

## Zagadnienie parametryzacji hydrogeologicznej regionalnych modeli ustalonego przepływu wód podziemnych

Lech Śmietanski<sup>1</sup>, Sławomir Filar<sup>1</sup>, Grzegorz Olesiuk<sup>1</sup>, Agnieszka Piasecka<sup>1</sup>, Aneta Tokarska<sup>1</sup>

A problem of the hydrogeological parametrization of the regional steady-state groundwater flow models. *Prz. Geol.*, 63: 1105–1110.

*Abstract.* The paper presents two already used in practice ways of the hydrogeological parametrization of the regional groundwater flow models. One way is the use of the hydraulic transmissivity resulting in the construction of the authors called "T" models for use in the groundwater resources quantitative assessments. The second way is the use of the hydraulic conductivity  $k$  to construct what the authors call the "k" models used for the evaluation of the Main Groundwater Reservoirs protection zones. The authors also present their attitude to the randomization of the hydrogeological parameters.

**Keywords:** hydrogeological parametrization, hydraulic transmissivity, hydraulic conductivity, groundwater flow model

Ustalanie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych w obszarach bilansowych oraz wyznaczanie stref ochronnych Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) to największe aktualnie prace hydrogeologiczne prowadzone w Polsce przez państwową służbę hydrogeologiczną. Wykonanie tych prac wymaga budowy regionalnych modeli ustalonego przepływu wód podziemnych. Parametryzacja hydrogeologiczna modeli jest istotnym elementem w procesie ich budowy.

Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych są częścią regionalnego przepływu wód podziemnych, do obliczenia którego są budowane w ostatnich latach modele parametryzowane najczęściej współczynnikiem filtracji  $k$ , rzadziej natomiast przewodnością hydrauliczną  $T$ . Z kolei do wyznaczenia stref ochronnych GZWP jest konieczne obliczenie prędkości przepływu wód podziemnych, co umożliwia modele parametryzowane współczynnikiem filtracji  $k$ .

Autorzy chcą pokazać, że komplikacja struktury modelu jest konsekwencją sposobu jego parametryzacji. Autorzy proponują też, ilustrowaną przykładem, prostą metodę wyrażenia zmienności parametru hydrogeologicznego na określonym obszarze poprzez nadanie temu parametrowi sensu zmiennej losowej.

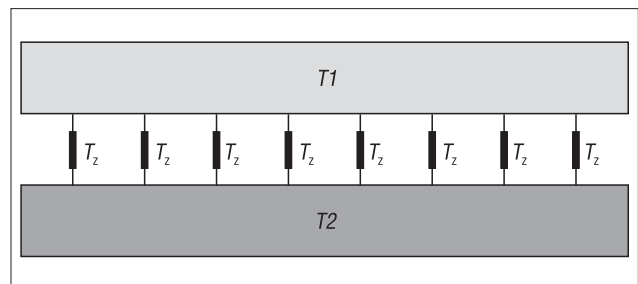
### MODELE PARAMETRYZOWANE PRZEWODNOŚCIĄ HYDRAULICZNĄ $T$

Modele takie, nazwane przez autorów modelami „T”, są od kilkadziesiąt już lat narzędziem służącym do prowadzenia regionalnych badań hydrogeologicznych w Polsce. Przykładem powstałych w naszym kraju programów komputerowych stosowanych do budowy takich modeli są ANPLA (Michalak, 1983) i HYDRYLIB (Szymanko, 1982). Warstwami obliczeniowymi modelu „T” są tylko warstwy przepuszczalne opisane przewodnością poziomą  $T$ . Dla tych warstw jest obliczany rozkład wysokości naporu hydraulicznego. Słaboprzepuszczalne warstwy rozdzielające, odwzorowane przewodnością pionową  $T_z$ , nie są warstwami obliczeniowymi (ryc. 1). Stosując te programy użytkownik definiuje bezpośrednio wartości  $T$  i  $T_z$ , co jest bardzo istotne w procesie kalibracji modeli „T”.

Warstwy słaboprzepuszczalne rozdzielające, pełnią w modelach „T” jedynie rolę oporów hydraulicznych, sterujących wymianą wody pomiędzy warstwami przepuszczalnymi.

Odwzorowanie na wielowarstwowym modelu regionalnym warstw słaboprzepuszczalnych, jako przewodności pionowej  $T_z$ , znacząco skraca i stabilizuje proces obliczeniowy w porównaniu do sytuacji, w której warstwy te byłyby odwzorowane tak samo jak warstwy przepuszczalne.

