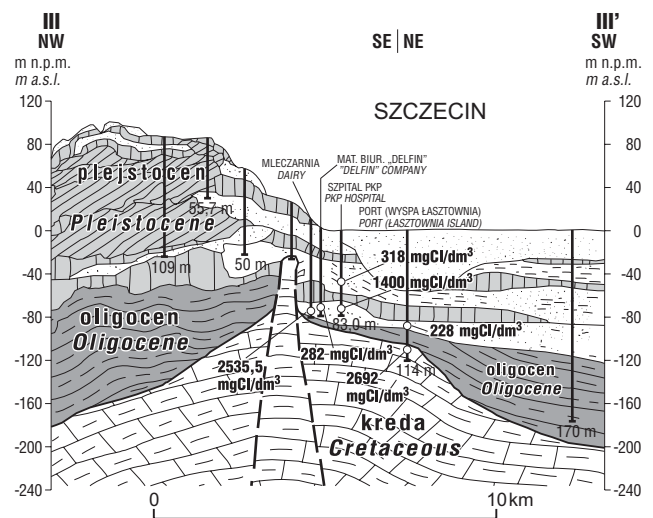
Fig. 6. Map of the increased chlorides content distribution for Cenozoic aquifer. Structural sketch of the Permian-Mesozoic (after Pożaryski, 1974; Dadlez, 1976; Dadlez et al. [In:] Znosko, 1998). Poduszki i wały solne (salt pillows and walls): 1 — Nowe Warpno, 2 — Rokita, 10 — Resko, 11 — Świdwin, 12 — Krakówko, 15 — Goleniów, 19 — Łobez, 20 — Barwice, 21 — Lotyń, 22 — Szczecin, 23 — Marianowo, 25 — Drawsko, 26 — Gryfino, 27 — Pyrzyce, 28 — Choszczno, 29 — Recz, 31 — Mirosławiec—Trzcianka, 32 — Krajenka, 33 — Widuchowa, 34 — Banie, 35 — Lipiany, 36 — Pławno, 38 — Piła, 39 — Chojna, 40 — Myślibórz, 41 — Karsko, 42 — Pelczyce, 43 — Drezdenko, 45 — Cedynia, 46 — Czelin, 47 — Dębno. Diapiry solne (salt diapirs): 2 — Przytór, 3 — Międzyzdroje, 4 — Dargobądz, 5 — Kodrąb, 6 — Goleniów, 8 — Wysoka, 9 — Nowogard, 14 — Wierzchosław, 16 — Ostrzyca, 17 — Grzęzno, 18 — Oświno, 24 — Ińsko, 29 — Drawno, 30 — Dominikowo, 37 — Człopa, 44 — Szamotuły



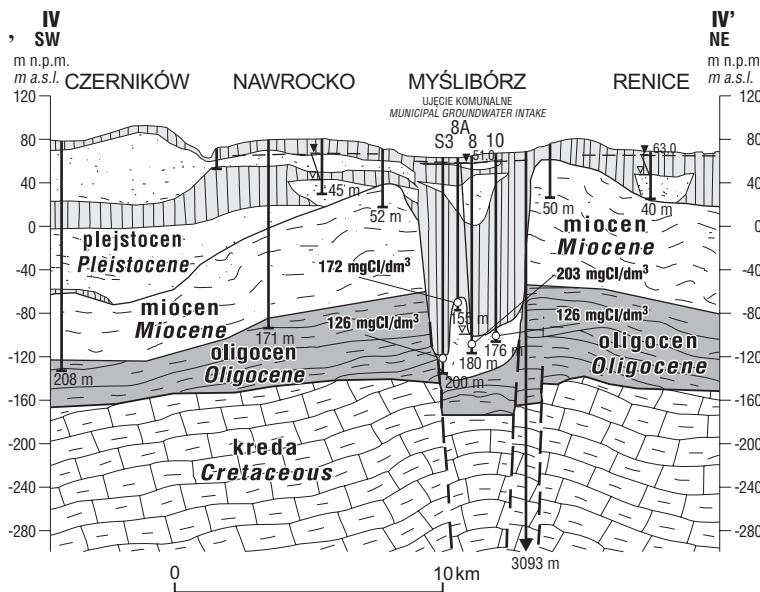
Ryc. 8. Przekrój geologiczny II-II'
Fig. 8. Geological cross-section II-II'

którą biegnie strefa uskokuwa Karlino-Szczecinek, rozgraniczająca antyklinorium pomorskie od synklinorium pomorskiego oraz wiele uskokuw niższej rangi (ryc. 6). Podwyższoną zawartość jonu chlorkowego od 31 do 1900 mg/dm³ odnotowano w kilkudziesięciu studniach, ujmujących warstwę wodonośną o stropie położonym na głębokości powyżej 20 m.

Zgrupowanie kilkudziesięciu studni, w których oznaczono anomalne stężenie chlorków, jest umiejscowione w okolicy Koszalina, towarzysząc uskokuw przecinającym cały kompleks mezozoiczny (Dadlez, 1976), które mogą tworzyć drogi ascencji solanek, rozcieńczonych w poziomach plejstocenijskich przez wody infiltracyjne. Na przykład, w 1962 r. w studni numer 1 w Mielnie-Unieściu, na głębokości 61,0–75,0 m, odnotowano zawartość jonu chlorkowego 2600 mg/dm³, przy mineralizacji ogólnej 4600 mg/dm³ (Dowgiało, 1965a). Stężenie jonu chlorkowego zmniejsza się ku górze i wynosi 2005 mg/dm³ w studni nr 2, zafiltrowanej na głębokości 54,1–63,8 m, sugerując



Ryc. 9. Przekrój geologiczny III-III'
Fig. 9. Geological cross-section III-III'



Ryc. 10. Przekrój geologiczny IV-IV'
Fig. 10. Geological cross-section IV-IV'

ascensyjne pochodzenie zasolenia wód ujmowanego poziomu.

