

JAN MALINOWSKI, JANUSZ FISZER, MICHAŁ LESIAK

Instytut Geologiczny, Politechnika Wrocławska

MODELOWANIE HYDROGEOLOGICZNE ROZTOCZA ZACHODNIEGO METODĄ ANALOGII ELEKTROHYDRODYNAMICZNEJ

UKD 556.332.2/.62:532.574.5/.6.072:551.252:551.252:551.763 + 551.78(438.12 Roztocze Zach.)

Rozwiązywanie skomplikowanych problemów hydrogeologicznych za pomocą modelowania jest obecnie jedną z podstawowych metod badawczych, mającą największe zastosowanie przy budowie lub rozbudowie ujęć wód podziemnych, w celu ustalania optymalnych warunków eksploatacji bez naruszenia równowagi hydrodynamicznej

ośrodka wodonośnego. Liczne publikacje na te tematy wykazują stały postęp w tej dziedzinie, wyrażający się nie tylko doskonaleniem metod, ale również i zakresem ich stosowalności w różnych układach hydrogeologicznych.

Należy jednak zauważyć, iż efektywność uzyskiwanych w ten sposób wyników zależy od ilości danych

hydrogeologicznych, a przede wszystkim od znajomości współczynnika filtracji, miąższości warstwy wodonośnej i powierzchni piezometrycznej, jako podstawowych parametrów, na których zasadza się proces modelowy. Dla obszaru lokalizacji ujęcia wód podziemnych i strefy jego oddziaływania powierzchniowo stosunkowo niewielkiego (kilkadziesiąt km²) uzyskanie odpowiednio wymaganego stopnia rozpoznania hydrogeologicznego nie napotyka na większe trudności i jest łatwo osiągalne. Uzyskanie natomiast takiego rozpoznania hydrogeologicznego dla regionu geologicznego bądź większego jego fragmentu połączone jest z trudnościami technicznymi i w praktyce niemożliwe w dość krótkim czasie. Pomimo to już od kilku lat obserwuje się tendencje zastosowania metod modelowania regionów hydrogeologicznych w związku z ustaleniem zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych w makroobszarach.

Realizacja tych zamierzeń napotyka na trudności głównie wynikające z niewystarczającego rozpoznania hydrogeologicznego, a także wątpliwości czy makroobszar hydrogeologiczny o powierzchni np. 10 000 km² i większy jest fizycznie możliwy do zmodelowania, ze względu na dużą zmienność parametrów hydrogeologicznych. W związku z tym tworzone są różnorodne poglądy na te tematy – od optymistycznych do skrajnie sceptycznych. Niezależnie od tych kontrowersji daje się zauważyć podejmowanie prób modelowania makroobszarów, do nich np. należy modelowanie hydrogeologii Roztocza Zachodniego wykonane przez Instytut Geologiczny i Instytut Górnictwa Politechniki Wrocławskiej.

Wybranie tego obszaru wynikało z dwu okoliczności. Stosunkowo dużego stopnia rozpoznania hydrogeologicznego, na który składają się studnie wiercone i kopane, wiercenia geologiczne i hydrogeologiczne, pomiary stacjonarne zwierciadła wód podziemnych oraz pomiary wodowskazowe wszystkich cieków na tym obszarze. Powierzchnia modelowania obejmuje ok. 1100 km², z ok. 120 studniami wierconymi, 90 źródłami i ok. 100 studniami kopanymi. Średni więc stopień rozpoznania wynosi ok. 1 punkt na 5 km². W skali regionalnej jest to rozpoznanie szczegółowe.

Drugą okolicznością, jaka zadecydowała o wyborze tego obszaru, był szczelinowy system krążenia wód podziemnych, dla którego istnieje opracowanie hydrogeologiczne, zawierające dane liczbowe o dynamice przepływu wód podziemnych. Istniała więc możliwość porównania danych. Obszary o takim systemie krążenia są dość rozpowszechnione w Polsce i obejmują niekłę lubelsko-radomską, niekłę nidziańską, Sudety oraz w dużej mierze Góry Świętokrzyskie i Karpaty. Charakteryzują się one bardzo złożonymi warunkami hydrogeologicznymi, które trudno jest rozpoznać krótkotrwałymi obserwacjami i pomiarami stacjonarnymi. Niektóre z tych obszarów są bardzo zasobne w wodę, to też szukanie metod dla ustalenia zasobów w istniejących warunkach hydrodynamicznych w obszarach o szczelinowym systemie krążenia wód podziemnych drogą modelowania wydaje się w obecnym stanie wiedzy hydrogeologicznej najbardziej uzasadnione.

W niniejszym artykule przedstawiono wyniki modelowania metodą analogii elektrohydrodynamicznej, wraz z procesem modelowym i wynikającymi komplikacjami w jego przebiegu.

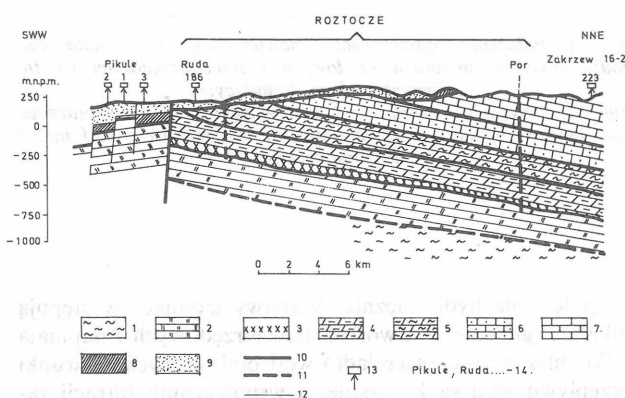
Roztocze zbudowane jest z utworów kredowych o całkowitej miąższości ok. 500 m, należących do kredy dolnej i górnej. W profilu występują wszystkie jej ogniwa, z tym że alb i cenoman znajduje się na znacznej głębokości,