Począwszy od lat 90. XX wieku coraz większą popularność, w środowisku hydrogeologów w Polsce, zaczął zdobywać opracowany przez amerykańską służbę geologiczną program MODFLOW. Program ten, umieszczony w różnych komercyjnych środowiskach graficznych, stał się obecnie w kraju głównym narzędziem do budowy modeli przepływu wód podziemnych, w tym modeli regionalnych. Należy zaznaczyć, że program MODFLOW został zaprojektowany jako narzędzie do symulacji ujęć wód podziemnych, a nie do badań regionalnych. Tym nie mniej, pierwsze dwie wersje tego programu, tj. MODFLOW 88 (McDonald & Harbaugh, 1988) i MODFLOW 96 (Harbaugh & McDonald, 1996) pozwalały operować przewodnością hydrauliczną  $T$  warstw przepuszczalnych oraz



**Ryc. 1.** Model „T”.  $T1$  i  $T2$  – przewodność warstw przepuszczalnych,  $T_z$  – przewodność pionowa rozdzielającej warstwy słaboprzepuszczalnej

**Fig. 1.** The “T” model.  $T1$  i  $T2$  – transmissivity of permeable layers,  $T_z$  – vertical transmissivity of the separating semipermeable layer

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; lech.smietanski@pgi.gov.pl, slawomir.filar@pgi.gov.pl, grzegorz.olesiuk@pgi.gov.pl, agnieszka.piasecka@pgi.gov.pl, aneta.tokarska@pgi.gov.pl.

przewodnością pionową  $T_z$  warstw słaboprzepuszczalnych. Stosując te wersje możliwe jest budowanie modeli regionalnych typu „T”, tak samo jak przy użyciu wspomnianych krajowych systemów programowych. Autorzy zalecają stosowanie modeli „T” do ilościowej oceny zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych.

### MODELE PARAMETRYZOWANE WSPÓŁCZYNNIKIEM FILTRACJI K

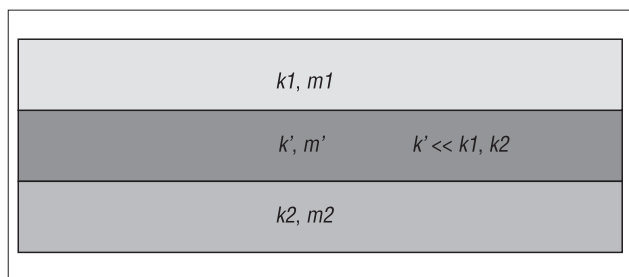
Przełom wieków przyniósł istotną zmianę w postaci programu MODFLOW 2000 (Harbaugh i in., 2000). Autorzy tej wersji zrezygnowali z możliwości operowania parametrami  $T$  i  $T_z$ , zastępując je geometryzacją warstw w postaci powierzchni stropowych i spągowych, oraz wprowadzając współczynnik filtracji  $k$  jako parametr modelu (ryc. 2). Tym samym warstwom słaboprzepuszczalnym nadano obligatoryjny status warstw modelu. Model taki autorzy nazywają modelem „k”. Stosując ten program użytkownik wprowadza do modelu wartości współczynnika filtracji.

Program MODFLOW 2000 oblicza miąższość warstwy i mnoży przez wartość współczynnika filtracji, co daje wartość przewodności hydraulicznej  $T$ . Wartość przewodności  $T$ , obliczona wewnętrznie, jest następnie daną wejściową do obliczenia położenia zwierciadła wody w danej warstwie. Użytkownik nie wie, w takiej sytuacji z jakimi wartościami przewodności ma do czynienia. A przecież przewodność hydrauliczna jest parametrem bezpośrednio wpływającym, przy danych warunków brzegowych, na rezultat obliczeń. Z wartości przewodności jest zbudowana macierz układu równań, którego rozwiązanie jest wynikiem obliczeń modelowych. To powoduje, że kalibracja modeli „k” wymaga na ogół znacznie większego nakładu pracy niż kalibracja modeli „T”, szczególnie gdy miąższości warstw charakteryzują się dużą zmiennością.

Pomimo przedstawionych trudności w budowie modeli „k”, są one jedynym narzędziem do obliczania prędkości przepływu wód podziemnych, na podstawie której jest wyznaczany, np. zasięg strefy ochronnej GZWP. Autorzy nie zalecają stosowania modeli „k” do ilościowej oceny zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych.