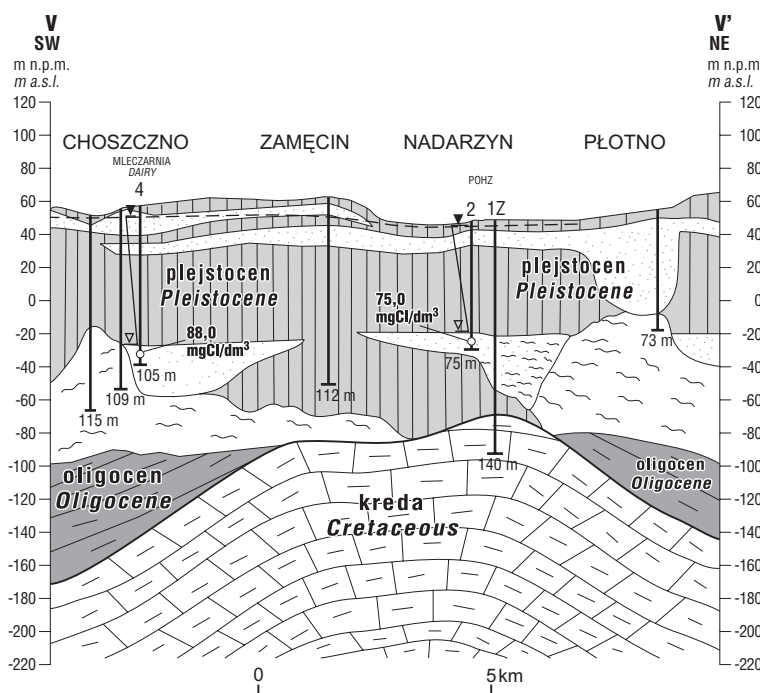
Strefy zasolenia wód poziomów plejstocenijskich nad strukturami solnymi

Wyraźna kumulacja punktów odpowiadających oznaczeniu podwyższonej zawartości chlorków w wodach poziomów plejstocenijskich zaznacza się na 31 spośród 47 rozpatrywanych antyklin solnych: Szczecina, Krakówka, Gryfina, Chabowa, Maszewa, Marianowa, Choszczna, Recza, Dominikowa, Łobza, Świdwina, Grzęzna, Woświna, Piły, Człopy, Połczyzna, Barwic, Lotynia, Pławna, Drezdenka, Pełczyc, Karska, Myśluborza, Dębna, Czelina, Widuchowej, Lipian, Bania, Międzyzdrojów, Dargobądzka i