natomiast najstarszymi wychodniami pod pokrywą kenozoiku są utwory turonu w części południowej, po których pojawiają się kolejno koniak, santon, kampan i mastrycht rozdzielony na górny i dolny. Całość utworów kredowych zapada w kierunku NE pod kątem 5°. Zmienność litologiczna utworów kredowych jest bardzo duża, najbardziej powszechne są opoki, opoki margliste, margle i kreda pizująca. Są one bardzo zmienne w profilu pionowym i horyzontalnie, co można zaobserwować w nielicznych odsłonięciach. Na utworach kredowych leżą osady neogenu (sarmat i torton), facji morskiej, bardzo różnorodnie wykształcone jako zlepiące, piaskowce, piaski, wapienie, wapienie margliste, litotamniowe i serpulowe. Ogólna ich miąższość wynosi ok. 80 m. Zmienność tych utworów i ich rozmieszczenie jest bardzo duże w profilu pionowym, natomiast horyzontalnie zauważa się większą regularność, szczególnie wapieni. Budowę geologiczną w skali regionalnej ilustruje ryc. 1, a lokalnej ryc. 2.

Oba te kompleksy skalne przecięte są różnokierunkowymi systemami spękań (nasilających się w strefach dyslokacji tektonicznych) schodzącymi od kilkudziesięciu metrów do ok. 120, a nawet głębiej. Stwierdzając ogólnie są dwa główne systemy: pierwszy NW–SE i drugi SW–NE. Występują też o mniejszym nasileniu spękania pionowe i międzywarstwowe – ściślej międzyławicowe.

Spękania te stanowią główne drogi krążenia i przepływu wód. Rola porowatości jest w tym obiegu podrzędna i ma tylko znaczenie lokalne. Można jedynie w niektórych źródłach obserwować wypływy wody szczelinowo-porowej.

Szczelinowy charakter przepływu wód sprawia, że na Roztoczu nie wyodrębni się określony poziom wodonośny. Zasięg głębokościowy szczelin jest duży i dochodzi do 300–500 m, co stwierdzono otworem wiertniczym w strefie krawędziowej Roztocza k. Janowa Lubelskiego. Najbardziej jednak intensywny przepływ odbywa się w zasięgu do 120 m od powierzchni terenu, co przedstawia ryc. 3. Wskazuje to na ciągłość zawodnienia powyżej bazy drenażu, która dla obszaru Roztocza leży na wysokości ok. 150 m n.p.m., od strony południowej i północnej. Wody obu wymienionych formacji geologicznych

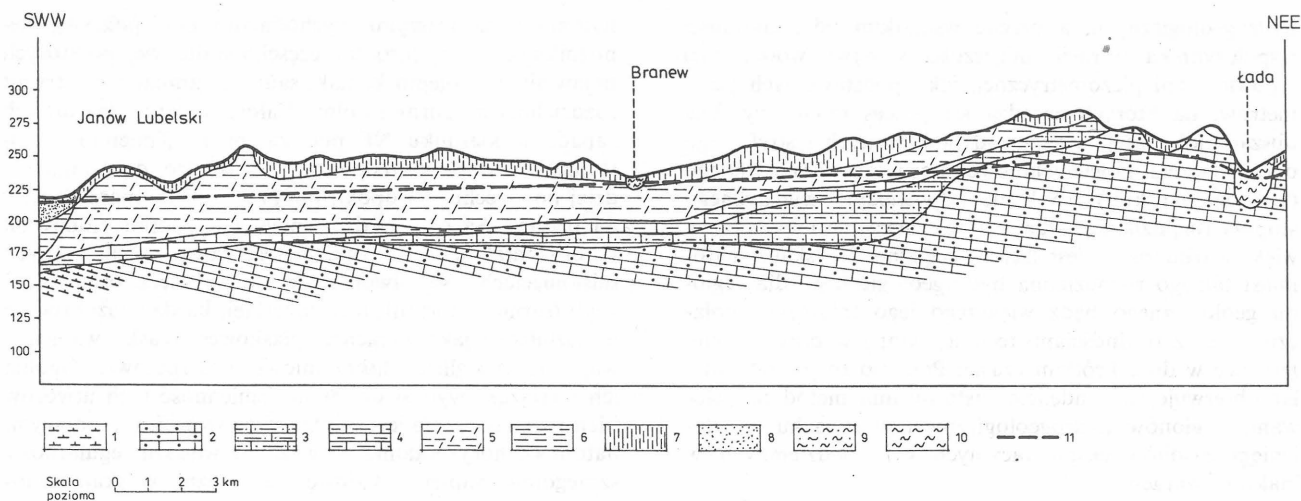


Ryc. 1. Przekrój geologiczny przez Roztocze.

1 – dewon, 2 – jura, 3 – alb-cenoman, 4 – turon, 5 – santon, 6 – kampan, 7 – mastrycht, 8 – torton, 9 – sarmat, 10 – uskoki brzeżny Roztocza, 11 – przypuszczalne uskoki i strefy intensywnych spękań, 12 – uskoki stwierdzone, 13 – miejsca wykonania głębokich otworów wiertniczych, 14 – nazwy otworów wiertniczych.

Fig. 1. Geological section through the Roztocze area.

1 – Devonian, 2 – Jurassic, 3 – Albian-Cenomanian, 4 – Turonian, 5 – Santonian, 6 – Campanian, 7 – Maastrichtian, 8 – Tortonian, 9 – Sarmatian, 10 – Roztocze marginal fault, 11 – inferred faults and zones of intense fracturing, 12 – controlled faults, 13 – deep drillings, 14 – names of boreholes.

