

Kazimierz BURZYŃSKI, Andrzej SADURSKI

## Wpływ przykrawędziowego drenażu na obieg wód kredowego piętra wodonośnego na Żuławach Wiślanych

Wody podziemne o znaczeniu użytkowym występują na Żuławach Wiślanych głównie w czwartorzędowym i kredowym piętrze hydrogeologicznym. Delta Wisły uważana jest za regionalną bazę drenażu wód infiltrujących na Wysoczyźnie Elbląskiej, Pojezierzu Kaszubskim i Pojezierzu Iławskim. Na podstawie programu opracowanego na maszynie *IBM PC/AT*, rozwiązującego ogólne równanie filtracji Boussinesqa, obliczono wartości drenażu i zasięg stref ascenzji wód wglębnych (kredowych) do poziomów wodonośnych czwartorzędu. Wyniki analizy dynamiki wód wskazują na istnienie w centralnej części Żuław obszaru, w którym wglębne wody podziemne są praktycznie wyłączone z obiegu. Obszar ten pokrywa się z występowaniem wód słonych w rejonie Nowego Stawu – Nowego Dworu Gd.

### WSTĘP

Warunki występowania wód podziemnych na Żuławach Wiślanych były przedmiotem wielu prac zapoczątkowanych przez E. Schroedtera (1931). Problematyka ta została opisana przez B. Kozerskiego i A. Majorkowskiego (1976). Nowsze badania hydrogeologiczne pozwoliły na wydzielenie stref o różnej intensywności wymiany wód i związku ich składu chemicznego z dynamiką (B. Kozerski, A. Kwaterkiewicz, 1984; B. Kozerski, 1983; A. Sadurski, 1985).

Wody podziemne Żuław wykazują ścisły związek ze zjawiskami hydrologicznymi Wisły i Zatoki Gdańskiej. Obszar ten stanowi regionalną bazę drenażu wód podziemnych (A. Majewski, 1969; J. Cyberski, Z. Mikulski, 1976; A. Sadurski, 1986).

Hydrogeologiczne piętro kredowe budziło zainteresowanie ze względu na duże zasoby wód o dobrej jakości w skali regionalnej, a lokalnie także z uwagi na genezę wód słonych o mineralizacji do  $8 \text{ g/dm}^3$  i ponadnormatywnej zawartości fluoru, do  $5 \text{ mg F/dm}^3$  (Z. Pazdro, T. Agopsowicz, 1964). Na całym obszarze delty Wisły wody z utworów kredowych miały pierwotnie charakter artezyjski, a w strefach

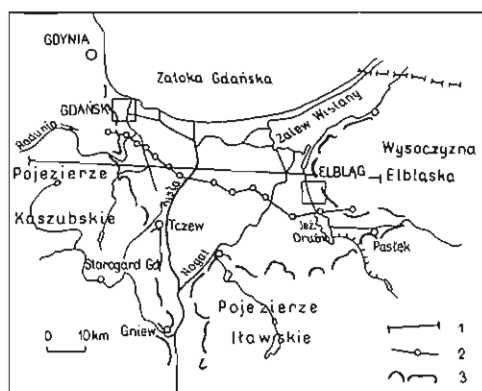


Fig. 1. Mapa sytuacyjna rejonu Żuław Wiślanych

Situation map of the Vistula Delta region  
1 – linia przekroju hydrogeologicznego; 2 – linia przekroju geologicznego; 3 – krawędzie morfologiczne wysoczyzn pojeziernych

1 – line of hydrogeological cross-section; 2 – line of geological cross-section; 3 – limits of the lakeland plateau

przykrawędziowych studnie tego piętra wyróżniały się dużymi wydajnościami  $Q > 100 \text{ m}^3/\text{h}$ .

Rozpoznanie budowy geologicznej Żuław i warunków występowania wód podziemnych w tym rejonie umożliwiło skonstruowanie prostego modelu matematycznego przepływu wód. Jego rozwiązanie na maszynie *IBM PC/AT*, przedstawione w artykule, jest próbą regionalnej analizy obiegu wód głębszych delty Wisły.

## ZARYS WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Delta Wisły stanowi nizinę o powierzchni ponad  $1700 \text{ km}^2$ , otoczoną od wschodu Wysoczyzną Elbląską, od południa wysoczyzną Pojezierza Iławskiego, a od zachodu wysoczyzną Pojezierza Kaszubskiego (fig. 1). Nizina depresyjna w części północnej dzieli się od zachodu na Żuławy Gdańskie, Wielkie Żuławy Malborskie i na wschodzie Żuławy Elbląskie. Jest to teren całkowicie przeobrażony przez człowieka.

W delcie Wisły znajdują się dwa piętra hydrogeologiczne wykorzystywane do zaopatrzenia w wodę. Pierwsze, czwartorzędowe, obejmuje serie piasków i żwirów fluwioglacjalnych trzech ostatnich zlodowaceń (J.E. Mojski, 1979). W północnej i zachodniej części analizowanego obszaru leżą one bezpośrednio na utworach górnej kredy (fig. 2). Strop mezozoiku znajduje się na wysokości  $80 - 160 \text{ m p.p.m.}$ ; dominują jednak rzędne  $90 - 100 \text{ m p.p.m.}$  Osady kredowe w centrum delty mają miąższość  $350 - 450 \text{ m}$ , która zwiększa się w kierunku południowym, gdzie synekliza perybaltycka przechodzi w nieckę brzeżną.