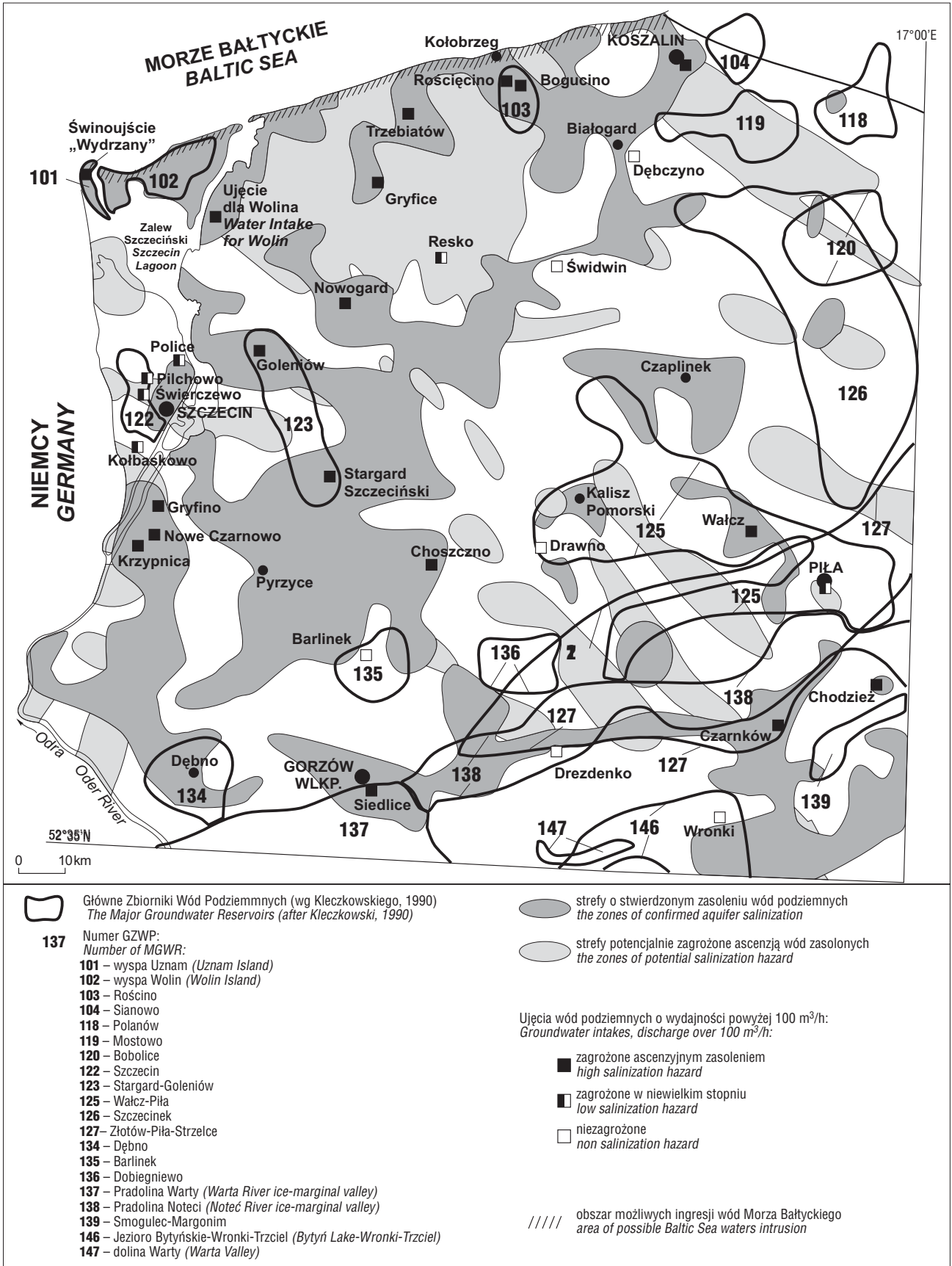
Kodrębia (ryc. 6). Istnienie takiego związku sugeruje, że grzbiety antyklin solnych są obszarami wzmoczonej ascenzji zasolonych wód do poziomów plejstocenijskich. Obszary nad grzbiętami większości tych antyklin solnych oznaczają się brakiem lub zmniejszoną miąższością słabo przepuszczalnych iłów dolnego oligocenu (rupelu), izolujących wody poziomów plejstocenijskich od solanek mezozoiku. W południowo-wschodniej części opisywanego terenu taką rolę odgrywać mogą także ropy pliocenijskie. Wyniesione wskutek ruchów glaciostatycznych obszary antyklin solnych były wyeksponowane na wzmoczoną erozję i egzarację, niszczących osady kenozoiku. Usunięcie lub zmniejszenie grubości izolujących warstw ilastych prowadziło do powstania okien hydrogeologicznych, w obrębie których poprzez system spękań zachodzi migracja solanek mezozoiku do poziomów wodonośnych plejstocenu oraz pliocenu i miocenu. Ascenzja wód słonych może być szczególnie wzmoczona na grzbiętach antyklin, gdyż powstające tu szczeliny w trakcie ruchów wypiętrzających mogą ulegać rozwarciu. Strefy kumulacji punktów o podwyższonej zawartości chlorków kontynuują się także na obszarach sąsiednich synklin, rozprzestrzeniając się zgodnie z kierunkami przepływu wód podziemnych. Przedstawiony schemat systemu krążenia wód podziemnych kenozoiku (ryc. 6) naszkicowano w oparciu o Atlas hydrogeologiczny Polski 1 : 500 000 (Paczyński, 1993). Wody podlegające cyrkulacji w górnych partiach górotworu rozcieńczają ascendujące ze skał mezozoiku solanki, a powstałe w ten sposób roztwory płyną ku strefom drenażu, czyli dolinom rzecznych. Dlatego też strefy stwierdzonego zasolenia wód nie zawsze pokrywają się ze strefami ascenzji.

Nad grzbiętem antykliny solnej Szczecina stwierdzono istnienie okien hydrogeologicznych i relatywnie płytkie występowanie wód zasolonych w skałach górnokredowych, bezpośrednio kontaktujących z osadami plejstocenu (ryc. 6, 9). Na przykład, w porcie szczecińskim na wyspie Łasztowni, na głębokości 92 m, w skałach kredowych nawiercono solankę o mineralizacji 48 g/dm³ (Linstow, 1913). Obecność solanek potwierdziły wyniki wykonanego w pobliżu, w 1956 r., otworu o głębokości 114 m, w którym odnotowano wyraźny wzrost zawartości chlorków z głębokością (Dowgiało, 1965a). W osadach czwartorzędowych, na głębokości 86,9 m zawartość jonu chlorkowego wynosiła 228 mg/dm³, a już na głębokości 100 m w skałach kredy równa była 2692 mg/dm³ (ryc. 9).