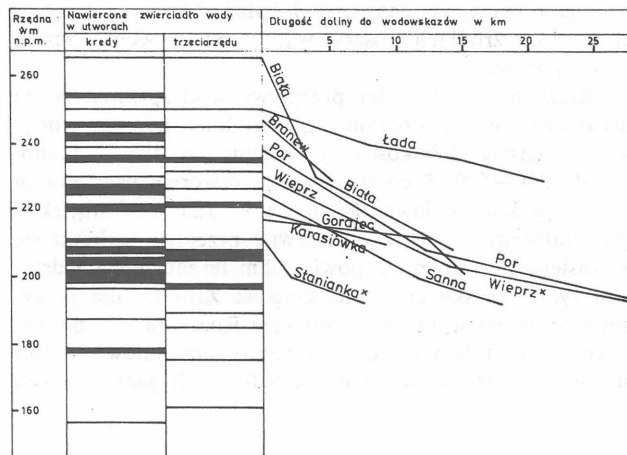


Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez wodonośne utwory kredy i trzeciorzędu na Roztoczu.

1 – margle wapienne – turon, 2 – opoki, opoki wapienne i margle twarde – santon i kampan, w górnej części mastrycht, 3 – wapień litotamniowe, piaskowce, żwiry i piaski – torton, 4 – wapień detrytyczne z litotamniów oraz rafowe – torton, 5 – wapień rafowe i detrytyczne, zlepione, piaskowce, żwiry i piaski – sarmát, 7–10 – czwartorzęd, 7 – lessy, 8 – piaski rzeczne, 9 – mady, 10 – mady pylaste, 11 – statyczne zwierciadło wód podziemnych.

Fig. 2. Geological section through water-bearing Cretaceous and Tertiary strata in the Roztocze area.

1 – calcareous marls – Turonian, 2 – opokas, calcareous opokas and hard marls – Santonian, Campanian and upper part of Maastrichtian, 3 – Lithothamnium limestones, sandstones, gravels and sands – Tortonian, 4 – limestones with Lithothamnium detritus and reef limestones – Tortonian, 5 – reef and detrital limestones, conglomerates, sandstones, gravels and sands – Sarmatian, 7–10 – Quaternary: 7 – loesses, 8 – river sands, 9 – muds, 10 – silty muds, 11 – static groundwater table.

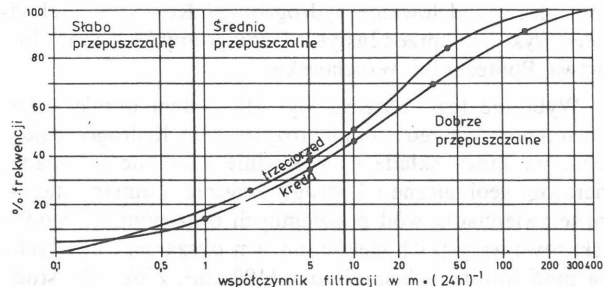


Ryc. 3. Położenie hipsometryczne nawierzonego zwierciadła wód podziemnych w utworach kredowych i trzeciorzędowych na tle głównych cieków drenujących.

Fig. 3. Hypsometric position of groundwater table in Cretaceous and Tertiary strata (borehole data) at the background of major draining streams.

są połączone hydraulicznie. Warstwy izolujące występują lokalnie, głównie w utworach trzeciorzędowych i napinają tylko nieznacznie zwierciadło wód podziemnych. Warunki przepływu wód są korzystne, a współczynnik filtracji zawarty jest w granicach $0,1-400 \text{ m} \cdot (24 \text{ h})^{-1}$ (ryc. 4).

Na wielkości te pragniemy zwrócić szczególną uwagę, gdyż mają one znaczącą rolę w procesie modelowania. Ok. bowiem 50% wartości współczynnika filtracji w granicach $10-400 \text{ m}/24 \text{ h}^{-1}$ oznacza warstwę wodonośną jako dobrze przepuszczalną (wg klasyfikacji Z. Pazdry, 1977). Ale tylko ok. 12% współczynnika filtracji ma wartość $100-400 \text{ m}/24 \text{ h}^{-1}$. Dlatego dla potrzeb modelowania wynika konieczność wyznaczania średniego współczynnika filtracji dla całego masywu wodonośnego Roz-



Ryc. 4. Krzywe sumowania współczynnika filtracji w utworach trzeciorzędowych i kredowych.

Fig. 4. Curves of sums of percolation coefficients for Tertiary and Cretaceous strata.

tocza, co jak wykazał przebieg modelowania nie było sprawą prostą ani łatwą.

Do rozwiązania problemu określenia zasilania naturalnego wód podziemnych rejonu Roztocza Zachodniego zastosowano sposób modelowania procesu filtracji wykorzystując metodę analogii elektrohydrodynamicznej AEHD z użyciem wanny elektrolitycznej. Wybór tej metody podyktowany został cechami charakterystycznymi modelowanego procesu, a mianowicie:

1. Kształt powierzchni piezometrycznej połączonych poziomów wodonośnych (kredowego i neogeńskiego), stanowiących przedmiot badań przede wszystkim zdeterminowany jest układem licznych cieków o nieregularnym przebiegu. Ze względu na to, iż powierzchnia ta stanowi element podstawowy badanego systemu wykorzystana metoda powinna umożliwić wierne odwzorowanie przebiegu cieków. Przyjęty zaś sposób modelowania spełnia warunek ten w zupełności.

2. Podstawowe informacje określające stan hydrodynamiczny badanego obszaru (wielkości przepływu w rzeckach, powierzchnia piezometryczna), dostępne w modelu warunków hydrogeologicznych, dotyczą stanu przeciętnego, stąd też badany proces filtracji można było potraktować jako stacjonarny, tzn. nie zmieniający się w cza-

sie. Także ze względu na tę cechę metoda analogii elektrohydrodynamicznej z użyciem wanny elektrolitycznej jest odpowiednim sposobem.

