

Szacowanie wartości współczynnika przewodności cieplnej skał dolomitu głównego na podstawie składu mineralnego i porowatości

Estimating thermal conductivity of the Main Dolomite on the basis of mineral composition and porosity

Anna Przelaskowska, Benedykt Kubik

Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy

STRESZCZENIE: Jednym z niezbędnych parametrów do określenia warunków termicznych zbiornika geotermalnego jest współczynnik przewodności cieplnej skał. Przewodność cieplna zależy od innych własności skał, takich jak skład mineralny i porowatość. Do obliczenia wartości tego parametru można więc stosować modele matematyczne uwzględniające zarówno zawartość objętościową i przewodność cieplną poszczególnych minerałów i roztworów porowych, jak i strukturę skały. W pracy wykorzystano różnego rodzaju modele, od najprostszych, warstwowych, po bardziej skomplikowane modele inkluzji niesferycznych. Obliczone wartości zweryfikowano na podstawie pomiarów laboratoryjnych przewodności cieplnej. Badania wykonano na próbkach dolomitu charakteryzujących się mało zróżnicowanym składem mineralnym, a jednocześnie dużą zmiennością porowatości (od 3% do 27%). Parametr porowatości ma widoczny wpływ na dopasowanie poszczególnych modeli matematycznych. Najlepszą zbieżność wartości pomierzonych i wyliczonych uzyskano w przypadku próbek o wysokiej porowatości (powyżej 25%) za pomocą modelu średniej arytmetycznej. W przypadku próbek o niższej porowatości najlepsze dopasowanie otrzymano przy wykorzystaniu modelu średniej harmonicznej, modelu inkluzji sferycznych (przypadek skały składającej się ze sferycznych ziaren rozproszonych w roztworze porowym) oraz modeli inkluzji niesferycznych (przypadek porów w formie szczelin o kształcie dysków). Wszystkie modele dobrze odzwierciedlają trendy zmienności otrzymane dla wartości pomierzonych. Uzyskane korelacje charakteryzują się wysokimi współczynnikami determinacji R_2 , przekraczającymi 0,86. Wysoka jakość korelacji pozwoliła na wprowadzenie poprawki umożliwiającej przybliżenie wartości wymodelowanych do rzeczywistych. Otrzymane wyniki pozwoliły na dobór optymalnych modeli umożliwiających ocenę wartości przewodności cieplnej dolomitów na podstawie składu mineralnego. W przypadku skał o bardzo wysokiej, przekraczającej 25%, porowatości najlepiej dopasowuje się model średniej arytmetycznej. W przypadku pozostałych próbek najlepszą zgodność wartości wyliczonych i pomierzonych uzyskano po zastosowaniu poprawki; wyniki są bardzo zbliżone dla wszystkich zastosowanych modeli.

Słowa kluczowe: przewodność cieplna, modele matematyczne, skład mineralny, porowatość.

ABSTRACT: Thermal conductivity is one of the parameters essential to determine thermal conditions of a geothermal reservoir. The value of this parameter depends on other rock properties, such as mineral composition and porosity. Therefore, mathematical models that take into account both the volumetric content and thermal conductivity of individual minerals and pore solutions as well as the rock structure, can be used to calculate the value of thermal conductivity. In this study, different types of mathematical models were used, from the simplest layer models to more complex non-spherical inclusion models. The calculated values were verified by laboratory measurements of thermal conductivity. The tests were carried out on dolomite samples characterized by similar mineral composition and varied porosity (from 3 to 27%). The porosity parameter has an apparent influence on particular mathematical models. The best fitting of measured and calculated values was obtained for samples with high porosity (above 25%), with the use of the arithmetic mean model. For samples with lower porosity, the best fit was obtained for harmonic mean, spherical inclusions (the case of a rock consisting of spherical grains dispersed in a pore solution), and non-spherical inclusions (the case of pores in the form of disc-shaped fractures) models. All models reflect well the variation trends obtained for the measured values. The correlations obtained are characterized by high determination coefficients R_2 , exceeding 0.86. Based on high quality correlations, a correction allowing to approximate the modelled values to the laboratory measured ones was introduced. The results made it possible to select optimum models for estimating the value of thermal conductivity of dolomites based on their mineral composition. For rocks of very high porosity, exceeding 25%, the arithmetic mean model fitted best. For the other samples, the best fit was obtained after applying a correction; the results are very similar for all models used.

Key words: thermal conductivity, mathematical models, mineral composition, porosity.

Autor do korespondencji: A. Przelaskowska, e-mail: anna.przelaskowska@inig.pl.

Artykuł nadesłano do Redakcji: 24.06.2022 r. Zatwierdzono do druku: 09.09.2022 r.

Wstęp

Jednym z niezbędnych parametrów służących do określenia warunków termicznych zbiornika geotermalnego jest współczynnik przewodności cieplnej skał. Fundamentalne znaczenie ma tutaj uzyskanie odpowiedniej liczby wartości tego parametru, odzwierciedlających zróżnicowanie litologiczne skał, tak aby dane były reprezentatywne dla całego badanego profilu. Pomiary przewodności cieplnej wykonywane są na próbkach o średnicy 5 cm, lecz taka ilość materiału często nie jest dostępna, a co za tym idzie – punktowe badania przewodności cieplnej rdzeni wiertniczych nie zawsze w pełni odzwierciedlają zmienność litologiczną. Dlatego też bardzo istotna jest możliwość obliczenia przewodności cieplnej na podstawie innych własności skał. Przewodność cieplna skały jest funkcją składu mineralnego i porowatości. Jako wielkość wektorowa zależy nie tylko od zawartości i przewodności cieplnej budujących ją minerałów oraz roztworów porowych, ale także od geometrii przestrzeni porowej i od wewnętrznej struktury skały, wpływających na sposób przepływu ciepła. W ocenie tego parametru stosowane są modele matematyczne uwzględniające zarówno zawartość objętościową i przewodność cieplną poszczególnych minerałów i roztworów porowych, jak i strukturę skały (Zimmerman, 1989; Middleton, 1994; Hartmann et al., 2005; Schön, 2011; Gegenhuber i Schoen, 2012; Fuchs et al., 2013, 2015; Przelaskowska, 2018; Przelaskowska et al., 2018; Hajto et al., 2020). Modele te umożliwiają wyliczenie przewodności cieplnej skały na podstawie własności jej składników. Celem pracy było zastosowanie takich modeli