Pod utworami górnej kredy zostały nawiercone wapienie, mułowce oraz ilowce górnej jury, pod nimi piaskowce i iły triasu, a jeszcze niżej – na głęb. od ok.  $1300$  do  $1400 \text{ m}$  – osady cechsztyńskiej formacji solonośnej. W utworach starszego mezozoiku występują solanki typu  $\text{Cl}-\text{Na}$  bogate w związki jodu i bromu, które w utworach permu mają ponad  $200 \text{ g}$  substancji rozpuszczonych w  $1 \text{ dm}^3$  (L. Bojarski, 1978). Słone wody jury i solanki triasu odizolowane są od wodonośnego poziomu słodkich wód na Żuławach osadami serii ilasto-mułowcowej z początku transgresji górnej kredy. Mają one miąższość ponad  $100 \text{ m}$  i odznaczają się bardzo małą przepuszczalnością. Nad nimi znajduje się seria drobnopziarnistych piasków glaukonitowych, która jest głównym poziomem wodonośnym kredy gdańskiej. Stropową partię osadów górnej kredy stanowi  $50 - 100\text{-metrowej}$  miąższości seria wa-

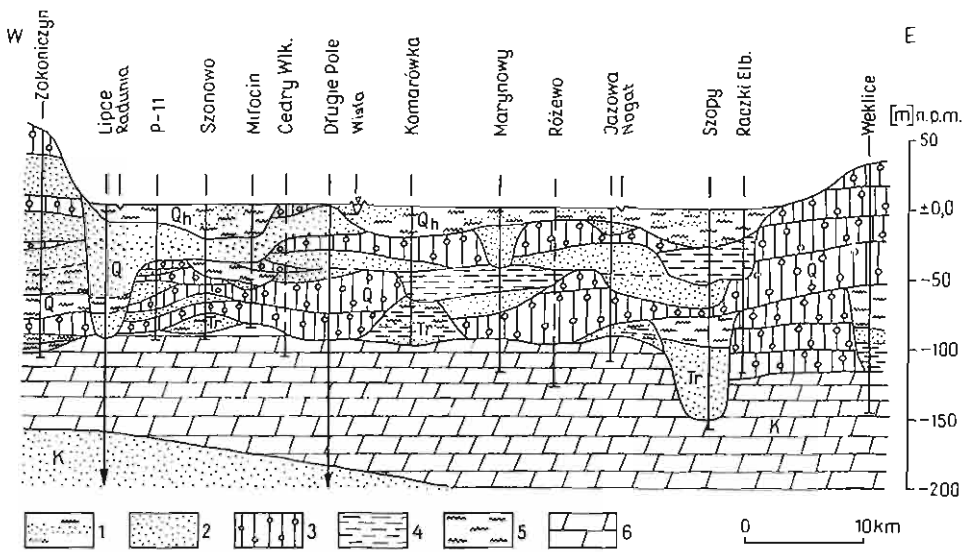


Fig. 2. Przekrój geologiczny przez Żuławy Wiślane

Geological cross-section through the Vistula Delta

1 - mulki i piaski pylaste; 2 - piaski; 3 - gliny zwalowe; 4 - il; 5 - gezy, margle; 6 - wapień; Q<sub>h</sub> - holocen; Q - plejstocen; Tr - trzeciorzęd; K - kreda górna  
 1 - muds and muddy sands; 2 - sands; 3 - glacial tills; 4 - clays; 5 - geze, marls; 6 - limestones; Q<sub>h</sub> - Holocene; Q - Pleistocene; Tr - Tertiary; K - Upper Cretaceous

pieni, gez i margli. Występują w nich lokalnie wody szczelinowe i szczelinowo-porowe o bardzo zróżnicowanych zasobach.

Wody piętra kredowego, a w miejscach ich ascencji również czwartorzędowego, mają małą mineralizację rzędu 0,3–0,6 g/dm<sup>3</sup>. Są one typu HCO<sub>3</sub>–Na, o słabo zasadowym odczynie. Na Żuławach Malborskich, w rejonie Nowego Stawu – Nowego Dworu Gd., w utworach kredowych stwierdzono wody słone typu Cl–Na o mineralizacji do 8 g/dm<sup>3</sup>. Mogą być one pochodzenia ascencyjnego ze starszych warstw mezozoiku lub mogą być wodami reliktowymi dawnych transgresji morskich litorynowej lub eemskich (A. Makowska, 1986).

Osady trzeciorzędu występują na analizowanym terenie w formie izolowanych płatów i nie tworzą oddzielnego piętra hydrogeologicznego. Jedynie we wschodniej części delty Wisły stwierdzono bardziej zasobne w wodę warstwy dolnego trzeciorzędu, które powstały w końcu sedimentacji zbiornika górnokredowego. Poziom ten jest nazywany przez B. Kozerskiego i A. Kwaternikiewicza (1984) kredowo-trzeciorzędowym.

Czwartorzędowe, zasobne w wodę piaski i żwiry występują w strukturach przypominających doliny kopalne, przebiegające przeważnie z południa na północ i usytuowane głównie w strefach przykrawędziowych. Wody podziemne w holocenijskiej serii namulowej delty Wisły są w więzi hydraulicznej z poziomami niższymi. Występują w soczewach drobnoziarnistych i pylastych piasków aluwialnych, bogatych w materię organiczną.

Ciśnienia piezometryczne wód poziomu czwartorzędowego podporządkowane są sieci rzek i kanałów i odwzorowują obraz powierzchni terenu (J. Cyberski, Z. Mikulski, 1976).