### SENS WARTOŚCI PARAMETRÓW MODELU

Określenia wartości parametrów dokonuje się w procesie kalibracji modelu dopasowując, w sensie przyjętego



**Ryc. 2.** Model „k”.  $k_1, k_2, m_1, m_2$  – współczynniki filtracji i miąższości warstw przepuszczalnych;  $k', m'$  – współczynnik filtracji i miąższość rozdzielającej warstwy słaboprzepuszczalnej

**Fig. 2.** The “k” model.  $k_1, k_2, m_1, m_2$  – hydraulic conductivity and thickness values of the permeable layers;  $k', m'$  – hydraulic conductivity and thickness values of the separating semipermeable layer

**Ryc. 3.** Obszar modelu. Rozpiętość obszaru: W–E 62,5 km i N–S 55,9 km

**Fig. 3.** The model area. The area extent: W–E 62,5 km and N–S 55,9 km

kryterium, jego działanie do funkcjonowania rzeczywistego systemu hydrogeologicznego.

Wynikiem kalibracji, np. modelu „T” jest rozkład wartości parametrów  $T$  i  $T_z$  w postaci klas przypisanych do określonych podobszarów modelu. Każdy podobszar ma wtedy przypisaną określoną stałą wartość parametru. Takie klasy autorzy nazywają klasami deterministycznymi.

W rzeczywistości, we fragmencie środowiska wód podziemnych reprezentowanym przez dany podobszar modelu „T”, zawsze mamy do czynienia ze zmiennością wartości tych parametrów. W takiej sytuacji można widzieć wartość danej klasy jako średnią dla określonego zakresu wartości. Zakres wartości, zdaniem autorów, jest w tym przypadku zdecydowanie lepszą w sensie przyrodniczym reprezentacją danej klasy niż pojedyncza wartość. Przypisanie do poszczególnych bloków modelu, należących do danej klasy, wartości z określonego zakresu można dokończyć traktując przewodność  $T$  jako zmienną losową o zdefiniowanym rozkładzie gęstości prawdopodobieństwa. Takie klasy autorzy nazywają klasami losowymi.

Analogicznie można przypisać sens deterministyczny lub sens losowy wartościom współczynnika filtracji w modelach „k”.

Na przykładzie modelu przepływu wód podziemnych, w rejonie złoża węgla brunatnego „Złoczew”, autorzy przedstawiają wynik kalibracji w postaci deterministycznych klas przewodności  $T$ , którym następnie nadają sens klas losowych. Przedstawiona jest także różnica między zwierciadłami wody, obliczonymi przez model parametryzowany deterministycznie i model parametryzowany losowo.