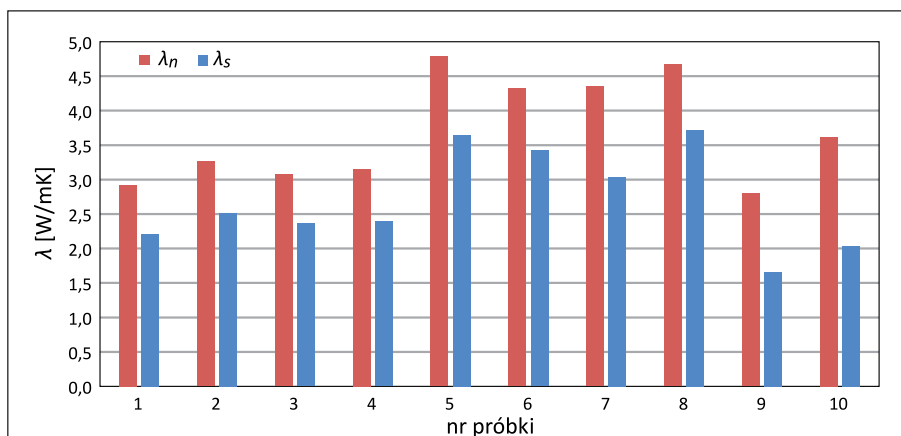
do oceny przewodności cieplnej utworów dolomitu głównego i zweryfikowanie ich na podstawie porównania z wynikami pomiarów laboratoryjnych.

Charakterystyka materiału badawczego

Przebadano utwory dolomitu głównego z trzech otworów wiertniczych: L2, S4 i S5. Dla wszystkich skał określono wartość przewodności cieplnej próbki suchej i nasyconej, porowatość oraz ilościowy skład mineralny. Pomiary współczynnika przewodności cieplnej wykonane zostały metodą ustalonego przepływu ciepła za pomocą aparatu FOX 50 firmy LaserComp, poprzez pomiar wielkości strumienia cieplnego przepływającego przez próbkę. Badania przeprowadzono w średniej temperaturze 25°C przy różnicy temperatur na płytach grzejnej i chłodzącej 20°C. Pomiary wykonano na próbkach suchych (próbki suszone 12 godzin w temperaturze 105°C) i po nasyceniu wodą destylowaną. Gęstość właściwą wyznaczono metodą piknometrii helowej za pomocą aparatu AccuPyc 1330 firmy Micromeritics. Gęstość objętościową określono poprzez zanurzenie w rtęci. Na podstawie pomiarów gęstości wyliczono wartość porowatości. Analizę składu mineralnego wykonano metodą ilościowej analizy rentgenowskiej opartej na technice Rietvelde (Kowalska, 2013) przy wykorzystaniu dyfraktometru rentgenowskiego X’Pert Pro firmy Panalytical. Skład chemiczny określono metodą spektrometrii rentgenowskiej przy użyciu przenośnego spektrometru rentgenowskiego S1 TITAN firmy Bruker.

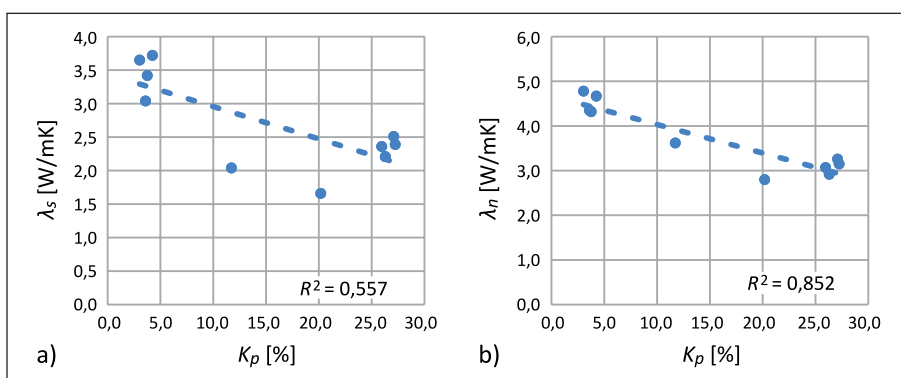
Tabela 1. Zestawienie wyników pomiarów porowatości i przewodności cieplnej oraz analizy ilościowej składu mineralnego
Table 1. Results of porosity, thermal conductivity and mineral composition measurements

Lp.	K_p	λ_s	λ_n	Q	D	A	Ha	SI	Fl	Suma
	[%]	[W/mK]	[W/mK]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
L2										
1	26,30	2,21	2,92	0,2	98,2	0,8	0,8			100,0
2	27,09	2,51	3,26	0,2	98,1	0,8	0,9			100,0
3	25,95	2,36	3,07	0,3	96,9	1,7	1,1			100,0
4	27,23	2,39	3,15	0,2	97,7	0,4	0,9		0,8	100,0
S4										
5	3,03	3,65	4,78	0,6	93,6	5,5			0,3	100,0
6	3,76	3,42	4,32	0,8	98,1	1,1				100,0
7	3,59	3,04	4,35	0,3	95,6	4,1				100,0
8	4,24	3,72	4,67	0,2	92,2	7,2			0,4	100,0
S5										
9	20,18	1,66	2,80	0,4	96,5	1,3	1,4	0,4		100,0
10	11,72	2,04	3,62	0,6	75,3	23,5	0,6			100,0
Objaśnienia: K_p – porowatość; λ_s – przewodność cieplna próbki suchej; λ_n – przewodność cieplna próbki nasyconej; Q – kwarc; D – dolomit; A – anhydrit; Ha – halit; SI – sylwin; Fl – fluoryt.										