Naturalny układ hydrograficzny delty Wisły został zmieniony w ciągu wielowiekowych prac melioracyjnych. Oprócz pierwotnego, grawitacyjnego odwadniania terenu, na znacznej części delty istnieje odwadnianie polderowe, wymuszone pracą pompowni.

Bilans wodny Żuław według J. Cyberskiego i Z. Mikulskiego (1976) przedstawia się następująco:

średnie opady	559 mm/a
parowanie terenowe	460 mm/a
odpływ powierzchniowy	240 mm/a (ok. 7,5 l/s/km <sup>2</sup> )
<hr/>	
różnica bilansowa	141 mm/a

Różnica bilansowa, zdaniem autorów bilansu, świadczy o dużym zasileniu wód powierzchniowych przez wody podziemne, które szacowane jest na 4,5 l/s/km<sup>2</sup>. Przytoczona wartość jest średnia dla całego obszaru delty. Dotychczas nie jest znany zasięg stref drenażu wód podziemnych oraz jego wielkość w odniesieniu do poszczególnych pięter hydrogeologicznych.

### MODEL MATEMATYCZNY

Przepływ wód podziemnych w płaskim dwuwymiarowym obszarze w planie lub w przekroju może być opisany dla nieściśliwego płynu równaniem Boussinesqa (J. Bear, 1979):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial \varphi}{\partial y} \right) = \bar{W} \quad [1]$$

lub

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x b \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z b \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) = \bar{W} \quad [2]$$

gdzie:  $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$  – współczynniki filtracji, odpowiednio w kierunku osi  $x$ ,  $y$ ,  $z$ ;  $b$  – szerokość jednostkowa przekroju rozpatrywanego systemu przepływu wód podziemnych;  $\bar{W}$  – funkcja drenażu/zasilania (człon źródłowy równania).

Potencjał płynu  $\varphi$  w polu grawitacyjnym jest określony zgodnie z definicją M.K. Hubberta:

$$\varphi = x + \frac{p}{\rho \cdot g} \quad [3]$$

gdzie:  $x$  – pionowy kierunek osi przyjętego układu współrzędnych;  $p$  – ciśnienie wody;  $\rho$  – gęstość wody;  $g$  – przyspieszenie siły ciężkości.

Równania [1] i [2] z uwagi na zapis potencjału  $\varphi$  są nieliniowymi, cząstkowymi równaniami typu eliptycznego. Do rozwiązania równań przyjęto metodę elementów skończonych z zastosowaniem procedury Galerkinia (O.C. Zienkiewicz, 1972; R. Gallagher i in., 1975). Obszar, w którym rozpatrywano przepływ wód, pokryto siatką elementów trójkątnych, o kształcie dopasowanym do hydrogeologicznych granic warstw o uśrednionych parametrach filtracji. Z uwagi na słabe rozpoznanie parametrów, w rozwiązywanych zadaniach zastosowano tylko następujące warunki brzegowe:

- stałe potencjały  $\varphi = \bar{\varphi}$  na brzegu  $S_i$  obszaru,
- nieprzepuszczalny brzeg  $u = 0$  na brzegu  $S_i$  obszaru.

gdzie:  $S_i \subset \delta S$ ,  $i = 1, 2, 3, 4$ .

$$\sum_{i=1}^4 U = \delta S \quad \text{oraz} \quad S_i \cap S_j \quad (i \neq j)$$

$$n = \vec{v} \cdot \vec{n}$$

gdzie  $\vec{n}$  – wektor normalny do brzegu obszaru.

Przedstawiony sposób obliczeń jest szerzej prezentowany w pracy K. Burzyńskiego i A. Sadurskiego (1988).

Przepływ wód podziemnych w warstwowo-jednorodnym ośrodku rozpatrywanego obszaru zachodzi pod wpływem różnic potencjału w ziemskim polu grawitacyjnym. Zakładając hipotezę ciągłości strumienia wód w kenozoicznym systemie wodonośnym, starano się obliczyć wymianę wód głębokich. W zadaniu płaskim w planie odpowiadało to testowaniu wartości funkcji źródłowej ( $\bar{W}$ ).

Wartości ciśnienia wód podziemnych na brzegach rozpatrywanego obszaru przyjmowano według mapy hydroizohips (A. Sadurski, 1986). oraz wyników pomiarów zwierciadła wód zamieszczonych w dokumentacjach ujęć wód podziemnych. Przewodnictwo wodne warstw wodonośnych ( $\bar{T}$ ) wyznaczono wstępnie na podstawie wyników próbnych pompowań studni i miąższości oraz zasięgu ujmowanych warstw. Przewodnictwo ( $\bar{T}$ ) utworów słabo przepuszczalnych przyjęto z literatury (T. Macioszczyk, 1985; S. Dąbrowski, 1982; J. Pleczyński, 1983).

W schemacie obliczeniowym wprowadzono średnie przewodnictwo wodne ( $\bar{T}$ ) lub średnie współczynniki filtracji ( $\bar{k}$ ) zespołu warstw kenozoiku. Z uwagi na duży obszar (tysiące km<sup>2</sup>), nie uwzględniono skomplikowanej budowy geologicznej piętra czwartorzędowego i zmian facjalnych warstw wodonośnych z uwagi na ograniczone możliwości prostego modelu i stosowanego sprzętu (IBM PC/AT).