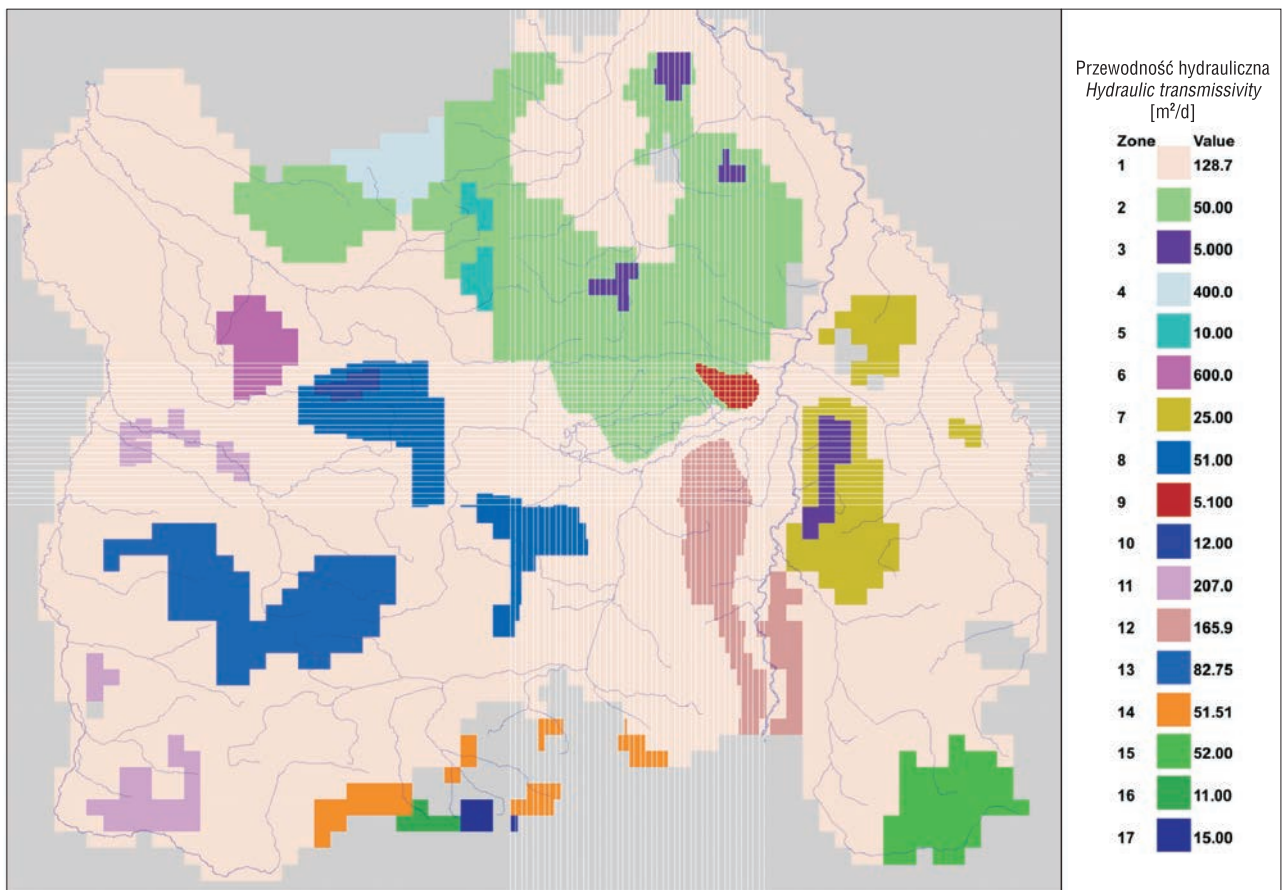
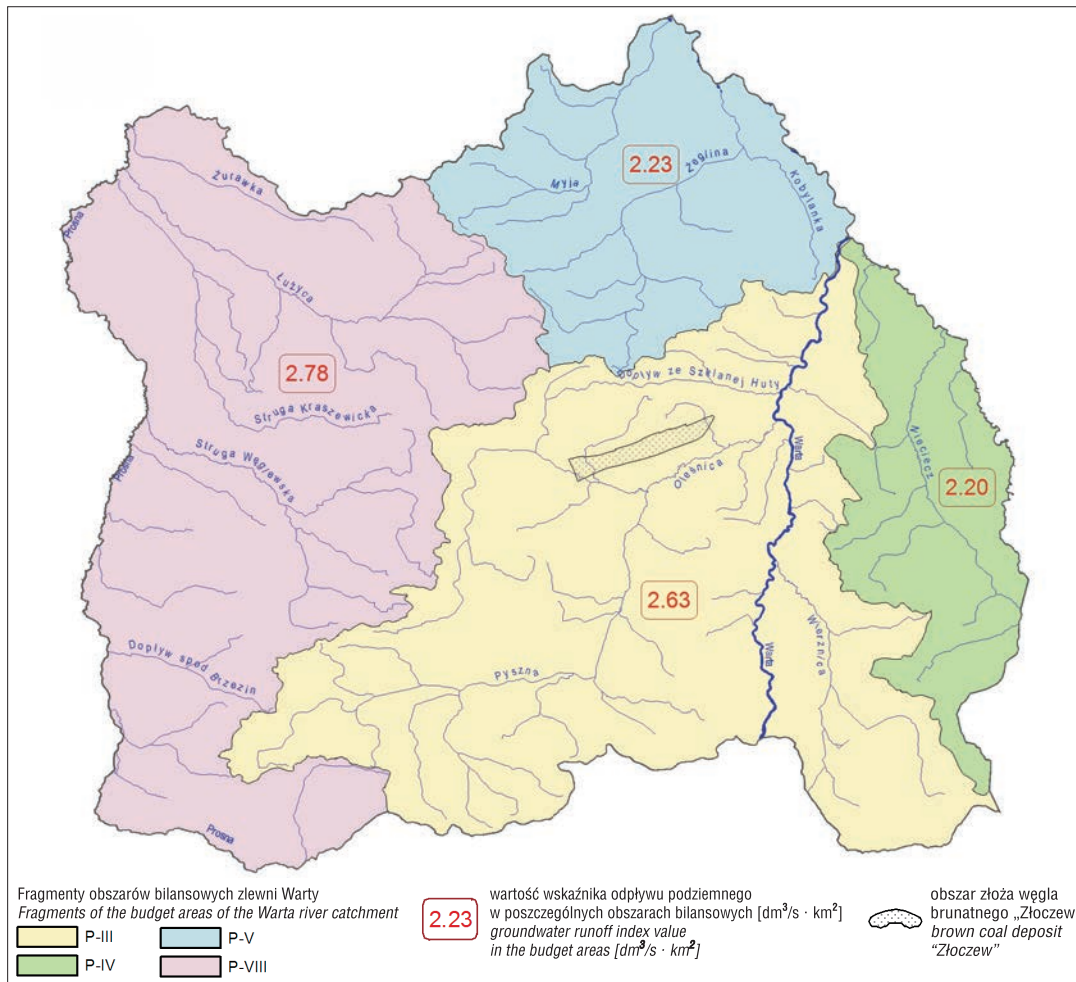
### MODEL PRZEPŁYWU WÓD PODZIEMNYCH W REJONIE ZŁOŻA „ZŁOCZEW”