3. Ze względu na to, iż poziome rozmiary pola filtracji objętego badaniami (65 × 27 km) przewyższają jego rozprzestrzenienie pionowe (przeciętnie wynoszące 110 m) zachodzący w nim proces filtracji można potraktować w planie jako płaski. Odpowiada to również zasadom modelowania metodą AEHD.

Metoda analogii elektrohydrodynamicznej polega na wykorzystaniu podobieństwa matematycznego modelu dwu

zjawisk: filtracji wody oraz przepływu prądu elektrycznego przez przewodnik. W przypadku zastosowania wanny elektrolitycznej przewodnikiem jest elektrolit. Obserwując stan pola elektrycznego, mierzalnego w warunkach laboratoryjnych, wnioskować można o zjawiskach zachodzących w modelowym polu filtracji. Modelowanie procesów filtracji za pomocą metody AEHD z wykorzystaniem wanny elektrolitycznej było przedmiotem wielu opracowań, tam też można znaleźć szczegółowe jej omówienie.

Wyjaśnienia wymaga jednak modelowanie zasilania poziomu wodonośnego poprzez infiltrację. Sprowadza się ono do zasilania analogowego pola elektrycznego ekwiwalentnym natężeniem prądu. Dla płaskich i ciągłych modeli AEHD odwzorowanie infiltracji w sposób ciągły jest utrudnione ze względu na zniekształcenia przewodności modelu, jakie musiałyby w tym przypadku zaistnieć. Aby tę przeszkodę ominąć modeluje się infiltrację w sposób dyskretny. Polega to na podzieleniu modelowanego obszaru na wieloboki, w których centrum umieszcza się elektrody. Elektrodom tym przypisuje się całą wielkość wód infiltracyjnych przypadającą na powierzchnię danego wieloboku. Wielkość tę przelicza się na ekwiwalentny prąd elektryczny, którego natężenie określa wzór [1]:

$$J_{wi} = \frac{F_1 \cdot W}{\alpha_Q} \quad [1]$$

gdzie:

$$\alpha_Q - \text{skala wydatków} \quad \frac{m^3}{dA} = \frac{Q}{J}$$

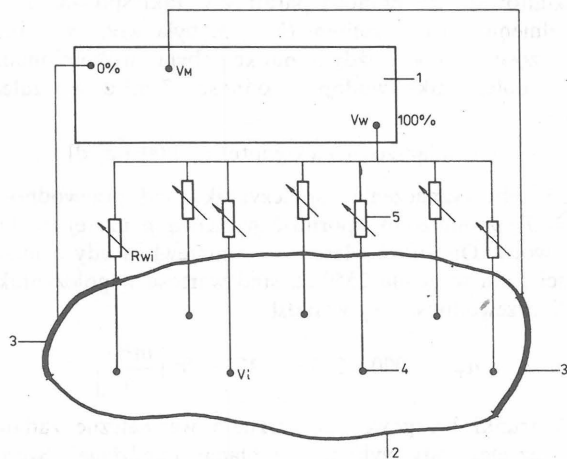
F_1 – część powierzchni zasilania przypadająca na jedną elektrodę (m^2),

J – natężenie prądu w amperach,

W – współczynnik infiltracji miarodajnej [$m^3/d/m^2$] jako wielkość szukana,

d – doba.

Głównym celem modelu było rozwiązanie zadania odwrotnego. polegającego na znalezieniu nieznanych war-

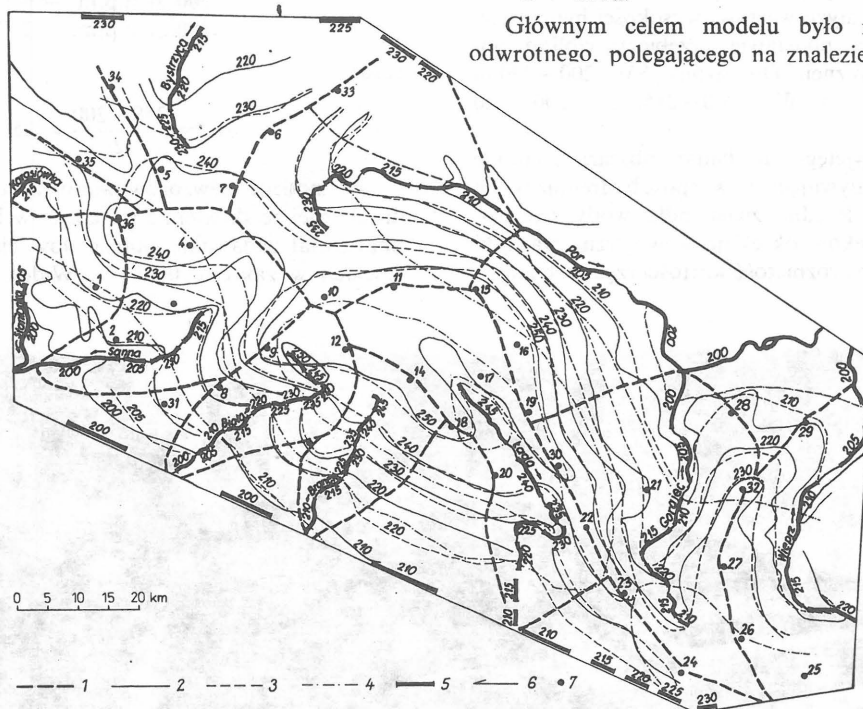


Ryc. 5. Schemat odwzorowania zasilania infiltracyjnego w ciągłym modelu AEHD.