Warstwy glin zwałowych, ilów i mułków, przyjmowane dotychczas jako utwory izolujące wody podziemne, mają, w świetle nowych prac, bardzo duże opory filtracji i spełniają dużą rolę w regionalnych, pionowych przepływach wód (T. Macioszczyk, 1985; J. Michalak, 1985; S. Dąbrowski, 1982). W modelowaniu przepływu strumienia wód nie można ich wyłączyć jako strefy izolujące, co wykazano w pracy K. Burzyńskiego i A. Sadurskiego (1988).

W przypadku utworów górnej kredy wydzielono trzy warstwy o różnych parametrach hydrogeologicznych, które odpowiadały seriom: krzemionkowo-węglanowej, piaszczystej i mułowcowo-ilastej.

Z uwagi na gruby pakiet mułowców i ilowców pochodzących z początku transgresji górnokredowej i jurajskich, założono w modelu granicę wymiany wód systemu kenozoiczno-kredowego na rzędnej – 350 m n.p.m.

W modelu płaskim w planie ( $x, y$ ) przewodnictwo wodne ( $T$ ) dotyczyło warstw górnej kredy i było uśredniane dla serii krzemionkowo-węglanowej i piaszczystej górnej kredy. W modelu płaskim w pionie ( $x, z$ ) siatkę elementów skończonych skonstruowano z uwzględnieniem granic warstw o różnym przewodnictwie wodnym. W zadaniu płaskim ( $x, y$ ) wykorzystano procedurę automatycznie generowanej siatki elementów w prostokątnych obszarach filtracji.

## DYSKUSJA WYNIKÓW

Sprawdzenie zgodności przyjętego modelu z naturalnymi warunkami hydrogeologicznymi przeprowadzono na podstawie porównania obliczonych ciśnień wód z utworów kredowych z pomierzonymi stanami wód w terenie. Na obszarach

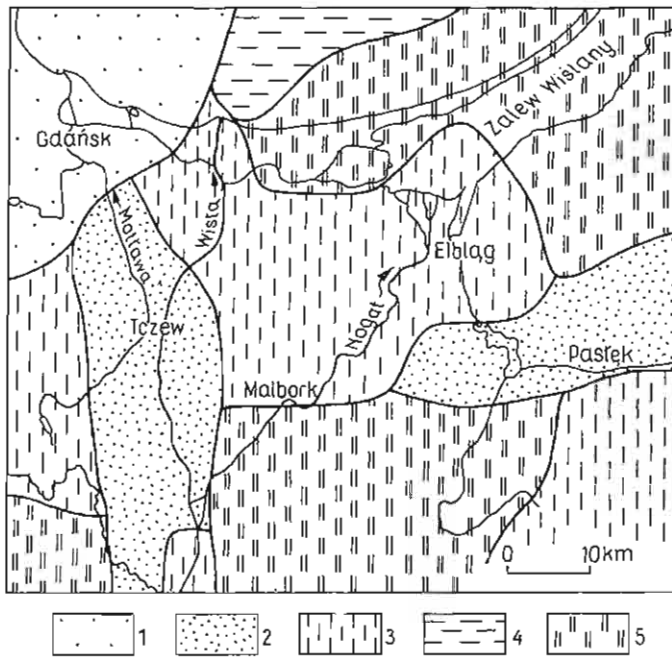


Fig. 3. Mapa przewodnictwa wodnego utworów górnej kredy w rejonie Żuław Wiślanych  
 Transmissivity distribution map of the Upper Cretaceous strata in the Vistula Delta region  
 1 - 15 m<sup>2</sup>/h; 2 - 7 m<sup>2</sup>/h; 3 - 5 m<sup>2</sup>/h; 4 - 2,5 m<sup>2</sup>/h; 5 - 1,5 m<sup>2</sup>/h

miast o skoncentrowanej, dużej eksploatacji (Gdańsk, Elbląg, Tczew i Malbork) oraz w ich sąsiedztwie, wykorzystano pomiary sprzed kilkudziesięciu lat, tj. z pierwszych wykonanych tam ujęć wód podziemnych. Przewodnictwo wodne i funkcję drenażu/zasilania testowano metodą kolejnych przybliżeń.

Mapa przewodnictwa wodnego ( $\bar{T}$ ) utworów górnej kredy w rejonie Żuław i sąsiednich terenów pojezierzy przedstawiona jest na fig. 3. Podane na mapie wartości  $\bar{T}$  dotyczą zarówno serii piaszczystej, jak i węglanowo-krzemionkowej górnej kredy i dlatego są wyższe od przedstawionych przez A. Sadurskiego (1977) na mapie przewodnictwa wodnego basenu gdańskiego, w którym rozpatrywana była tylko seria piaszczysta.

Maksymalne wartości  $\bar{T}$  rozpatrywanego piętra występują w sąsiedztwie Gdańska, Pruszcza Gd. i Sobieszewa. Pas podwyższonych wartości  $T = 7 \text{ m}^2/\text{h}$ , ciągnący się od Pruszcza Gd. do Białej Góry na południu, może być związany ze spękaniami serii węglanowo-krzemionkowej (R. Dadlez, 1980). Przewodnictwo wodne jest tu wyższe niż wynikałoby z wodoprzepuszczalności skal litych górnej kredy. Wpływ zaangażowania tektonicznego mezozoiku na warunki hydrogeologiczne Żuław Wiślanych podano w pracy B. Daniel-Danielskiej i in. (1988).