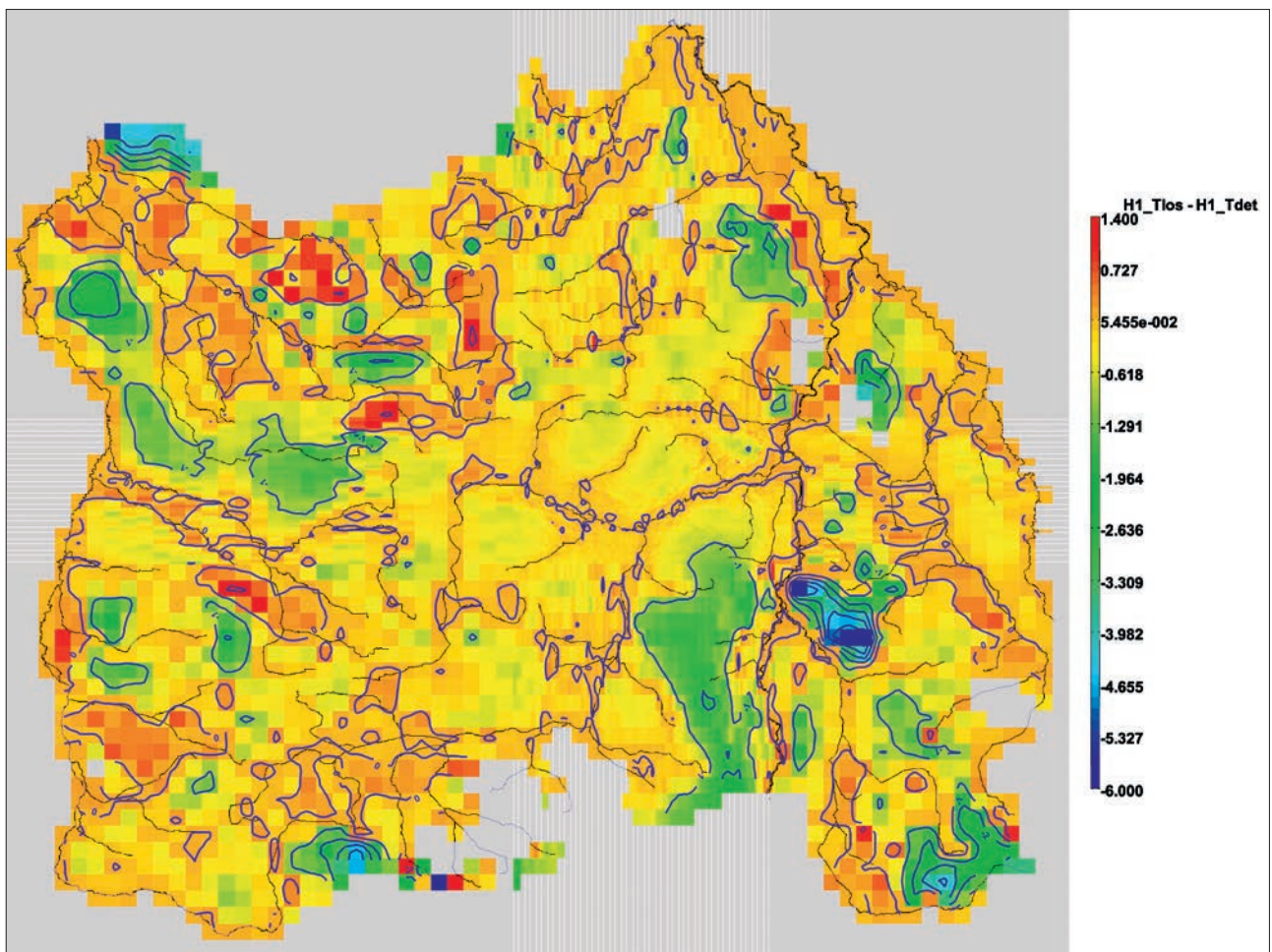
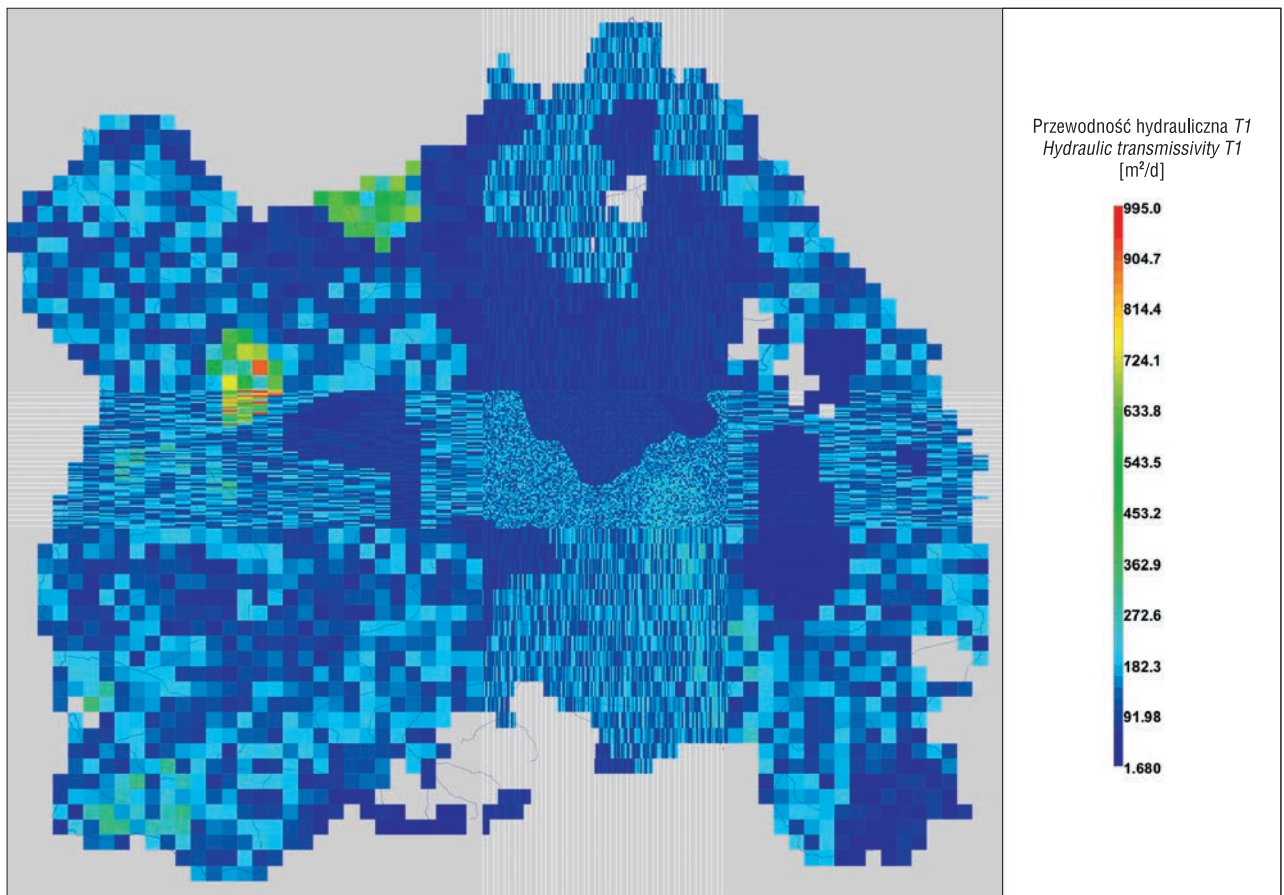
Obszar objęty modelem o powierzchni 2508 km<sup>2</sup> znajduje się w dorzeczu Warty w województwie łódzkim. Średnie z wielolecia 1981–2011 wysokości opadów atmosferycznych mieszczą się tu w zakresie 559–644 mm/rok (Filar i in., 2013). Wartości wskaźnika odpływu podziemnego do rzek  $q_{gr}$  z poszczególnych obszarów bilansowych w granicach obszaru badań (ryc. 3) mieszczą się w zakresie 2,20–2,78 l/s · km<sup>2</sup> (Herbich i in., 2003). Główną rzeką tego obszaru jest Warta.