Wystąpienia wód zasolonych w utworach plejstocenijskich odnotowano też w wielu studniach w centrum Szczecina. Słone wody o mineralizacji 4,6 g/dm³ i zawartości chlorków 2449 mg/dm³ nawiercono w osadach plejstocenu na głębokości 89 m, w pobliżu nieistniejącego już budynku giełdy obok starego ratusza (Deecke, 1906). W otworze wykonanym w 1959 r., dla mleczarni przy ul. Jagiellońskiej, na głębokości 95,5-99,6 m, w poziomach plejstocenijskich stwierdzono występowanie wód o zawartości chlorków równej 2535,5 mg/dm³, przy minerali-



Ryc. 11. Przekrój geologiczny V-V'
Fig. 11. Geological cross-section V-V'



Ryc. 12. Mapa zagrożenia ascenzyjnym zasoleniem wód podziemnych kenozoiku
Fig. 12. Map of salinization hazard for Cenozoic aquifers

zacji ogólnej 4,2 g/dm³ (Dowgiałło, 1965a). Zasolenie wód poziomu plejstocenijskiego potwierdzają analizy wody wykonane w teście mleczarni w latach 1968 i 1973 ze studni nr 4, w której na głębokości 20,9–35,7 m odnotowano zawartość chlorków równą 105 mg/dm³. W oddalonym o ok. 200 m otworze wykonanym w 1971 r. dla Zakładów Materiałów Biurowych „Delfin” przy ul. Ściegiennego, na głębokości 84–95 m, w poziomie plejstocenijskim odnotowano zawartość jonu chlorkowego w wysokości 282 mg/dm³ (ryc. 9). W otworze odwierconym w 1984 r., dla Szpitala Kolejowego przy ulicy Wyzwolenia, na głębokości 54–58 m w osadach plejstocenijskich odnotowano zawartość chlorków równą 318 mg/dm³, przy mineralizacji 896 mg/dm³, a już na głębokości 79 m zawartość chlorków wzrosła do 1400 mg/dm³ (Matkowska, 1990).

W obszarze nad antykliną solną Myśliborza, w 18 studniach oznaczono podwyższoną zawartość jonu chlorkowego wynoszącą, od 30 do 203 mg/dm³ (ryc. 6). Na przykład w otworach nr 8, 8A, S3, i 10 ujęcia komunalnego w Myśliborzu, podczas próbnych pompowań w latach 1960–1982, stwierdzono zawartość chlorków od 126 do 203 mg/dm³ (ryc. 10). Głębokość położenia tego poziomu od 116 do 173 m, ponad stumetrowy nadkład glin i wyniki analiz chemicznych (powtórzone czterokrotnie w okresie 20 lat) wykazujące zbliżoną zawartość chlorków, wykluczają możliwość antropogenicznej genezy tak wysokiego zasolenia wód, potwierdzając trwanie procesu ascenzji. Obecnie otwory te są nieczynne, a eksploatacja wód odbywa się z wyższych warstw.

Erozyjną nieciągłość pokrywy iłów oligocenu, umożliwiającą rozwój ascenzji, stwierdzono na wierzchołku antykliny solnej Choszczna, w otworze 1Z w Państwowym Ośrodku Hodowli Zwierząt w Nadarzynie. Strop mezozoiku zbudowany z nawierconej tu na głębokości 115 m kredy piaszczystej, przykryty jest silnie piaszczystą gliną zwałową o miąższości 16 m (ryc. 6, 11), stanowiącą jedyną warstwę izolacyjną dla osadów mułkowo-piaszczystych zafiltrowanych na głębokości od 66 do 72 m, w wykonanej obok studni nr 2. Oznaczona w trakcie budowy tej studni zawartość jonów chlorkowych wyniosła 75 mg/dm³, co może wskazywać na migrację wód słonych z poziomu górnokredowego. Także w warstwie położonej niżej, na głębokości od 78,0 do 105,4 m, w studni numer 4, wykonanej dla mleczarni w Choszcznie, stężenie jonu chlorkowego wyniosło 88,0 mg/dm³ przy braku azotynów i azotanów. Ponadto, w 38 otworach w okolicy Choszczna, zafiltrowanych na głębokości poniżej 20 m, oznaczono podwyższoną zawartość chlorków od 31 do 160 mg/dm³ (ryc. 6).

Strefy zasolenia wód poziomów paleogenu, miocenu i pliocenu

Wody poziomów paleogenu, miocenu i pliocenu (opisywanych dawniej jako trzeciorzędowe) są rzadko ujmowane na opisywanym terenie, a dane hydrochemiczne są rozproszone i informują o zasoleniu tylko w odosobnionych punktach (ryc. 6). Jedyna strefa stwierdzonego zasolenia, udokumentowana przez zgrupowanie 30 studni, w których wykazano zawartość chlorków powyżej 70 mg/dm³ (większą od wartości górnej granicy tła hydrogeochemicznego) występuje wokół struktury solnej Szamotoł. W studniach tych, ujmujących głównie warstwy miocenijskie na głębokości od 48 do 177,2 m, stwierdzono anomalną zawartość chlorków od 74,0 do 1835,0 mg/dm³, a tylko w 7 studniach stężenie jonu chlorkowego wyniosło

od 32,0 do 53,0 mg/dm³. Ascenzja wód słonych w tym przypadku wiąże się najprawdopodobniej z aktywnymi uskokiemi, przecinającymi strukturę solną Szamotoł, aż do stropu mezozoiku.

Najwyższe stężenie chlorków w wodach poziomów paleogenu i miocenu, 4300–6600 mg/dm³, odnotowano w 6 studniach w Mielnie koło Koszalina, na głębokości od 78,0 do 86,0 m (ryc. 6). Są to stężenia wyższe od stężenia jonu Cl⁻ typowego dla wód Bałtyku, co w połączeniu z samowypływem solanki w otworze Jamno IG-3, sugeruje ascenzyjną genezę zasolenia wód poziomu miocenijskiego okolic Mielna.