Mapa hydroizohips piętra kredowego (fig. 4) jest wykonana na podstawie rozwiązania prostego modelu płaskiego. W punktach podano pomierzone stany wód podziemnych tego piętra dla oceny dokładności otrzymanego obrazu ciśnień. W Elblągu i Tczewie eksploatację wód piętra kredowego rozpoczęto ponad 50 lat temu i nie są autorom znane pierwotne stany wód kredowych. Największą zgodność obliczonych i pomierzonych stanów wód, rzędu  $\pm 1,0 \text{ m}$ , uzyskano na obszarze

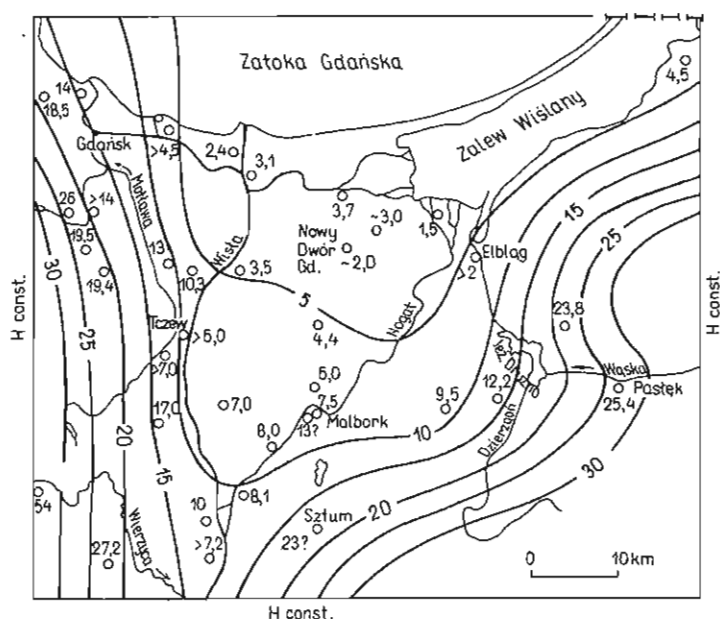


Fig. 4. Mapa hydroizohips piętra kredowego – stan przed eksploatacją, według wyników analizy komputerowej

Equipotential lines – state before exploitation, according to the computer analysis results

W punktach podano wartości zwierciadła ustabilizowanego według pomiarów; wartości w m n.p.m.

Groundwater table of the Cretaceous aquifer from the field observations are given in points; the values in meters above sea level

Żuław. Większe różnice tych wielkości występują na wysoczyznach pojeziernych. Mogą one wynikać ze zbyt uproszczonego schematu obliczeniowego. Jest to równocześnie obszar znacznie słabiej rozpoznany w sensie hydrogeologicznym niż delta Wisły.

Mapa hydroizohips została sporządzona dla podanego na fig. 5 rozkładu funkcji zasilania/drenażu  $\bar{W}$ . Kształt obszarowych wydzieleni tej funkcji wynika z geometrii stosowanej siatki elementów skończonych, w których była ona zadawana. Wartości funkcji  $\bar{W}$  są bardzo małe i wahają się od  $+22 \text{ mm/a}$  ( $+2,35 \cdot 10^{-6} \text{ m/h}$ ) do  $-28 \text{ mm/a}$  ( $-3,2 \cdot 10^{-6} \text{ m/h}$ ). Wartości dodatnie, oznaczające zasilanie, występują na pojezierzach i Wysoczyźnie Elbląskiej, natomiast ujemne, dotyczące drenażu – wzdłuż stref przykrawędziowych niziny Żuław, w dolinie Wisły, na tarasie nadmorskim w Gdańsku i częściowo w Zatoce Gdańskiej. Intensywny drenaż ma również miejsce we wschodniej części analizowanego terenu w rejonie Jez. Drużno i dolin rzek: Wąskiej oraz Dzierzgoń. Wprowadzenie nawet bardzo małych ujemnych wartości funkcji  $\bar{W}$  w elementach znajdujących się w centrum Żuław powodowało szybki spadek ciśnień wód piętra kredowego poniżej poziomu morza. Wielokrotnie powtarzane obliczenia stanów wód rozpatrywanego piętra przy testowaniu wartości i powierzchniowego rozkładu funkcji  $\bar{W}$  sugerują brak naturalnego drenażu wód z utworów kredowych w centrum Żuław Malborskich (fig. 6).

Dla sprawdzenia takiej hipotezy wykonano obliczenia przepływu wód w prze-

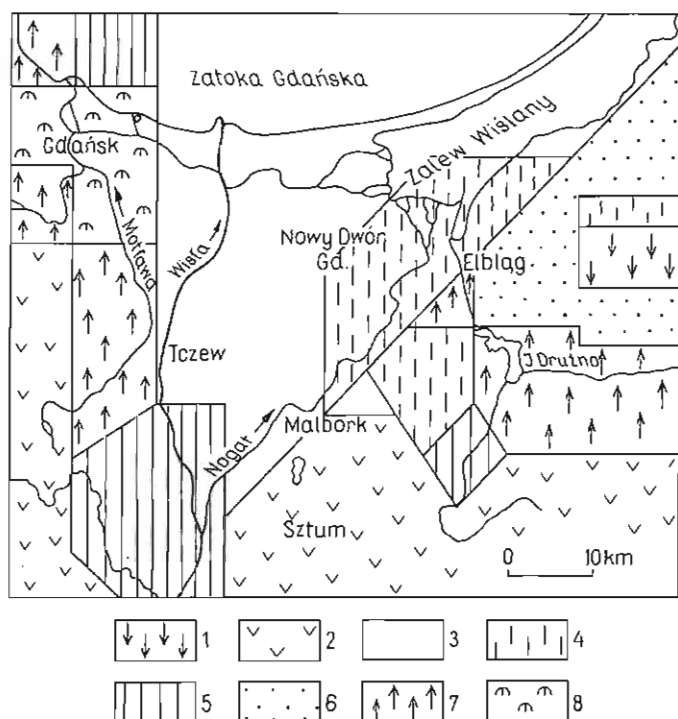


Fig. 5. Rozkład drenażu i zasilania piętra kredowego w rejonie Żuław Wiślanych

Distribution of discharge and recharge of the Cretaceous aquifer in the Vistula Delta region