Większe ciekie odwzorowano na obszarze badań warunkiem brzegowym III rodzaju typu „Rzeka”, natomiast ciekie niewielkie warunkiem brzegowym III rodzaju typu „Dren”. Rozkład zasilania infiltracyjnego obliczono metodą przekształcenia stałoobjętościowego (Śmiateński 2010, 2012) na podstawie wartości wskaźnika odpływu podziemnego (ryc. 3), rozkładu średnich z wielolecia opadów oraz litologii utworów powierzchniowych. Rozkład opadów i litologia pełniły w tym przypadku rolę czynników wagowych.

**Ryc. 4.** Deterministyczne klasy przewodności  $T$  wydzielone w procesie kalibracji modelu. Rozpiętość obszaru: W–E 62,5 km i N–S 55,9 km

**Fig. 4.** The identified deterministic transmissivity zones. The area extent: W–E 62,5 km and N–S 55,9 km





**Ryc. 5.** Wynik zamiany klas deterministycznych  $T$  na klasy losowe. Rozpiętość obszaru: W–E 62,5 km i N–S 55,9 km

**Fig. 5.** The random transmissivity zones in place of the deterministic ones. The area extent: W–E 62,5 km and N–S 55,9 km

Istniejący na obszarze badań system hydrogeologiczny odwzorowano modelem dwuwarstwowym typu „T” (ryc. 1) (Filar i in., 2013):

– warstwa I, to porowy czwartorzędowy kompleks wodonośny wraz z paleogeńsko-neogeńskim kompleksem wodonośnym,

– warstwa II, to szczelinowo-krasowy mezozoiczny kompleks wodonośny.

Warstwą rozdzielającą są słaboprzepuszczalne utwory czwartorzędowe oraz paleogeńsko-neogeńskie, w tym złoża węgla brunatnego. Wyniki obliczeń autorzy przedstawiają dla warstwy I tego modelu.

Proces parametryzacji podzielono na dwa etapy. W pierwszym etapie model poddano kalibracji, w trakcie której poszukiwano takiego rozkładu wartości przewodności  $T$  i  $T_{sr}$ , dla którego różnica pomiędzy zwierciadłem obliczonym i pomierzonym nie przekracza średnio 1 m. Kalibrację modelu przeprowadzono metodą prób i błędów, a w końcowej fazie przy użyciu programu PEST. Wynik kalibracji w postaci wydzielonych deterministycznych klas przewodności  $T$  przedstawiono na rycinie 4.

Jak już wspomniano ustaloną dla każdej klasy deterministycznej wartość  $T$  można traktować jako średnią  $T_{sr}$  dla pewnego zakresu wartości. W drugim etapie parametryzacji przyjęto dla każdej klasy zakres zmienności wokół wartości średniej jako  $0,3 \cdot T_{sr} \leq T \leq 1,7 \cdot T_{sr}$  czyli  $\pm 70\%$ . Przypisując każdej wartości z tego zakresu takie samo prawdopodobieństwo wygenerowano wartości  $T$  dla danej klasy, stosując generator liczb losowych LHS (Iman & Shortencarier, 1991). Takie samo prawdopodobieństwo każdej wartości z zakresu to efekt przyjętego jednorodnego rozkładu gęstości prawdopodobieństwa. Wynik zamiany klas deterministycznych na losowe przedstawiono na rycinie 5.

Uzyskany losowy obraz przewodności wyraźnie różni się od deterministycznego. W wielu miejscach nastąpiło „rozmycie” klas. Zwiększył się zakres wartości przewodności w całym obszarze z (5–600) m<sup>2</sup>/d do (1,68–995) m<sup>2</sup>/d co jest efektem zastąpienia klas z jedną wartością, klasami z zakresem wartości.

Wartości przewodności hydraulicznej  $T$  przedstawione na rycinie 5 są wynikiem jednego użycia generatora liczb losowych. Powtórne użycie tego generatora dałoby inny zbiór wartości przypisany do danej klasy. Byłyby to wartości z określonego już zakresu, oscylujące wokół tej samej wartości średniej  $T_{sr}$ .

Powstały tym samym dwa modele posiadające identycznie warunki brzegowe i różniące się jedynie sensem klas przewodności. Możliwe więc było porównanie wpływu zamiany klas deterministycznych na losowe na położenie obliczonego zwierciadła wody.