Rysunek 1. Wartości współczynnika przewodności cieplnej próbek suchych (λ_s) i próbek nasyconych (λ_n)

Figure 1. Thermal conductivity values of dry (λ_s) and saturated (λ_n) samples



Rysunek 2. Zależność pomiędzy przewodnością cieplną a porowatością (K_p); a) próbka sucha (λ_s), b) próbka nasycona (λ_n)

Figure 2. Relationship between thermal conductivity and porosity (K_p); a) dry sample (λ_s), b) saturated sample (λ_n)

Badane dolomity charakteryzują się mało zróżnicowanym składem mineralnym, zawierają w większości przypadków średnio 96,3% dolomitu, 2,8% anhydrytu, niewielkie domieszki kwarcu (około 0,5%) i miejscami halitu (około 1%). Próbka nr 10 z otworu S5 wyróżnia się nieco mniejszą ilością dolomitu (75,3%) i wyższą zawartością anhydrytu (23,5%) (tabela 1).

Skały te cechują się zróżnicowaną porowatością: od 3,03% do 27,23%. Najwyższymi wartościami porowatości (średnio 26,64%) wyróżniają się dolomity z otworu L2, a najniższymi – próbki z otworu S4 (średnio 3,66%). Przewodność cieplna większości skał w przypadku próbek suchych wynosi 2,21–3,72 W/mK, a próbek nasyconych 2,92–4,78 W/mK (tabela 1, rysunek 1). Najniższą przewodnością cieplną ($\lambda_s = 1,66$ W/mK, $\lambda_n = 2,8$ W/mK) charakteryzuje się próbka dolomitu grubokrystalicznego z otworu S5. Najwyższymi wartościami przewodności cieplnej (powyżej 3 W/mK w przypadku próbek suchych i powyżej 4,3 W/mK w przypadku próbek nasyconych) odznaczają się dolomity o najniższych porowatościach z otworu S4 (tabela 1, rysunek 1).

Zaobserwowano spadek wartości przewodności cieplnej ze wzrostem porowatości zarówno w przypadku próbek suchych, jak i nasyconych (rysunek 2).

Modele matematyczne

W prezentowanej pracy zastosowano kilka rodzajów modeli matematycznych:

- modele warstwowe, w których poszczególne składniki skały reprezentowane są w postaci warstw; w modelu średniej arytmetycznej zakładany jest przepływ ciepła równoległy, a w modelu średniej harmonicznej – prostopadły do warstw;
- empiryczny model średniej geometrycznej;
- modele inkluzji sferycznych, gdzie skała jest przedstawiona w postaci sferycznych inkluzji rozproszonych w materiale bazowym. Rozważane są tutaj dwa przypadki: jeden, kiedy składnikiem podstawowym jest szkielet ziarnowy, a roztwory porowe występują w postaci inkluzji sferycznych, oraz drugi przypadek skały złożonej ze sferycznych ziaren zanurzonych w roztworze porowym;
- modele inkluzji niesferycznych, dla których analizowane są trzy przypadki: porów w kształcie sfer, kanalików i dysków.

Podstawy teoretyczne zastosowanych w pracy modeli matematycznych opisano w artykułach dotyczących szacowania wartości współczynnika przewodności cieplnej piaskowców fli-szowych i skał mezozoicznych podłoża Karpat (Przelaskowska, 2018, Przelaskowska et al., 2018). Przewodność cieplną szkieletu skały obliczono na podstawie zawartości i przewodności cieplnej poszczególnych minerałów. Zawartość minerałów (% wagowe) uzyskano na podstawie ilościowej analizy rentgenowskiej. Wartości przewodności cieplnej minerałów przyjęto według danych literaturowych (Brigaud et al., 1992; Demongodin et al., 1993; Clauser i Huenges, 1995; Schön, 2011).

Symbolle stosowane w tekście:

- λ_{lab} – przewodność cieplna próbki nasyconej pomierzona laboratoryjnie;
- λ_{aryt} – przewodność cieplna obliczona za pomocą średniej arytmetycznej;

- λ_{harm} – przewodność cieplna obliczona za pomocą średniej harmonicznej;
- λ_{geom} – przewodność cieplna obliczona za pomocą średniej geometrycznej;
- λ_{sf_m} – przewodność cieplna obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji sferycznych dla skały składającej się ze szkieletu ziarnowego i porów w postaci inkluzji sferycznych;
- λ_{sf_r} – przewodność cieplna obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji sferycznych dla skały składającej się ze sferycznych ziaren rozproszonych w roztworze porowym;
- λ_{niesf_s} – przewodność cieplna obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji niesferycznych – pory o kształcie sferycznym;
- λ_{niesf_k} – przewodność cieplna obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji niesferycznych – pory o kształcie wydłużonych kanalików;
- λ_{niesf_d} – przewodność cieplna obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji niesferycznych – pory w formie szczelin o kształcie dysków.

Przyjęto następujący schemat działania:

1. Określenie przewodności cieplnej wszystkich próbek za pomocą średniej arytmetycznej, harmonicznej i geometrycznej, porównanie z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie (rysunek 3), analiza korelacyjna uzyskanych wyników (rysunek 4).
2. Określenie przewodności cieplnej wszystkich próbek za pomocą modeli inkluzji sferycznych, porównanie uzyskanych wartości z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie λ_{lab} (rysunek 5), analiza korelacyjna uzyskanych wyników (rysunek 6).
3. Określenie przewodności cieplnej wszystkich próbek za pomocą modeli inkluzji niesferycznych, porównanie

uzyskanych wartości z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie λ_{lab} (rysunek 7), analiza korelacyjna uzyskanych wyników (rysunek 8).