1 -  $+2,35 \cdot 10^{-6}$ ; 2 -  $+10^{-6}$ ; 3 - 0,0; 4 -  $-2,4 \cdot 10^{-6}$ ; 5 -  $-4 \cdot 10^{-6}$ ; 6 -  $-5 \cdot 10^{-6}$ ; 7 -  $-1,2 \cdot 10^{-6}$ ; 8 -  $-3,2 \cdot 10^{-6}$ ; wartości 1-8 funkcji  $W$  w m/h według wyników testowania modelu  $(x, y)$

Values 1-8 of source function  $W$  in m/h. according to test procedure of the flat model  $(x, y)$ ; for 1-8 explanations see Polish text

kroju W-E przez Żuławy (fig. 6). Izolinie na przekroju oznaczają procentowy rozkład natężenia strumienia wód podziemnych, który od wysoczyzny pojezierza skierowany jest do centrum Żuław. Strumień zachodni wykazuje znacznie głębszy zasięg, rzędu 300 m p.p.m. i większe natężenia przepływu w utworach górnej kredy. Strumień wschodni w rejonie Wysoczyzny Elbląskiej, o mniejszym spadku hydraulicznym i w ośrodku o mniejszym przewodnictwie wodnym, ma około 10 razy mniejsze natężenie i płytszy obieg. Na szczególną uwagę zasługuje mała, rzędu 5-10 km, szerokość stref drenażu usytuowanych na Żuławach przy krawędziach wysoczyzn. Obecność dolin plejstocenijskich wypełnionych utworami o dużej wodoprzepuszczalności przy krawędziach wysoczyzn na Żuławach wpływa na pewno na intensywność drenażu do piętra czwartorzędowego oraz na zasięg strefy drenażu. Dokładne rozwiązanie tego zagadnienia wymaga przygotowania oddzielnych, dokładnych modeli w dużej skali dla każdej takiej struktury.

Centralna część delty Wisły jest wyłączona z obiegu wód piętra kredowego. Można zatem zakładać istnienie w północnej części Żuław obszaru, w którym ma miejsce pionowy przepływ wód o bardzo małym natężeniu, od warstw starszego mezozoiku do piętra kredowego. Potwierdza to hipotezę o ascenzji słonych wód z mezozoicznego podłoża, sformułowaną przez E. Schroedtera (1931).



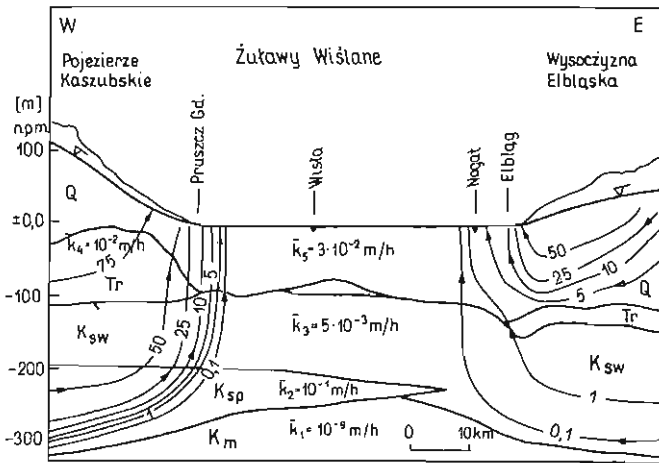


Fig. 6. Uproszczony przekrój hydrogeologiczny

Simplified hydrogeological cross-section

Linie prądu obliczono na modelu płaskim ( $x, z$ ): wartości linii prądu podano w procentach natężenia przepływu strumienia wód podziemnych;  $k_{1-5}$  – uśrednione współczynniki filtracji przyjęte do modelowania; Q – czwartorzęd. Tr – trzeciorzęd.  $K_{sw}$  – kreda, seria węglanowo-krzemionkowa,  $K_{sp}$  – kreda, seria piaszczysta,  $K_m$  – kreda, seria mułowcowa

Stream lines obtained from flat model ( $x, z$ ): the values of stream lines are given in per cent of total groundwater flow;  $k_{1-5}$  – mean hydraulic conductivity taken to modelling; Q – Quaternary, Tr – Tertiary.  $K_{sw}$  – Cretaceous, calcareous-siliceous series.  $K_{sp}$  – Cretaceous, sandy series.  $K_m$  – Cretaceous, loamy series

Strefa północna Żuław Wielkich jest wyłączona z obiegu wód, które na wysoczyznach sąsiadujących z deltą Wisły infiltrują przez osady kenozoiku aż do piętra kredowego. Strefa ta pojawia się w północnej części Żuław, gdyż szerokość nizin jest w tym miejscu większa od szerokości stref drenażu strumieni wód podziemnych płynących z Pojezierza Kaszubskiego, Wysoczyzny Elbląskiej i Pojezierza Iławskiego.