1 – dzielnik napięć, 2 – model obszaru filtracji, 3 – elektrody symulujące warunki brzegowe, 4 – elektrody infiltracyjne, 5 – oporniki.

Fig. 5. Scheme of reconstruction of percolation supply in a continuous AEHD model.

1 – current distributor, 2 – model of percolation area, 3 – electrodes simulating marginal conditions, 4 – percolation electrodes, 5 – resistances.



Ryc. 6. Mapa powierzchni piezometrycznej z elementami modelu. 1 – dział wód podziemnych, 2 – izoliny rzeczywistej powierzchni piezometrycznej, 3 – izoliny powierzchni piezometrycznej z badań I etapu, 4 – izoliny powierzchni piezometrycznej z badań II etapu, 5 – elektrody modelujące i warunki brzegowe I rodzaju, 6 – wartość wysokości hydraulicznej m npm, 7 – elektrody infiltracyjne.

Fig. 6. Map of piezometric surface with elements of the model. 1 – ground water divide, 2 – isolines of real piezometric surface, 3 – isolines of piezometric surface as established at 1st stage of studies, 4 – isolines of piezometric surface as established at II stage of studies, 5 – modelling electrodes and marginal conditions of the first type, 6 – values of hydraulic height in m a.s.l., 7 – percolation electrodes.

tości natężenie prądu infiltracji J_{wi} przy znanym rozkładzie potencjałów V_i . Rozwiązanie otrzymuje się poprzez taki dobór wartości prądów infiltracji, aby możliwe było otrzymanie w wybranych punktach modelu wartości potencjałów V_i odpowiadających rzeczywistości. Zadane w tym stanie pola elektrycznego wartości prądu J_{wi} , płynącego przez elektrody infiltracji, są podstawą do określania poszukiwanej wielkości infiltracji miarodajnej W . Dobór prądów J_{wi} w poszczególnych elektrodach następuje metodą kolejnych przybliżeń, poprzez zmianę wartości oporów wstawianych w obwód (ryc. 5).

Zgodnie z modelem warunków hydrogeologicznych oraz możliwościami zastosowanej metody opracowano schemat obliczeniowy modelowanego obszaru. Ze względu na więź hydrauliczną, występującą między kredowym a neogeńskim poziomem wodonośnym, potraktowano ją łącznie jako jeden wspólny poziom, o sumarycznej wartości współczynnika wodoprzewodności. Miąższość tak przyjętego poziomu wodonośnego określono jako różnicę między wysokością strefy granicznej albu i cenomanu, a wysokością wspólnego zwierciadła wód kredowych oraz trzeciorzędowych. Współczynnik filtracji wyznaczono jako średni dla całego obszaru filtracji, na podstawie danych zawartych w opracowaniu (2).

Parametry te posłużyły do określania wielkości współczynnika wodoprzewodności. Jego wartości zawierają się w granicach $4000 - 11\,000 \frac{m^2}{d}$.

Granice obszaru badań modelowych ustalono od S i SW wzdłuż uskoku brzeźnego Rostocza Zachodniego, od E na linii rzeki Wieprz, zaś od NE na linii rzeki Por. Na N granica przechodzi przez miejscowości Zakrzówek i Kraśnik, natomiast zachodni brzeg obszaru wyznacza linia przechodząca wzdłuż rzeki Stanianka, przecinająca rzekę Karasiówkę w górnym jej biegu (ryc. 6).

Na tak wyznaczonych granicach przyjęto warunki brzegowe w postaci stałych wartości wysokości hydraulicznych określonych na podstawie przebiegu izolinii powierzchni piezometrycznej. Od strony SW 200–230 m n.p.m., N – 200–230 m, W – 200–215, E – 200–220 (dolina Wieprza).

W granicach przyjętego do badań obszaru znajduje się 11 cieków oddziaływujących w sposób drenujący na poziom wodonośny. Rzędne zwierciadła wody rejestrowane wzdłuż tych cieków określają wewnętrzne warunki brzegowe. Maksymalna rozpiętość wartości rzędnych zwier-

ciadła wody konieczna do odwzorowania w modelu zawiera się w przedziale 200–250 m n.p.m. Przyjęto również, iż cała powierzchnia modelowanego pola filtracji zasilana jest poprzez infiltrację, której nieznaną wielkość jest przedmiotem badań. Przyjęcie tej metody wydaje się najbardziej właściwe do wyznaczania miarodajnej infiltracji w warunkach modelowania regionalnego.

Przedstawiony powyżej schemat obliczeniowy był podstawą budowy elektrycznego modelu analogowego. Obszar filtracji określony w schemacie odwzorowano w wannie elektrolitycznej w skali 1:50 000 (ryc. 7). Dno wanny ukształtowano za pomocą parafiny w taki sposób, iż po napełnieniu jej elektrolitem (którym była woda z kranu) miąższość jego w każdym punkcie była proporcjonalna do współczynnika wodoprzewodności $T m^2/d$ wg zależności:

$$1 \text{ cm miąższości elektrolitu} = 1000 [m^2/d]$$

W celu wyznaczenia współczynnika skali przewodności $a_T = T \cdot \rho$ mierzono oporność właściwą ρ użytej do badań wody. Oporność właściwa ρ warstewki wody o miąższości 1 cm wynosiła 2550 Ω , stąd wartość współczynnika skali przewodności a_T wyniosła:

$$a_T = 1000 \times 2550 = 255 \cdot 10^4 \left[\frac{m^2 \Omega}{d} \right]$$

Warunki brzegowe zewnętrzne i wewnętrzne zadano poprzez elektrody wykonane z blachy miedzianej. Szerokość oraz rozstęp elektrod modelujących rzeki uzależniony był od wielkości spadku hydraulicznego dla poszczególnych rzek. Elektrody zasilano prądem o potencjale odpowiadającym wysokośćiom hydraulicznym z uwzględnieniem skali. Dla określenia wielkości współczynnika skali potencjałów $a_H = \frac{\Delta H}{\Delta V}$ przyjęto następujące zależności:

$$\begin{aligned} 200 \text{ m n.p.m.} &- 0 [V] \\ 250 \text{ m n.p.m.} &- 2 [V] \end{aligned}$$

stąd:

$$a_H = \frac{250 - 200}{2} = 25 \frac{m}{V}$$

W modelu odwzorowywano wartości wysokości hydraulicznej ze skokiem 5 m. Użyty w badaniach generator umożliwiał zadawanie potencjałów elektrycznych o wartościach w zakresie 0–30 V. Widok ogólny całego sta-



Ryc. 7. Stanowisko badawcze modelu.