Zagrożenie ascenzyjnym zasoleniem Głównych Zbiorników Wód Podziemnych i ujęć wód podziemnych

Na opisywanym obszarze występuje 20 Głównych Zbiorników Wód Podziemnych, o numerach 101–104, 118–120, 122, 123, 125–127, 134–139, 146, 147 (Kleczkowski, 1990). Wyznaczono je głównie w dolinnych i międzymorenowych osadach plejstocenu, a tylko zbiorniki nr 126, 127, 134 i 146 obejmują również utwory paleogenu i miocenu. Wyznaczając obszary zasilania poszczególnych GZWP (określanych dawniej jako Obszary Wysokiej — OWO i Najwyższej Ochrony — ONO), za zasadnicze kryterium zabezpieczenia przyjęto grubość i litologię osadów nadkładu poziomu wodonośnego, a za podstawowe zagrożenie dla jakości wód uznano zanieczyszczenia antropogeniczne (Kleczkowski, 1990; Paczyński, 2003).

Zamierzeniem autorki jest zasygnalizowanie tego, że również rozwój procesu ascenzji wód zasolonych w wielu miejscach stanowi potencjalne zagrożenie dla jakości wód GZWP. Problem ten ilustruje mapa zagrożenia ascenzyjnym zasoleniem wód podziemnych kenozoiku (ryc. 12). Na mapę naniesiono wszystkie 20 GZWP na tle opisanych wcześniej stref stwierdzonego zasolenia i stref potencjalnego zagrożenia zasoleniem wód poziomów kenozoicznych. Za strefy potencjalnego zagrożenia zasoleniem, przyjęto grzbiety antyklin solnych i wyniesione bloki tektoniczne, odznaczające się brakiem lub małą miąższością izolujących iłów oligocenijskich i pliocenijskich oraz silnie pocięte uskokiemi, czyli o budowie sprzyjającej ascenzji wód zasolonych.

Na tej podstawie wyznaczono GZWP zagrożone ascenzyjnym zasoleniem, do których należą przede wszystkim Zbiorniki Wyspy Uznam-101 i Wyspy Wolin-102 (narażone także na oddziaływanie wód Bałtyku), Rościna (103) oraz Dębna (134), które niemal w całości mieszczą się w obrębie stref stwierdzonego zasolenia wód podziemnych (ryc. 12). W obszarze nadmorskim, w strefach powolnej wymiany wód zasolenie może się także wiązać z wodami młodoreliktowymi, pozostałymi po morzu litorynowym (Kozerski & Kwaternikiewicz, 1984, 1988). Także fragmenty zbiorników o numerach 118, 119, 120, 125, 126, 127, 122, 123, 135, 137, 138, 146 i 139, występują w strefach stwierdzonego i potencjalnego zasolenia. Zbiorniki Sianowo (104), Dobiegniewo (136) i doliny rzeki Warty (147), umiejscowione są poza strefami stwierdzonego i potencjalnego zasolenia wód podziemnych, co oznacza, że brak jest przesłanek wskazujących na zagrożenie ascenzją wód zasolonych mezozoiku.

W podobny sposób rozważono zagrożenie jakie stwarza ascenzja wód zasolonych dla 31 największych w regionie ujęć wód podziemnych, o wydajności powyżej 100

m³/h (ryc. 12). Podstawą były oznaczenia zawartości chlorków z okresu budowy studni, a tylko w niektórych przypadkach wykorzystano dodatkowo wyniki analiz chemicznych wykonane dla arkuszy Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50000.

Do grupy zagrożonych ascencją zaliczono 17 ujęć umiejscowionych w strefach stwierdzonego zasolenia wód podziemnych. Stężenie chlorków powyżej 60 mg/dm³ odnotowano w pojedynczych studniach na 7 ujęciach w Świnoujściu („Wydrzany”), Wolinie, Kołobrzegu („Bogucino”), Koszalinie, Gryfinie, Nowym Czarnowie i Czarnkowie, a na 6 ujęciach w Gryficach, Nowogardzie, Krzywnicy, Stargardzie Szczecińskim, Wałczu i Siedlicach odnotowano zawartość chlorków od 30 do 60 mg/dm³. Natomiast na 4 ujęciach komunalnych w Kołobrzegu („Rościcino”), Trzebiatowie, Goleniowie i Choszczynie, stężenie chlorków nie przekracza 30 mg/dm³. Ujęcia w Stargardzie Szczecińskim, Kołobrzegu, Gryficach, Trzebiatowie, Siedlicach, Gryfinie, Wolinie, Czarnkowie, Goleniowie czy Krzywnicy leżą w strefach drenażu, co sprzyja migracji chlorków z obszarów stwierdzonej ascenencji ku dolinom rzeczonym, przy których umiejscowione są te ujęcia.

Do grupy ujęć o niskim stopniu zagrożenia ascencją wód słonych zaliczono ujęcia w Policach, Resku, Kołbaskowie, Pilchowie, Świerczewie i Pile, leżące w obszarach potencjalnie zagrożonych zasoleniem, a do grupy ujęć niezagrażonych ujęcia w Dębczynie, Drawnie, Świdwinie, Drezdenku, Barlinku i Wronkach, położone poza tymi obszarami.