## WNIOSKI

Strefy drenażu przykrawędziowego i obszaru wyłączonego z ascencji wód głębszych na Żuławach dobrze korespondują z występowaniem słonych wód w utworach górnej kredy (Z. Pazdro, T. Agopsowicz, 1964; B. Kozerski, A. Kwaternikiewicz, 1984; B. Daniel-Danielska i in., 1986). W części południowej do równoleżnika Malborka nie stwierdzono wód słonych w warstwach wodonośnych górnej kredy, natomiast na północ od Nowego Stawu znane są z wielu studni aż po brzeg Zatoki Gdańskiej.

Najintensywniejszy obieg wód podziemnych, sięgający piętra kredowego, ma miejsce w przykrawędziowej strefie drenażu na Żuławach. Tam też występują zapewne wody najmłodsze. Im dalej ku centrum delty Wisły powinny występować w głębszych poziomach wodonośnych wody starsze. W strefie wyłączonej z obiegu wód na Żuławach wody słone mogą pochodzić również z dawnych transgresji morskich, na przykład morza litorynowego. Jest to dogodnie miejsce do przetrwania wód reliktowych (B. Kozerski, A. Kwaternikiewicz, 1984).

Nasuwa się zatem problem, w jakim stopniu wody słone Żuław są pochodzenia morskiego lub wynikiem ascenzji solanek starszego mezozoiku, a w jakim efektem mieszania się tych wód. Rozwiązanie tego problemu mogą zapewnić jedynie badania składu izotopowego wód podziemnych.

Wydział Hydrotechniki  
Politechniki Gdańskiej  
Gdańsk – Wrzeszcz, ul. Majakowskiego 11/12  
Nadesłano dnia 7 marca 1988 r.

### PIŚMIENNICTWO

- BEAR J. (1979) – Hydraulics of groundwater. McGraw-Hill. New York.
- BOJARSKI L. (1978) – Solanki paleozoiku i mezozoiku w synklinie perybaltyckiej. Pr. Inst. Geol., 88.
- BURZYŃSKI K., SADURSKI A. (1988) – Impact of the buried-valley geometry on the groundwater flow: a finite-element numerical model. Ann. Soc. Geol. Pol., 58, p. 177–192.
- CYBERSKI J., MIKULSKI Z. (1976) – Stosunki hydrogeologiczne Żuław. W: Żuławy Wiślane, p. 239–292. Pr. zbior. pod red. B. Augustowskiego. Gd. Tow. Nauk. Ossolineum. Wrocław. Oddz. w Gdańsku.
- DADLEZ R. (1980) – Fault pattern in the Polish Lowlands and its bearing on the Permian-Mesozoic of the area. Prz. Geol., 28, p. 278–287, nr 5.
- DANIEL-DANIELSKA B., KIBITLEWSKI S., SADURSKI A. (1986) – Geologia Żuław Wiślanych a zdjęcia satelitarne. Kwart. Geol., 30, p. 643–658, nr 3/4.
- DANIEL-DANIELSKA B., KIBITLEWSKI S., SADURSKI A. (1988) – Możliwość wykorzystania zdjęć satelitarnych Landsat w rozpoznaniu hydrogeologicznym Żuław Wiślanych. Prz. Geol., 36, p. 170–175, nr 3.
- DĄBROWSKI S. (1982) – Współczynnik filtracji warstw słabo przepuszczalnych w świetle badań polowych i modelowych. Tech. Poszuk. Geol., 21, p. 14–17, nr 4.
- GALLAGHER R., ODEN J., ZIENKIEWICZ O.C. (1975) – Finite elements in fluids. John Wiley and Sons. New York.
- KOZERSKI B. (1983) – Problems of the salt water origin in the Vistula delta aquifers. Geol. Appl. Hydrogeol., 28, p. 325–333, nr 2.
- KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A. (1984) – Strefowość zasolenia wód podziemnych a ich dynamika na obszarze delty Wisły. Arch. Hydrotechn., 31, p. 231–255, nr 3.
- KOZERSKI B., MAJORKOWSKI A. (1976) – Budowa geologiczna i wody podziemne. W: Żuławy Wiślane, p. 113–131. Pr. zbior. pod red. B. Augustowskiego. Gd. Tow. Nauk. Ossolineum. Wrocław. Oddz. w Gdańsku.
- MACIOSZCZYK T. (1985) – Hydrogeologia niecki mazowieckiej w świetle badań modelowych. Mat. Sesji Nauk. nt. Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych, p. 9–54. Warszawa, 25–26. 11. 1985.
- MAJEWSKI A. (1969) – Rozwój hydrograficzny delty Wisły w okresie historycznym. Prz. Geof., 22, p. 37–41, z. 1.
- MAKOWSKA A. (1986) – Morza plejstocenne w Polsce – osady, wiek i paleogeografia. Pr. Inst. Geol., 120.
- MICHALAK J. (1985) – Ocena wpływu oddziaływań krzyżowych na warunki hydrogeologiczne panujące w głębokich poziomach wodonośnych na przykładzie niecki mazowieckiej. Mat. Sesji Nauk. nt. Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych, p. 242–260. Warszawa, 25–26. 11. 1985.