**Ryc. 6.** Różnica między zwierciadłem wody obliczonym dla losowych klas przewodności i dla deterministycznych klas przewodności. Rozpiętość obszaru: W–E 62,5 km i N–S 55,9 km

**Fig. 6.** The difference between the hydraulic heads calculated with the random transmissivity values and the deterministic ones. The area extent: W–E 62,5 km and N–S 55,9 km

Na rycinie 6 przedstawiono różnicę między zwierciadłem obliczonym dla przewodności losowej (H1\_Tlos) a zwierciadłem obliczonym dla przewodności deterministycznej (H1\_Tdet). Na zdecydowanej większości obszaru modelu różnica jest nieduża (1–2 m), co świadczy o wspólkształtności obydwu zwierciadeł. Istotniejsza różnica przekraczająca 5 metrów (maks. 6,0 m) występuje w niewielkim rejonie we wschodniej części obszaru modelu. Autorzy przypuszczają, że wielokrotne użycie generatora liczb losowych pozwoli znaleźć takie zbiory wartości dla klas losowych, dla których omawiana różnica ulegnie znaczącemu zmniejszeniu.

W przedstawionym przykładzie założony zakres zmienności przewodności  $T$  w każdej klasie losowej to  $(0,3 \cdot T_{sr} - 1,7 \cdot T_{sr})$ . Można także dla każdej klasy losowej definiować inny zakres wartości i tym samym różnicować stopień zmienności  $T$  w poszczególnych podobszarach modelu.

## WNIOSKI

Modele służące do wyznaczenia pola natężenia przepływu wód podziemnych oraz modele służące do wyznaczenia pola prędkości przepływu wód podziemnych należy parametryzować stosownie do ich przeznaczenia.

Jeśli realizacja projektu wymaga ustalenia natężenia przepływu wód podziemnych, bez konieczności obliczania prędkości ich przepływu, należy stosować model „T”. Tak jest w przypadku ustalania dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych.

Jeśli natomiast realizacja projektu wymaga obliczenia prędkości przepływu wód podziemnych należy stosować model „k”. Tak jest w przypadku wyznaczania zasięgu stref ochronnych dla GZWP lub modelowania migracji substancji chemicznych w wodach podziemnych.

Wyznaczone w procesie kalibracji modelu „T” lub modelu „k” deterministyczne klasy wartości parametrów autorzy zalecają zamieniać na klasy losowe po uprzednim zdefiniowaniu zakresów wartości. Pozwoli to uwzględnić zmienność wartości parametrów hydrogeologicznych w poszczególnych podobszarach modelu.

## LITERATURA

- FILAR S., OLESIAK G., PIASECKA A. & ŚMIETAŃSKI L. 2013 – Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z zamierzonym wykonywaniem odwodnień w celu wydobywania węgla brunatnego ze złoża Złoczew w kategorii B + C1. Część II. Numeryczny model filtracji wód podziemnych obszaru złoża węgla brunatnego Złoczew. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB., Warszawa.
- HARBAUGH A.W., BANTA E.R., HILL M.C. & MCDONALD M.G. 2000 – MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model-User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92.
- HARBAUGH A.W. & MCDONALD M.G. 1996 – User’s documentation for the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Open-File Report: 96-485.
- HERBICH P., DĄBROWKI S. & NOWAKOWSKI C. 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych wód podziemnych w obszarach działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- IMAN R. L. & SHORTENCARIER M. J. 1991 – A Fortran 77 Program and User’s Guide for the Generation of Latin Hypercube and Random Samples for Use with Computer Models. Sandia National Laboratories. Albuquerque. New Mexico 87185. USA.
- MCDONALD M.G. & HARBAUGH A.W. 1988 – A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Techniques of Water Resources Investigations, Book 6, Chapter A1.

MICHALAK J. 1983 – Pakiet programów ANPLA – przeznaczenie i ogólna organizacja. Prace Instytutu Biocybernetyki i Inżynierii Biomedycznej PAN. Seria 14, Warszawa: 137–144.  
SZYMANKO J. (red.) 1982 – Biblioteka programów obliczeniowych HYDRYLIB Centralnego Urzędu Geologii. Wyd. Geol., z. 1–7.  
ŚMIETAŃSKI L. 2010 – The quantitative evaluation of the catchment available groundwater resources – the case study. Biul. Państw. Inst. Geol., 441: 183–192. Warszawa.

ŚMIETAŃSKI L. 2012 – Zastosowanie przekształcenia stałoobjętościowego do oceny odnawialności zasobów wód podziemnych wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. Biul. Państw. Inst. Geol., 451: 227–234. Warszawa.