Podsumowanie

Łączna powierzchnia stref stwierdzonego zasolenia, w których odnotowano zawartość jonu chlorkowego wyższą od wartości górnej granicy tła hydrogeochemicznego (powyżej 60 mg/dm³ dla poziomów plejstoceniowych i powyżej 70 mg/dm³ dla poziomów paleogenu, miocenu i pliocenu) wynosi 8600 km², czyli 33% opisywanego terenu. Strefy potencjalnego zagrożenia zasoleniem, do których zaliczono obszary odznaczające się brakiem lub małą miąższością izolujących iłów oligoceniowych i plioceniowych, zajmują powierzchnię 4900 km², czyli 19% opisywanego terenu.

Występowanie podwyższonej zawartości chlorków w wodach kenozoiku wiąże się z wyniesionymi blokami tektonicznymi, strefami uskokowymi i grzbietami antyklin solnych, czyli obszarami o budowie geologicznej i warunkach hydrogeologicznych sprzyjających ascenencji solanek ze skał mezozoiku do wód użytkowych.

Spękania i uskoki w skałach mezozoiku, służą jako drogi ascenencji wód słonych. Na silnie spękanych, wyniesionych blokach tektonicznych i grzbietach antyklin solnych, wskutek erozyjnego usunięcia lub redukcji miąższości izolujących iłów oligoceniowych i plioceniowych, powstały okna hydrogeologiczne, umożliwiające przepływ wód słonych do osadów plejstocenu. Tak powstałe okna hydrogeologiczne są uznawane w północnych Niemczech za podstawową drogę ascenencji wód słonych, zachodzącej wskutek różnicowania ciśnień istniejących między wodami pięt mezozoiku i kenozoiku (Glander, 1982; Grube, 2000; Grube i in., 2000). Rozwój zasolenia zależy również od kierunków przepływu w strefie aktywnej wymiany wód podziemnych, dlatego strefy stwierdzonego zasolenia wód nie zawsze pokrywają się ze strefami ascenencji solanek ulegających silnemu rozcieńczeniu. W rezultacie obszary

koncentracji punktów o podwyższonej zawartości chlorków rozprzestrzeniają się także na obszarach synklin.

Zasolenie omawianych wód podziemnych kenozoiku nie jest rezultatem współczesnego rozpuszczania struktur solnych, o czym świadczy obecnie obserwowany brak kontaktu wód strefy aktywnej wymiany z solami cechsztyńskimi. Jedynie słup solny Goleniowa nosi ślady ługowania w paleogenie (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979). Należy jednak podkreślić, że współczesne rozpuszczanie cechsztyńskich soli budujących diapiry (bardziej dojrzałe niż te na opisywanym obszarze), kontaktujące się z wodami strefy aktywnej wymiany trwa w północnych Niemczech (Glander, 1982; Lehmann, 1975; Putscher, 1978).

Warunkiem rozwoju ascenencji jest przede wszystkim odpowiednio wysokie ciśnienie solanek w górotworze, powodujące ich przepływ systemem spękań do poziomów wód zwykłych. Istnienie odpowiednio wysokich ciśnień solanek mezozoiku potwierdzają samowypływy w otworach Kamień Pomorski IG-1, Grzybowo 1, Ustronie IG-1, Jamno IG-3, Biesiekierz 1, Piła IG-1, B-1 i B-2 w Kołobrzegu oraz „Anastazja” w Podczelu (ryc. 6).

Ascencja wód zasolonych do użytkowych poziomów kenozoiku stanowi potencjalne zagrożenie dla jakości 4 spośród 20 Głównych Zbiorników Wód Podziemnych, Wyspy Uznam-101 i Wolin-102, Rościna-103, Dębna-134. Natomiast w przypadku fragmentów trzynastu GZWP o numerach 118, 119, 120, 125, 126, 127, 122, 123, 135, 137, 138, 146 i 139, zagrożenie takie powinno być też brane pod uwagę. Należałoby więc, rozważyć celowość weryfikacji zasobów eksploatacyjnych pracujących w obrębie tych GZWP studni, które wykazują wzrost stężenia chlorków w wodach w trakcie długoletniej eksploatacji.

Spośród 31 ujęć wód podziemnych o wydajności powyżej 100 m³/h, aż 17 ujęć uznano za zagrożone ascencją wód zasolonych, przy czym w 7 z nich oznaczona zawartość jonów chlorkowych przekracza wartość górnej granicy tła hydrogeochemicznego (60 mg/dm³), a w dalszych 6 przekracza 30 mg/dm³, czyli wartość wskaźnikową dla początkowych stadiów zasolenia wód podziemnych.

Przytoczone przykłady sugerują, że zjawisko zasolenia wód podziemnych kenozoiku, zazwyczaj postrzegane głównie jako problem związany z użytkowaniem wód w strefie przymorskiej, zaznacza się wyraźnie także na znacznej części północno-zachodniej Polski.

Autorka składa serdeczne podziękowania Panu Profesorowi Janowi Dowgiałle, a także dwóm anonimowym recenzentom za dyskusję i krytyczne uwagi przyczyniające się do powstania ostatecznej wersji artykułu. Dziękuję również wszystkim osobom i instytucjom, które udostępniły dane hydrochemiczne.