4. Wybór modeli, dla których otrzymano dobre zależności korelacyjne, i wprowadzenie poprawki umożliwiającej przybliżenie wartości wyliczonych do pomierzonych.

Modele warstwowe

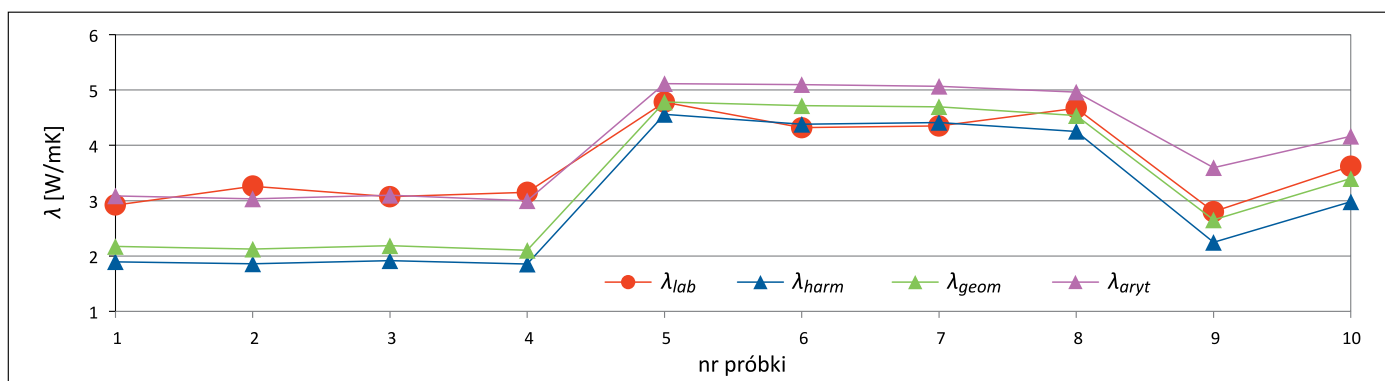
Najwyższe wartości przewodności cieplnej uzyskano w przypadku modelu λ_{aryt} , a najniższe – modelu λ_{harm} . Wyraźnie widoczny jest wpływ zmienności porowatości na dopasowanie poszczególnych modeli do pomiarów laboratoryjnych. W przypadku skał o wysokiej, przekraczającej 25% porowatości (próbki 1–4) najlepszą zgodność z wartościami pomierzonymi uzyskano dla modelu λ_{aryt} (rysunek 3). Model λ_{harm} najlepiej dopasowuje się w przypadku próbek o porowatości poniżej 4,5% (próbki 5–8) (rysunek 3). W przypadku próbek o pośrednich porowatościach najlepsze dopasowanie stwierdzono dla modelu λ_{geom} (rysunek 3). Wszystkie trzy modele pozwoliły uzyskać bardzo dobre korelacje ($R^2 > 0,86$) pomiędzy wartościami pomierzonymi a wyliczonymi (rysunek 4).

Modele inkluzji sferycznych

Wartości przewodności cieplnej uzyskane za pomocą modeli inkluzji sferycznych są najbardziej zbliżone do wartości laboratoryjnych dla skał o niskiej i średniej porowatości (próbki 5–10) (rysunek 5). W przypadku próbek o wysokiej porowatości (powyżej 25%, próbki 1–4) wyniki wyliczone są nieco niższe od laboratoryjnych (rysunek 5). Uzyskano bardzo dobre korelacje ($R^2 > 0,88$) pomiędzy wartościami pomierzonymi a wyliczonymi (rysunek 6).

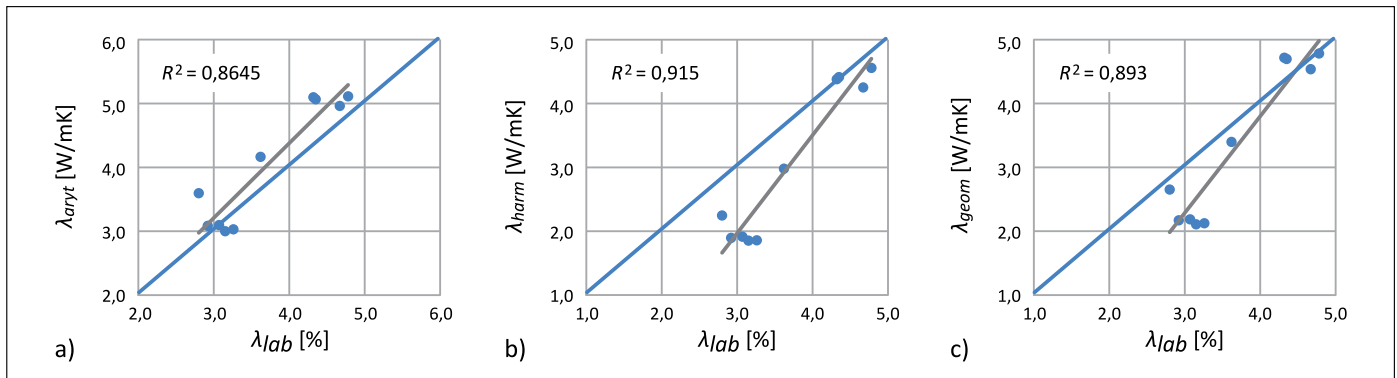
Modele inkluzji niesferycznych

Podobnie jak w przypadku poprzednich modeli, tak i dla modeli inkluzji niesferycznych widoczny jest wpływ