- MOJSKI J.E. (1979) – Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy jego podłoża w regionie gdańskim. Biul. Inst. Geol., 317, p. 5–50.
- PAZDRO Z., AGOPSOWICZ T. (1964) – Zasolenie wód kredowych na Niziu Polskim. Zesz. Nauk. P.Gd., nr 49. Bud. Wodne, p. 99–101.
- PLECZYŃSKI J. (1983) – Przepuszczalność pionowa skał słabo przepuszczalnych i słabo wodonośnych. Tech. Poszuk. Geol., 22, p. 18–23, nr 4.
- SADURSKI A. (1977) – Studium zasobów kredowego piętra wodonośnego w rejonie Gdańska w świetle metod paleohydrogeologicznych. Arch. P. Gd. Gdańsk.
- SADURSKI A. (1985) – Warunki hydrochemiczne utworów kredowych w rejonie Gdańska. Kwart. Geol., 29, p. 405–418, nr 2.
- SADURSKI A. (1986) – Hydrogeological evolution of the Upper Cretaceous artesian basin of the Gdańsk region. Ann. Soc. Geol. Pol., 56, p. 141–161, nr 1–2.
- SCHROEDTER E. (1931) – Die saltzhaltigen Grundwasser an der Weichselmündung – geologische und chemische Untersuchungen. Danziger Stat. Mitteil., 13, nr 1.
- ZIENKIEWICZ O.C. (1972) – Metoda elementów skończonych. Arkady. Warszawa.

Козинеж БУЖИНСКИ, Анджей САДУРСКИ

## ВЛИЯНИЕ ДРЕНАЖА МОРФОЛОГИЧЕСКИХ УСТУПОВ НА ЦИРКУЛЯЦИЮ ВОД МЕЛОВОГО ЯРУСА ВИСЛИНСКИХ ЖУЛАВ

### Резюме

Меловой водоносный горизонт Жулав Вислинских расположен на глубине 90–100 м ниже уровня поверхности и охватывает водный горизонт трещиновых вод корбано-кремнистой свиты и водный горизонт поровых вод мелкозернистых глауконитовых лесков. В южной и восточной части исследуемой территории (фиг. 1) песчаные отложения нижнего третичного периода являются продолжением седиментации моря верхнего мела. К их границе присоединяется богатый водой мел-третичный водоносный горизонт. В центральной части Жулав Мальборских выступают соленые воды с минерализацией до 8 г/л, типа Cl–Na.

Анализ динамики подземных вод в районе Жулав проведен на базе решения уравнения Бусинеска для случаев: плоского в плане ( $x, y$ ) и плоского в разрезе ( $x, z$ ). Решение уравнения методом конечных элементов реализовано на машине *IBM PC/AT*. Тест плоского задания в плане охватывал водопроводность отложений верхнего мела и функцию дренажа/питания, т.е. исходный член уравнения фильтрации.

Наблюдаемые уровни вод мелового яруса Жулав явились критерием точности решения. Карта изогилс иллюстрирует полученное решение задачи (фиг. 4), дренаж глубинных вод на поверхности дельты проводится главным образом вдоль морфологических уступов Кашубского и Илавского поозерья и Эльблонгской возвышенности (фиг. 5). Этот результат подтвердился при решении плоского случая в разрезе. Определенные направления течения подземных вод размещаются в зоне шириной 5–10 км вдоль края возвышенностей Жулав (фиг. 6). За узким участком дельты, появляется территория, на которой циркуляция подземных вод практически не существует. В районе Новый Став, Новый Гданьский Двор обнаружено проявление соленых вод в меловом ярусе. Отсутствие в настоящее время обмена подземных вод в центре Жулав, предполагает их реликтовое происхождение. Это могут быть соленые воды, образованные в результате поднятия и разжижения соляных источников нижнего мезозоя „законсервированные“ морские воды плейстоценовых трансгрессий в долине нижней Вислы.

Kazimierz BURZYŃSKI. Andrzej SADURSKI

## THE IMPACT OF THE BY-CREST OF BENCH DISCHARGE ON THE GROUNDWATER FLOW IN THE VISTULA DELTA REGION

### S u m m a r y

The Cretaceous aquifer of the Vistula Delta plain occur at depth 90–100 m below the surface and consists of the two environments: fissures in geizes and limestones and also interstices in the glauconitic fine-grained sands. The lower Tertiary sands and sandstones belong to the same aquifer in the eastern and southern part of the area analysed (Fig. 1). The saline groundwaters of Cl–Na type and of up to 8 g/l TDS, occur in the middle part of the mentioned strata.

The analysis of the dynamics of the groundwaters has been carried out by the numerical solution of the Boussinesq equation as well for the flat model in plane ( $x, y$ ), as for the cross-section model ( $x, z$ ). The test of the first model comprises selection of transmissivity and recharge/discharge – function  $\bar{W}$  in eq. 1, 2. The data of hydraulic head measurements have been taken as criterion of the precision of the solution. According to the calculated equipotential map (Fig. 4), the zone of discharge of the aquifer analysed, stretched out along the crest of bench of the lakelands plateau, surrounding the delta plain (Fig. 5).

The same result was obtained by the calculation of cross-section model ( $x, z$ ). The stream lines of the groundwaters are concentrated in the distance of 5–10 km in the base of lakelands plateau slope (Fig. 6). One can establish, that only in the southern part of the Cretaceous aquifer of the delta, there exists deep groundwater circulation. There is no groundwater circulation in the middle, more wide section of the delta – vicinity of Nowy Dwór Gdański, Nowy Staw. It is the zone where the relic water from the Pleistocene sea transgressions or from the ascension of Mesozoic brines could survived.

*Translated by Andrzej Sadurski*