Literatura

- ASCHERSON P. 1859 — Die Salzstellen der Mark Brandenburg in ihrer Flora nachgewiesen. Zeitschr. d. deutschen Geol. Ges., 11.
- BRONIKOWSKA-CHOMEJ I. 1995 — Projekt zagospodarowania złoża leczniczych wód mineralnych „Kołobrzeg”. Arch. PPU Kołobrzeg.
- CIUK E. & PIWOCKI M. 1988 — Mapa złóż węgla brunatnych i obszarów perspektywicznych w Polsce w skali 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DADLEZ R. (red.) 1976 — Perm i mezozoik niecki pomorskiej. Pr. Inst. Geol., 79.
- DADLEZ R., IWANOW A., LESZCZYŃSKI K. & MAREK S. 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. [W:] Znosko J. (red.) — Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- DEECKE W. 1898 — Die Soolquellen Pommerns. Ein Beitrag zur Heimatskunde. Mitt. aus d. Naturwiss. Ver. f. Neu-vorpommern u. Rügen zu Greifswald, 40 Jahrb. R. Gaertners Verlagsbuchhandlung. Berlin, 43.
- DEECKE W. 1906 — Neue Materialien zur Geologie von Pommern. II Bohrungen im Diluvium Vorpommerns. Mitt. D. Naturwirtsch. V. f. Neu-vorpommern u. Rügen zu Greifswald. F.W. Künike. Greifswald.
- DOWGIAŁŁO J. 1965a — Solanki Pomorza Zachodniego. STN Szczecin.
- DOWGIAŁŁO J. 1965b — The Occurrence of Brines within the Kolobrzeg Unit, their Genesis and Relation to Tectonics. Bull. L'Academie Pol. Sci., 13: 305–312.
- DOWGIAŁŁO J., NOWICKI Z., BEER J., BONANI G., SUTER M., SYNAL H. A. & WÖLFLI W. 1988 — Występowanie chloru-36 w wodach podziemnych oligocenu niecki mazowieckiej. [W:] Aktualne Problemy Hydrogeologii, IV Ogólnopolskie Sympozjum, Gdańsk: 22–31.
- DOWGIAŁŁO J., NOWICKI Z., BEER J., BONANI G., SUTER M., SYNAL H. A. & WÖLFLI W., 1990 — ³⁶Cl in ground water of the Mazowsze basin (Poland). J. Hydrology, 118: 373–385.
- DOWGIAŁŁO J. & NOWICKI Z. 1991 — Nowe dane o występowaniu chloru-36 w wodach podziemnych oligocenu niecki mazowieckiej. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej, V Ogólnopolskie Sympozjum. T. V, Warszawa–Jachranka: 95–101.
- DOWGIAŁŁO J. & NOWICKI Z. 1997 — Badania izotopowe wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych regionu mazowieckiego — dotychczasowe wyniki i dalsze potrzeby. [W:] Dowgiałło J. & Macioszczyk A. (red.) — Oligoceni zbiornik wód podziemnych regionu mazowieckiego, PAN Warszawa: 104–117.
- DRAGON K. 1999 — Wpływ antropopresji na chemizm wód podziemnych wielkopolskiej doliny kopalnej między Obrą a Wartą. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. T. IX. Warszawa–Kielce. 15–17. 09. 1999: 37–42.
- GLANDER H. 1982 — Mineralwasseraustritte im Nordteil der DDR aus alter und neuer Sicht, dargestellt am Beispiel der Salzstellen Zossen, Dabendorf, Mittenwalde und Storkow. Zeitschrift für angewandte Geologie, 28: 76–80.
- GMURCZYK T. 1999 — Geneza wysokich stężeń jonów chlorkowych w wodach podziemnych rejonu Żychlina. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. T. 9. Warszawa–Kielce, 15–17. 09. 1999: 57–63.
- GÓRSKI J. 1989 — Główne problemy chemizmu wód podziemnych utworów kenozoiku środkowej Wielkopolski. Z. Nauk. AGH, 45.
- GÓRSKI J. 2001 — Propozycja oceny antropogenicznego zanieczyszczenia wód podziemnych na podstawie wybranych wskaźników hydrochemicznych. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. T. 10. Wrocław, 2001: 309–313.
- GRUBE A. 2000 — Widespread geogenic salt water occurrence in North Germany — demonstrated on the basis of a generalized map. Proceedings of the 16th Salt Water Intrusion Meeting, Międzyzdroje–Wolin: 55–61.
- GRUBE A., HERMSDORF A., LANG M., RECHLIN B., SCHNEIDER W. & WICHMANN K. 2000 — Prognose des Salzwasseraufstiegs im pleistozänen Grundwasserleiterkomplex eines geplanten Wasserwerkes im Land Brandenburg–Grundwassermodelle und hydrogeochemische Untersuchungen. Brandenburgische Geowissenschaften Beiträge, 7: 41–52.
- GUMUŁKA J. 1964 — Geochemia wód powierzchniowych w rejonie wysadów solnych i zaburzeń tektonicznych. Biul. Inst. Naft., 14: 1–3.
- JARZĄBEK H. & PŁOCHNIEWSKI Z. 1991 — Piętro wodonośne czwartorzędowe, Region Zachodniopomorski. [W:] Malinowski J. (red.) — Budowa geologiczna Polski. Hydrogeologia, 7: 60–62.
- JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M. (red.) 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. Pr. Inst. Geol., 96.
- KACHNIC M. 1999 — Ingresja wód zasolonych na wyspie Uznam — ujęcie „Wydrzany”. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. T. IX. Warszawa–Kielce. 15–17. 09. 1999: 127–133.