1 – wanna elektrolityczna, 2 – analog AEHD.

Fig. 7. Apparature used in modelling.

1 – electrolytic tub, 2 – AEHD analog.

nowiska badawczego oraz modelu przedstawia ryc. 7, a schemat rozmieszczenia elektrod modelujących warunki brzegowe zewnętrzne i wewnętrzne przedstawia ryc. 5.

PRZEBIEG BADAŃ

Po zasilaniu przygotowanego modelu prądem elektrycznym dokonano pomiaru wielkości potencjałów elektrycznych w elektrolicie. Potencjały te wraz z odpowiadającym im współczynnikiem skali a_H posłużyły do wyznaczenia izoliny wysokości hydraulicznej w modelowanym obszarze (ryc. 6). Izolinie te wyznaczają powierzchnię określającą stan równowagi minimalnej energii potencjalnej wody podziemnej w tym obszarze, zdeterminowaną rzędnymi zwierciadła wody w rzekach z pominięciem udziału infiltracji. Porównanie kształtu oraz wysokości położenia powierzchni piezometrycznej uzyskanej w modelu z istniejącą w tym obszarze wskazuje, iż na rozkład rzeczywistych wielkości ciśnień piezometrycznych ma duży wpływ infiltracja.

Wpływ ten szczególnie wyraźnie zaznacza się w centralnych partiach modelowanego obszaru (rejon wysokościowy), gdzie różnice między ciśnieniami piezometrycznymi rejestrowanymi w modelu a rzeczywistymi mierzonymi w terenie spowodowane nieuwzględnieniem infiltracji, dochodzą miejscami do 30 m. Jedyny obszar znajdujący się między odcinkami dolnego biegu rzek Branwi i Łady charakteryzuje się podobnym przebiegiem izoliny powierzchni piezometrycznej uzyskanej w wyniku modelowania z izoliniami powierzchni wyznaczonej metodami kameralnymi. Wskazuje to na brak zasilania przez infiltrację w jednym i drugim przypadku.

W celu ilościowego określenia wpływu infiltracji na stan rejestrowanej na obszarze Rostocza Zachodniego powierzchni piezometrycznej rozszerzono badania uwzględniające infiltrację. W elektrolicie rozmieszczono w regularnej siatce 5 km × 5 km elektrody wykonane z drutu miedzianego o średnicy $d = 2,5$ mm. Elektrody te zasilano prądem o potencjale 25 V poprzez oporniki o regulowanych wartościach oporów. Regulując oporności doprowadzono powierzchnię potencjału pola elektrycznego do zgodności z powierzchnią piezometryczną badanego pola filtracji. W trakcie tego postępowania eliminowano te elektrody, które nie miały żadnego wpływu na wymagany rozkład potencjałów. Ostateczne rozmieszczenie elektrod zapewniających dostateczną zgodność powierzchni potencjałów elektrycznych i hydraulicznych przedstawia ryc. 5. W tak skonstruowanym modelu zmierzono wartości natężenia prądu płynącego przez elektrody modelujące rzeki, warunki brzegowe zewnętrzne oraz przez elektrody infiltracji.

Analizując sumy wartości natężenia prądu dla poszczególnych grup elektrod zauważyć można, iż natężenie prądu w elektrodach infiltracji równe jest natężeniu prądu w elektrodach modelujących rzeki oraz zewnętrzne warunki brzegowe. Wynika stąd, iż wszystkie rzeki ujęte w modelu mają charakter drenujący. Potwierdza to wniosek J. Malinowskiego (2) o drenującej roli rzek Rostocza Zachodniego. W celu przeliczenia wartości natężenia prądu na odpowiadające im wielkości przepływu wód podziemnych wyznaczono współczynnik skali wydatku a_Q .

$$a_Q = 255 \cdot 10^4 \left[\frac{\text{m}^2 \Omega}{d} \right] \times 25 \left[\frac{\text{m}}{\text{V}} \right] = 6375 \cdot 10^4 \left[\frac{\text{m}^3}{dA} \right]$$

Z problemem określenia zróżnicowania wielkości infiltracji w modelowanym obszarze wiąże się konieczność rozdziału wielkości natężenia prądu infiltracji na odpo-

wiadające im powierzchnie wpływu. Ze względu na drenujący charakter modelowanych rzek rozdział wielkości prądu infiltracji określony jest poprzez zmierzone wartości natężenia prądu dla poszczególnych rzek. Natomiast wielkość odpowiadających im stref wpływu wyznaczają działy wód podziemnych każdej z rzek wyznaczone na podstawie powierzchni piezometrycznych uzyskanych w wyniku modelowania. Powierzchnie odpowiadających im zlewni i wielkości przepływów wraz z obliczonymi na tej podstawie wielkościami infiltracji przedstawia tabela I.