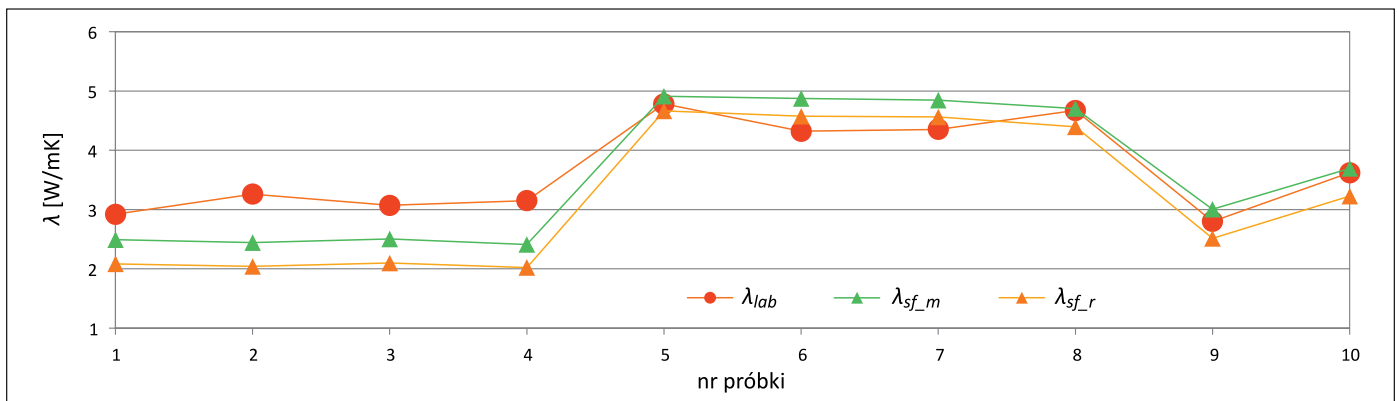
Rysunek 3. Porównanie wartości przewodności cieplnej uzyskanych za pomocą średniej arytmetycznej, harmonicznej i geometrycznej z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie

Figure 3. Comparison of thermal conductivity values obtained using arithmetic, harmonic and geometric means with the laboratory measured values



Rysunek 4. Zależność pomiędzy wartościami przewodności cieplnej uzyskanymi za pomocą średniej λ_{aryt} (a), λ_{harm} (b) i λ_{geom} (c) a wartościami pomierzonymi laboratoryjnie

Figure 4. Relationship between the values of thermal conductivity obtained by applying λ_{aryt} (a), λ_{harm} (b) and λ_{geom} (c), and laboratory measured values

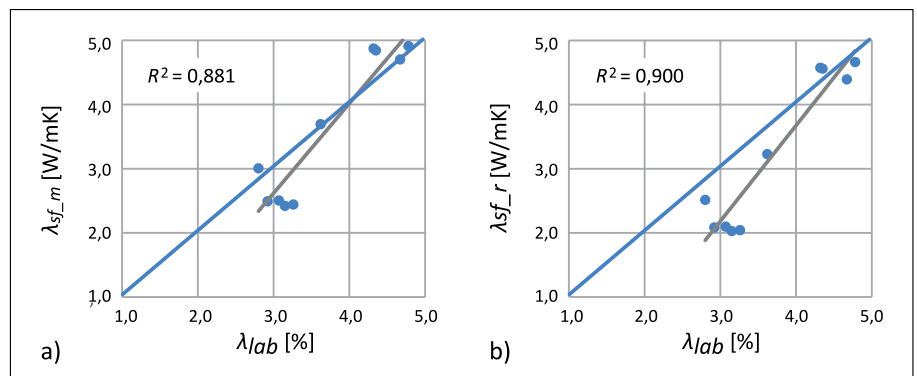


Rysunek 5. Porównanie wartości przewodności cieplnej próbki nasyconej uzyskanych za pomocą modeli inkluzji sferycznych z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie

Figure 5. Comparison of thermal conductivity values obtained using spherical inclusions models with the laboratory measured values

zróznicowania porowatości na dopasowanie danych wyliczonych do pomierzonych. W przypadku skał o wysokiej porowatości (próbki 1–4) wszystkie wartości uzyskane za pomocą modeli są niższe od danych laboratoryjnych (rysunek 7). W przypadku skał o niższej porowatości (próbki 5–8) wartości zbliżone do laboratoryjnych otrzymano dla modelu λ_{niesf_ds} a pozostałe dwa modele wykazują wartości nieco wyższe (rysunek 7). Uzyskano bardzo dobre korelacje ($R^2 > 0,88$) pomiędzy wartościami pomierzonymi a wyliczonymi (rysunek 8).

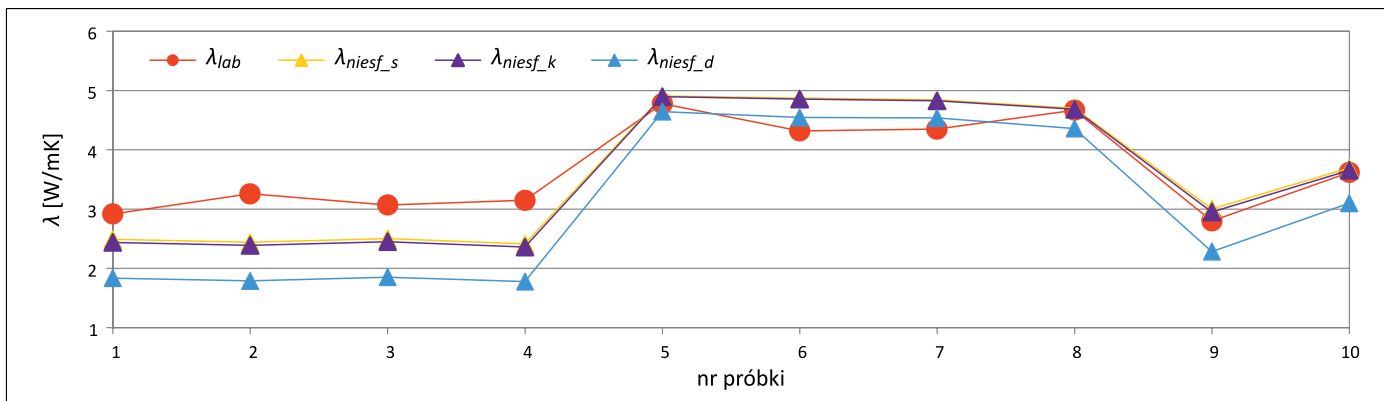
Dobre korelacje pomiędzy wartościami wyliczonymi a pomierzonymi umożliwiły wprowadzenie poprawki pozwalającej na przybliżenie wartości wymodelowanych do rzeczywistych. Wykorzystano w tym celu równania korelacji uzyskane dla poszczególnych modeli (tabela 2).