- KACZOR D. 2000a — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Jenikowo (192). CAG Warszawa.
- KACZOR D. 2000b — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Tucze (193). CAG Warszawa.
- KLECZKOWSKI A. S. (red.) 1990 — Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1 : 500 000. CPBP 04.10. Wyd. AGH, Kraków.
- KŁYZA T. 1988 — Wody podziemne na Wolinie i polskim Uznamie. [W:] Aktualne Problemy Hydrogeologii, IV Ogólnopolskie Sympozjum. Gdańsk: 83–92.
- KOLAGO C. 1964 — Wody mineralne województwa szczecińskiego i perspektywy ich wykorzystania. Prz. Zachodniopomorski, 5: 65–85.
- KOZERSKI B. & KWATERKIEWICZ A. 1984 — Strefowość zasolenia wód podziemnych a ich dynamika na obszarze delty Wiśły. Arch. Hydrotech., 31: 231–255.
- KOZERSKI B. & KWATERKIEWICZ A. 1988 — Przyczyny i stan zasolenia wód podziemnych czwartorzędowe w rejonie Gdańska. [W:] Aktualne Problemy Hydrogeologii, IV Ogólnopolskie Sympozjum. Gdańsk: 93–104.
- KRAWIEC A. 1999 — Badania izotopowe i chemiczne wód podziemnych Zachodniego Pobrzeża Polski. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. T. IX. Warszawa–Kielce, 15–17. 09. 1999: 165–171.
- KRAWIEC A., RÜBEL A., SADURSKI A., WEISE S. M. & ZUBER A. 2000 — Preliminary hydrochemical, isotope, and noble gas investigations on the origin of salinity in coastal aquifers of Western Pomerania, Poland. Proceedings of the 16th Salt Water Intrusion Meeting. Międzyzdroje–Wolin: 87–94.
- KUCHARSKI R. & TWAROGOWSKI J. 1993 — Dynamika rozprzestrzeniania się zasolenia i zanieczyszczenia wód podziemnych na obszarze Świnoujścia. Prz. Geol., 41: 639–646.
- KWATERKIEWICZ A., SADURSKI A. & ZUBER A. 1999 — Wiek wód podziemnych rejonu Łeby i geneza ich zasolenia. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. T. IX. Warszawa–Kielce, 15–17. 09. 1999: 187–194.
- KWATERKIEWICZ A., SADURSKI A. & ZUBER A. 2000 — Origin of salinity in coastal aquifers of Łeba region as indicated by environmental isotopes. Proceedings of the 16th Salt Water Intrusion Meeting. Międzyzdroje–Wolin: 169–174.
- LEHMANN H.W. 1974 — Geochemie und Genesis der Tiefenwasser der Nordostdeutschen Senke. Zeitschrift für angewandte Geologie, 20: 551–557.
- LINSTOW O. 1913 — Die Tektonik der Kreide im Untergrunde von Stettin und Umgebung und die Stettiner Stahlquelle. Jahrb. D.Königl. Preuss. Geol. L. A. Bd. XXXIV. T. 1.
- MACIOSZCZYK A. 1976 — Wyznaczanie tła i anomalii hydrogeochemicznych w badaniach hydrogeologicznych. Biul. Geol. Wyd. Geol. UW, 21: 67–81.
- MACIOSZCZYK A. 1980 — Regionalna strefowość hydrogeologiczna niecki mazowieckiej. Mat. Sympozjum: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej Jachranka k/Warszawy: 204–212.
- MACIOSZCZYK A. 1990 — Tło i anomalie hydrogeochemiczne. Metody badania, oceny i interpretacji. Wyd. SGGW–AR, Warszawa.
- MACIOSZCZYK A. 1991 — Początkowe stadia antropogenicznych przekształceń chemizmu wód podziemnych — ich ocena i interpretacja. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej. Ogólnopolskie Sympozjum. T. V. Warszawa–Jachranka, 1991: 254–258.
- MACIOSZCZYK A. & JEŹ Ł. 1995 — Chlorki czułym wskaźnikiem zanieczyszczeń antropogenicznych wód podziemnych. Współczesne problemy hydrogeologii, VII: 259–267.
- MATKOWSKA Z. 1983 — Zasolenie poziomu czwartorzędowego w strefie nadmorskiej. Przew. 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 205–209.
- MATKOWSKA Z. 1990 — Arkusz Dziwnów i Szczecin Mapy hydrogeologicznej Polski 1:200 000 z objaśnieniami. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.) 1993 — Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000. Cz. I. System zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.) 2003 — Wstępna waloryzacja Głównych Zbiorników Wód Podziemnych w aspekcie oceny wartości użytkowych zgromadzonych w nich wód, celowości i kolejności wprowadzenia zabiegów ochronnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (red.) 1974 — Budowa geologiczna Polski. Tektonika. Wyd. Geol.
- PROCHAZKA K. 1970 — Wpływ struktur solnych Kłodawy i Uścikowa na zasolenie skał nadkładu i wód studziennych (Kujawy). Pr. Geol., PAN, Oddz. Kraków, 62.
- PUTSCHER S. 1978 — Ursachen und Auswirkungen geodynamischer Prozesse im Bereich der Salinarstruktur Sperenberg. Zeitschrift für angewandte Geologie, 12: 527–531.
- SCHULTE L. 1921 — Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Schwiersen. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- SOENDEROP F. 1911 — Der Oberflächenbau des Kreises Pyritz in Pommern. Stettin.