Tabela I

Nazwa rzeki	Natężenie prądu w mA	Q przepływ modelowy m ³ /d	Powierzchnia zlewni km ²	Infiltracja miarodajna mm/rok
Gorajec	57,44	3 661 800	174,2	7670
Łada	39,69	2 530 230	140,6	6560
Branew	11,18	712 720	63,3	4100
Biała	15,25	972 180	73,4	4830
Sanna	12,56	800 700	129,6	2250
Karasiówka	1,67	106 460	21,8	1790
Por	55,15	3 515 800	306,9	4180

Uzyskane z badań modelowych wielkości infiltracji są bardzo wysokie, wielokrotnie przewyższają średnią wielkość opadów (720 mm) występujących na tym obszarze. Zdecydowano więc przeprowadzić korektę modelu, polegającą na zmianie wodoprzewodności modelowanego obszaru.

Korekta modelu. W celu określenia wielkości współczynnika filtracji na podstawie próbnym pompowań przyjęto w pracy (3) schemat obliczeniowy zakładający miąższość poziomu wodonośnego wynikającą z położenia lokalnej bazy dna poszczególnych rzek. Miąższość ta zawiera się w granicach 60–120 m jako różnica między maksymalnym położeniem zwierciadła wód podziemnych (powierzchnią piezometryczną) a lokalną bazą dna. Wartości te odpowiadają względnej miąższości strefy saturacji. Przy przyjęciu średniego współczynnika filtracji w wysokości 10 [m/d] oraz powyżej określonej miąższości poziomu wodonośnego jego współczynnik wodoprzewodności waha się w granicach 600–1200 m²/d. Są to wartości średnio 8,4 razy mniejsze od pierwotnie przyjętych w modelu przy założeniu spągu poziomu wodonośnego na granicy albu i cenomanu, co odpowiada miąższości ok. 500 m. Ponieważ rozprzestrzenienie pionowe lokalnych baz dna odpowiada proporcjonalnie położeniu przyjętej w modelu analogowym powierzchni spągu kredowego poziomu wodonośnego na granicy albu cenomanu postanowiono dokonać korekty wodoprzewodności modelu poprzez zmianę współczynnika skali przewodności a_T . Przyjęto iż:

$$1 \text{ cm miąższości elektrolitu} = \frac{1000 \text{ [m}^2/\text{d}]}{8,4}$$

stąd poprawiona wartość współczynnika skali przewodności wynosi

$$a_T = 3036 \cdot 10^2 \left[\frac{\text{m}^2 \Omega}{d} \right]$$

Proporcjonalnej zmianie uległa także wartość współczynnika skali wydatku a_Q oraz w konsekwencji tego wielkość infiltracji obliczonej na podstawie pomierzonych w modelu natężeń prądu. Poprawiony więc współczynnik skali wydatku wynosi:

$$a_Q = 7589 \cdot 10^3 \left[\frac{m^3}{dA} \right]$$

Obliczone dla skorygowanego modelu wartości przepływów oraz infiltracji przedstawia tabela II, przy czym podane w niej wartości infiltracji wyznaczone drogą modelowania są w przewadze nadal zawyżone i zbieżne tylko dla zlewni Sanny i Karasiówki. Zestawienie porównawcze zasilania i przepływu uzyskane metodą modelowania i rachunku bilansowego przedstawiono w tabeli III.

Wyniki są porównywalne i można uznać, iż modelowanie jako metoda kontrolna potwierdziła w tym przypadku obliczenia bilansowe. Nie uzyskano natomiast zbieżności w pozostałych zlewniach, pomimo że przeprowadzona korekta modelu zbliżyła w znacznym stopniu wartości infiltracji do realnych bardziej wymiarów, to jednak wyniki dla pięciu zlewni odbiegają jeszcze od rzeczywistych, których rząd wielkości określony został wyliczeniami bilansowymi. Nie chodzi oczywiście o to, aby metodą kolejnego przybliżenia taką zgodność uzyskać, ale o wyjaśnienie dlaczego tak duże rozbieżności powstały mimo korekty modelu.

Złożyły się na to trzy przyczyny. Pierwsza to nieuwzględnienie przestrzennego przepływu wód podziemnych, zwłaszcza w pobliżu cieków, ze względu na przyjęte założenia modelu płaskiego. Drugą było nieuwzględnienie dyskretnych zmian w lokalnej bazie drenażu, szczególnie samego cieku wodnego, wynikiem czego było zawyżenie miąższości warstwy zawodnionej w tych miejscach. Trzecią natomiast było przyjęcie jednakowej wartości współczynnika filtracji, która nie może być miarodajna i reprezentatywna dla całego masywu filtracyjnego Roztocza. Frekwencja tej wartości w całym zbiorze danych wynosi jak wynika z ryc. 4 ok. 10%. Trzeba przy tym mieć na względzie, iż obliczona wartość współczynnika filtracji jest miarodajna dla punktu pomiaru, a więc miąższości warstwy zawodnionej odpowiadającej długości czynnej części filtra, czyli rzędu 10 m, gdy tymczasem wartość tę odniesiono na całą miąższość warstwy zawodnionej. Chodzi więc o to, aby dla całej zawodnionej części profilu, zmieniającej się w granicach 60–120 m, znaleźć wartość miarodajną, co praktycznie jest niemożliwe. Już obecnie mamy wystarczającą ilość danych, aby stwierdzić, że wartość współczynnika filtracji zmienia się nie tylko w profilu pionowym, ale również horyzontalnie. Wyróżniają się pod tym względem strefy wododziałowe jako mniej zaangażowane tektonicznie. Biorąc pod uwagę, że na modelowany obszar Roztocza przypada obecnie jeden współczynnik filtracji na 10 km², to dokładność modelu nie mogła być duża.