Rysunek 6. Zależność pomiędzy wartościami przewodności cieplnej uzyskanymi za pomocą modeli inkluzji sferycznych λ_{sf_m} (a) i λ_{sf_r} (b) a wartościami pomierzonymi laboratoryjnie

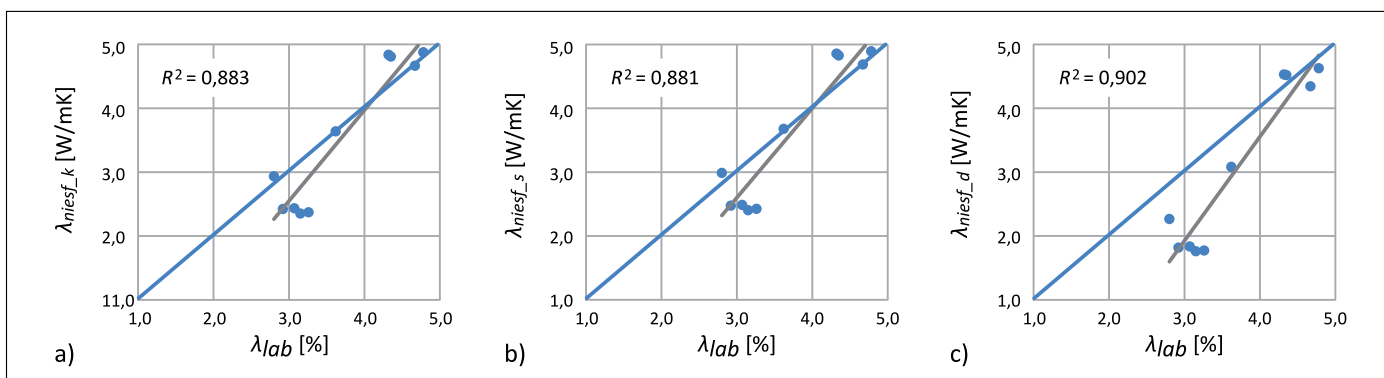
Figure 6. Relationship between the values of thermal conductivity obtained by applying spherical inclusions models λ_{sf_m} (a), λ_{sf_r} (b) and laboratory measured values

Wprowadzenie poprawki pozwoliło na wyraźne ograniczenie rozrzutu wartości otrzymanych za pomocą modeli – w większości przypadków uzyskano znaczne przybliżenie wartości wyliczonych do pomierzonych (rysunki 9–10). Wyjątkiem jest



Rysunek 7. Porównanie wartości przewodności cieplnej próbki nasyconej uzyskanych za pomocą modeli niesferycznych z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie

Figure 7. Comparison of thermal conductivity values obtained using non-spherical inclusions models with the laboratory measured values



Rysunek 8. Zależność pomiędzy wartościami przewodności cieplnej uzyskanymi za pomocą modeli niesferycznych λ_{niesf_s} (a), λ_{niesf_k} (b) i λ_{niesf_d} (c) a wartościami pomierzonymi laboratoryjnie

Figure 8. Relationship between the values of thermal conductivity obtained by applying non-spherical inclusions models λ_{niesf_s} (a), λ_{niesf_k} (b) and λ_{niesf_d} (c), and laboratory measured values

Tabela 2. Równania zastosowane do wyliczenia poprawionych wartości przewodności cieplnej

Table 2. Equations used for calculating corrected thermal conductivity values

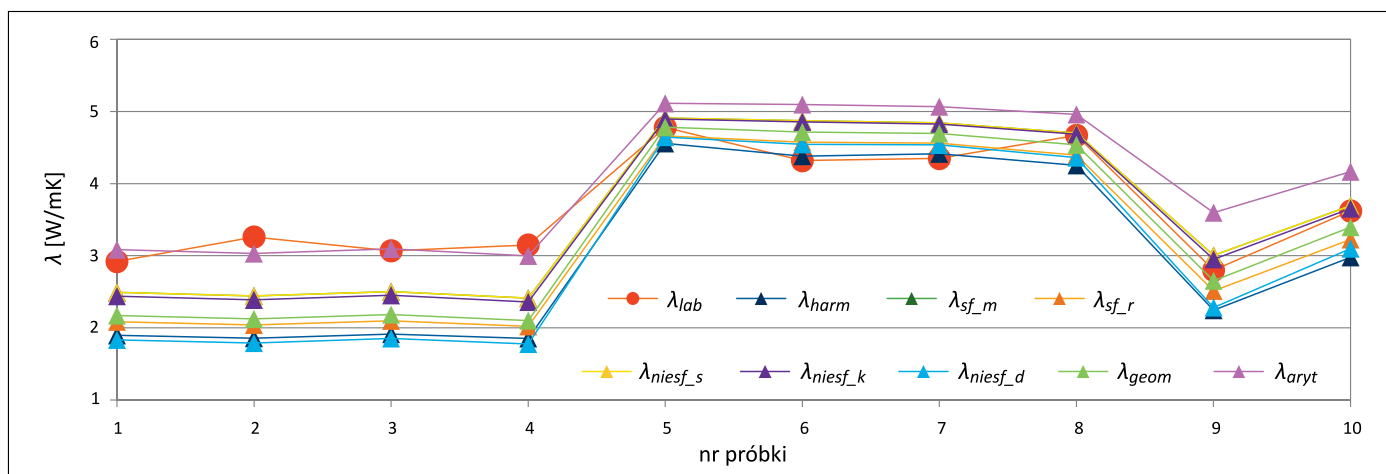
Zastosowane poprawki	Współczynnik determinacji R^2
$\lambda_{aryt_popr} = (\lambda_{aryt} + 0,30)/1,17$	0,86
$\lambda_{harm_popr} = (\lambda_{harm} + 2,64)/1,54$	0,92
$\lambda_{geom_popr} = (\lambda_{geom} + 2,25)/1,51$	0,89
$\lambda_{sf_m_popr} = (\lambda_{sf_m} + 1,58)/1,40$	0,88
$\lambda_{sf_r_popr} = (\lambda_{sf_r} + 2,30)/1,49$	0,90
$\lambda_{nsf_k_popr} = (\lambda_{nsf_k} + 1,70)/1,42$	0,88
$\lambda_{nsf_d_popr} = (\lambda_{nsf_d} + 2,95)/1,63$	0,90

model średniej arytmetycznej dla skał o wysokiej porowatości, gdzie wartości po poprawce są nieco bardziej oddalone od wielkości pomierzonych niż wartości przed poprawką (rysunki 9–10).

Podsumowanie i wnioski

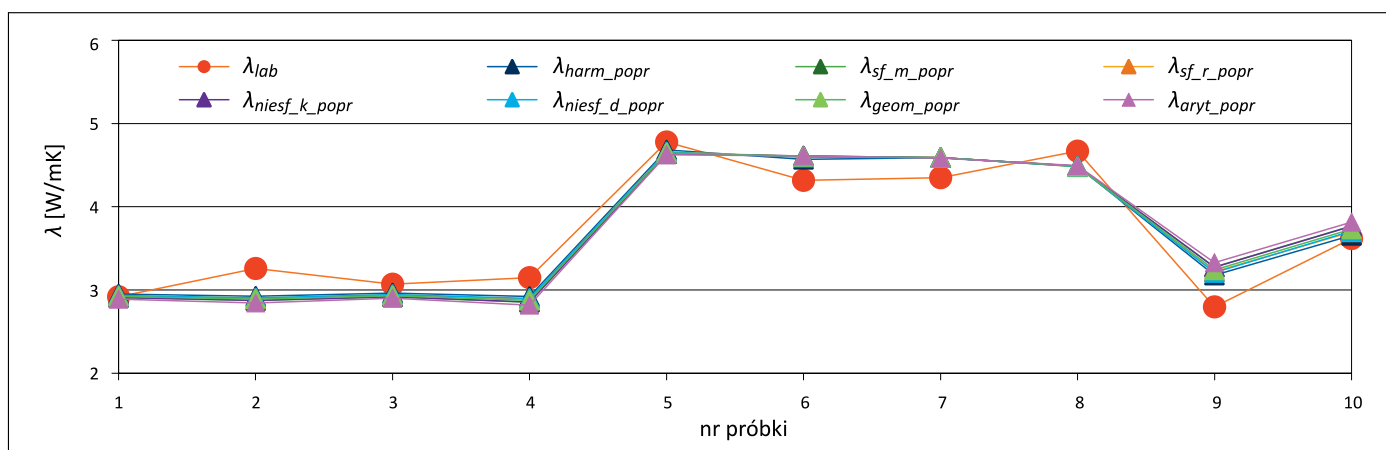
W ramach przedstawionej pracy przeprowadzono analizę modeli matematycznych umożliwiających wyliczenie wartości przewodności cieplnej na podstawie składu mineralnego i porowatości dla skał dolomitu głównego.

1. Badane skały charakteryzują się małą zmiennością składu mineralnego (dolomit stanowi tutaj z reguły powyżej 92%), różnicuje je natomiast bardzo zmienna porowatość (od 3% do 27%).
2. Przewodność cieplna mieści się w przedziale 1,66–3,65 W/mK dla próbek suchych i 2,8–4,78 W/mK dla skał nasyconych i dobrze koreluje się z porowatością. Wyraźnie zaznacza się spadek wartości przewodności cieplnej wraz ze wzrostem porowatości zarówno w przypadku próbek suchych, jak i nasyconych.
3. Parametr porowatości ma widoczny wpływ na dopasowanie poszczególnych modeli matematycznych. Najlepszą zbieżność wartości pomierzonych i wyliczonych uzyskano dla



Rysunek 9. Porównanie wartości przewodności cieplnej próbki nasyconej uzyskanych za pomocą wszystkich zastosowanych modeli przed wprowadzeniem poprawki z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie

Figure 9. Comparison of thermal conductivity values of the saturated sample obtained using all the introduced mathematical models, without correction, with the laboratory measured values



Rysunek 10. Porównanie poprawionych wartości przewodności cieplnej próbki nasyconej uzyskanych za pomocą zastosowanych modeli po poprawce z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie

Figure 10. Comparison of the corrected thermal conductivity values of the saturated sample obtained using the models, after correction, with the laboratory measured values