Niewątpliwie jest, że obszar jednej nawet małej zlewni o szczelinowym systemie krążenia wód podziemnych charakteryzuje się zmiennymi parametrami filtracji między strefą zasilania a drenażu. W strefie wododziałowej są one na ogół niższe od strefy drenażu. A więc w obrębie dorzecza zmienia się wodoprzewodność bardzo istotnie,

Tabela II

Nazwa rzeki	Nateżenie prądu w mA	Q przepływ modelowy m ³ /d	Powierzchnia zlewni km ²	Infiltracja miarodajna mm/rok
Gorajec	57,44	435 912	174,2	913
Łada	39,69	301 207	140,6	781
Branew	11,18	84 845	63,3	489
Biała	15,25	115 732	73,4	575
Sanna	12,56	95 317	129,6	268
Karasiówka	1,67	12 673	21,8	212
Por	55,15	418 533	306,9	497

Tabela III
PORÓWNAWCZE ZESTAWIENIE PARAMETRÓW ZASILANIA I PRZEPIYWU ZLEWNI SANNY I KARASIÓWKI OTRZYMANÝCH METODĄ MODELOWĄ I RACHUNKU BILANSOWEGO

Parametry zasilania i przepływu	Sanna		Karasiówka	
	metoda modelowa 129,6 km ²	metoda bilansu 133 km ²	metoda modelowa 21,8 km ²	metoda bilansu 37,1 km ²
Infiltracja w mm	268	264,2	212	227
Przepływ dynamiczny w m ³ /24 h	95 317	92 188	12 673	21 458*
moduł odpływu podziemnego l/s/km ²	8,5	8,0	6,6	6,7

*Różnica wynika z mniejszej powierzchni zlewni przyjętej do modelowania o 15 km².

co oczywiście powinno się odpowiednio uwidocznic w wynikach modelowania.

Z przedstawionego procesu modelowania i otrzymanych wyników można wyprowadzić następujące wnioski:

1. Modelowanie procesów hydrodynamicznych w utworach o szczelinowym systemie krążenia w skali regionalnej wymaga rozpoznania własności filtracyjnych szczelinowatego masywu zarówno w profilu pionowym, jak i przestrzennie, z dokładnością co najmniej jednej wartości miarodajnej na 5 km². W przypadku więc Roztocza tych wartości powinno być około 200, a więc dwa razy więcej niż obecnie, przy czym wartości statystycznych powinno być znacznie więcej (ok. 600 przyjmując, iż wartość miarodajną powinno się uzyskać przynajmniej z trzech punktów).

2. Wyznaczanie miąższości warstwy wodonośnej należy ustalać nie na podstawie zasięgu głębokości wód słodkich, ale w sposób powyżej podany, tzn. jako różnicę między rzędną bazy drenażu a rzędną maksymalnego położenia zwierciadła wód podziemnych, czyli w granicach względnej miąższości strefy saturacji.

3. Przeprowadzone badania modelowe w zakresie wielkości zasilania naturalnego należy traktować jako szukanie dróg do ustalenia najbardziej właściwych metod w konstrukcji modeli regionalnych w warunkach szczelinowego systemu krążenia wód podziemnych. W metodyce kolejnych rozwiązań wymagane jest uwzględnienie przestrzennego charakteru ruchu wód. Najwłaściwsze jest zastosowanie modelu przestrzennego przy dużym zakresie badań modelowych profili pionowych wykonanych równoległe do linii prądu.

LITERATURA

- COBPGO – Zakres zastosowania metody AEHD dla prognozy hydrogeologicznej przebiegu odwodnienia złóż. Wrocław 1969.
- Malinowski J. – Hydrogeologia Roztocza Zachodniego. Pr. Hydrogeol. Ser. spec. Inst. Geol. 1974.
- Malinowski J., Owczarczyk J., Stenzel P. – Opracowywanie map powierzchni zwierciadła wód podziemnych przy zastosowaniu elektronicznej techniki obliczeniowej. Pr. Geol. 1978 nr 6.
- Szestakow W.M. – Teoreticzeskije osnovy ocenki podpora, wodoponizienija i drenażu. Moskwa 1965.
- Szymanko J. – Koncepcja systemu wodonośnego i metod odwzorowania. Wyd. Geol. 1980.

S U M M A R Y

The paper presents results of hydrogeological modelling of the area of western Roztocze, carried out with the use of electrohydrodynamic analogy method. The area is characterized by groundwater circulation system of the fissure type and the zone of saturation extending down to the depth of 500 m. In the studies there were accepted assumptions of flat model. However, the data obtained after taking measurements appeared to be overestimations as aquifer in complete section of the Cretaceous was assumed to be about 500 m thick and its permeability, therefore, overestimated. This made it necessary to introduce some corrections to the model: water-saturated layer was assumed to vary from 60 to 120 m in thickness and its mean percolation coefficient as equal 10 m (24 h)^{-1} . Results of the second series of measurements appeared only partially coherent as the bulk of them remained too high. However, the corrections introduced to the model showed the reasons of differences in the obtained results. The major reason of the differences was found to be connected with too schematic reconstruction of hydrogeological conditions.

Р Е З Ю М Е

В статье представлены результаты гидрогеологического моделирования методом электрогидродинамической аналогии, проведенного на территории западного Розточа. Здесь наблюдается трещинная система циркуляции подземных вод, а дальность заводнения достигает 500 м. Приняты основные положения плоской модели. После проведения измерений были получены слишком высокие результаты, из-за принятия мощности водоносного горизонта в полном разрезе мелового горизонта, равной 500 м, а тем самым — слишком высокой водопроницаемости. Возникла необходимость корректуры модели и принятия мощности водоносного пласта в пределах 60—120 м при среднем коэффициенте фильтрации 10 м (24 ч)^{-1} . Результаты второй серии измерений оказались только частично сходными, но в большинстве слишком высокими. Корректурa модели выказала причины расхождения результатов; самой важной причиной является слишком большая схематизация гидрогеологических условий.