- próbek o wysokiej porowatości (powyżej 25%) za pomocą modelu średniej arytmetycznej. Jest to nietypowe zjawisko, z reguły model średniej arytmetycznej, ze względu na założenie równoległego do warstw przepływu ciepła, wykazuje wartości zawyżone (Przelaskowska, 2018; Przelaskowska et al., 2018; Hajto et al., 2020). Przyczyną takiego stanu rzeczy jest najprawdopodobniej bardzo wysoka porowatość, powodująca obniżenie wartości obliczonych matematycznie. W przypadku próbek o niższej porowatości najlepsze dopasowanie otrzymano przy wykorzystaniu modeli λ_{harm} , λ_{sf_r} i λ_{niesf_d} , podobne wyniki były uzyskane dla skał węglanowych z podłoża Karpat (Przelaskowska, 2018) i wapieni jurajskich z rejonu Krakowa (Hajto et al., 2020).
4. Wszystkie modele dobrze odzwierciedlają trendy zmienności uzyskane dla wartości pomierzonych. Korelacje

wartości pomierzonych i wyliczonych charakteryzują się wysokimi współczynnikami determinacji R^2 , przekraczającymi 0,86. Wysoka jakość korelacji pozwoliła na wprowadzenie poprawki umożliwiającej przybliżenie wartości wymodelowanych do pomierzonych.

5. Wielkości poprawione są z reguły bardziej zbliżone do pomierzonych laboratoryjnie niż przed poprawką. Wyjątek stanowią wartości otrzymane dla próbek o wysokiej porowatości za pomocą modelu λ_{aryt} (rysunki 9–10).

Podsumowując, uzyskane wyniki umożliwiły dobór optymalnych modeli umożliwiających ocenę wartości przewodności cieplnej dolomitów na podstawie składu mineralnego i porowatości. Dla skał o bardzo wysokiej, przekraczającej 25% porowatości najlepiej dopasowuje się model średniej arytmetycznej. W przypadku pozostałych próbek najlepszą

zgodność uzyskano po zastosowaniu poprawki; wyniki są bardzo zbliżone dla wszystkich zastosowanych modeli. Ze względu na bardzo ograniczoną dostępność materiału rdzeniowego prace były prowadzone na 10 próbkach. W miarę możliwości uzyskania dodatkowych próbek rdzeni zalecane byłoby poszerzenie wykonanych analiz o kolejne pomiary.

Artykuł powstał na podstawie pracy statutowej pt. *Charakterystyka pola temperaturowego w rejonie niecki szczecińskiej*, praca INiG – PIB; nr zlecenia: 0076/SW/2022, nr archiwalny: DK-4100-64/2022

Literatura

- Brigaud F., Vasseur G., Caillet G., 1992. Thermal State in the North Viking Graben (North Sea). *Geophysics*, 57(1): 69–88. DOI: 10.1190/1.1443190.
- Clauser C., Huenges E., 1995. Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. [W:] Ahrens T.J. (ed.), *Rock Physics & Phase Relations: A Handbook of Physical Constants. American Geophysical Union, Washington DC*, 105–126. DOI: 10.1029/RF003p0105.
- Demongodin L., Vasseur G., Brigaud F., 1993. Anisotropy of Thermal Conductivity in Clayey Formations. Basin modelling: Advances and Applications. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, 3: 209–217.
- Fuchs S., Balling N., Förster A., 2015. Calculation of thermal conductivity, thermal diffusivity and specific heat capacity of sedimentary rocks using petrophysical well logs. *Geophysical Journal International*, 203(3):1977–2000. DOI: 10.1093/gji/ggv403.
- Fuchs S., Schütz F., Förster H.J., Förster A., 2013. Evaluation of common mixing models for calculating bulk thermal conductivity of sedimentary rocks: Correction charts and new conversion equations. *Geothermics*, 47: 40–32. DOI: 10.1016/j.geothermics.2013.02.002.
- Gegenhuber N., Schoen J., 2012. New approaches for the relationship between compressional wave velocity and thermal conductivity. *Journal of Applied Geophysics*, 76: 50–55. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2011.10.005.
- Hajto M., Przelaskowska A., Machowski G., Drabik K., Ząbek G., 2020. Indirect Methods for Validating Shallow Geothermal Potential Using Advanced Laboratory Measurements from a Regional to Local Scale – A Case Study from Poland. *Energies*, 13(20): 5515. DOI: 10.3390/en13205515.
- Hartmann A., Rath V., Clauser C., 2005. Thermal conductivity from core and well log data. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 42(7–8): 1042–1055. DOI: 10.1016/j.ijrmms.2005.05.015.
- Kowalska S., 2013. Określenie ilościowego składu mineralnego skał zawierających minerały ilaste metodą Rietvelde. *Nafta-Gaz*, 69(12): 894–902.
- Middleton M., 1994. Determination of Matrix Thermal Conductivity from Dry Drill Cuttings. *AAPG Bulletin*, 76(11): 1790–1799.
- Przelaskowska A., 2018. Szacowanie wartości współczynnika przewodności cieplnej piaskowców fliszowych na podstawie składu mineralnego. *Nafta-Gaz*, 74(6): 435–442. DOI: 10.18668/NG.2018.06.03.
- Przelaskowska A., Drabik K., Klaja J., 2018. Szacowanie wartości współczynnika przewodności cieplnej piaskowców mezo-paleozoicznych podłoża Karpat na podstawie składu mineralnego. *Technika Poszukiwań Geologicznych Geotermia, Zrównoważony Rozwój*, 1: 3–15.
- Schön J.H., 2011. Physical Properties of Rocks. *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, vol. 8. Elsevier.
- Zimmerman R.W., 1989. Thermal Conductivity of Fluid-Saturated Rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 3: 219–227.



Mgr Anna PRZELASKOWSKA
Starszy specjalista badawczo-techniczny
w Zakładzie Geofizyki Wiertniczej
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Lubicz 25 A
31-503 Kraków
E-mail: anna.przelaskowska@inig.pl



Mgr inż. Benedykt KUBIK
Główny specjalista inżynierjno-techniczny
w Zakładzie Geofizyki Wiertniczej
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Lubicz 25 A
31-503 Kraków
E-mail: benedykt.kubik@inig.pl