

MECHANIZMY WYMIANY CIEPŁA W OŚRODKU GRUNTOWYM

Beata BIERNACKA*

Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska, Politechnika Białostocka, ul. Wiejska 45A, 15-351 Białystok

Streszczenie: W artykule omówiono mechanizmy związane z wymianą ciepła w gruncie. Dominującym sposobem przekazywania ciepła w gruncie jest przewodzenie. Przewodność cieplna gruntu zależy przede wszystkim od rodzaju, porowatości i wilgotności gruntu. W gruncie zachodzi również zjawisko konwekcji swobodnej i wymuszonej.

Słowa kluczowe: grunt, przewodzenie ciepła, przewodność cieplna gruntu, konwekcja, temperatura gruntu.

1. Wprowadzenie

Znajomość zjawisk cieplnych zachodzących w gruncie jest niezbędna przy określaniu pola temperatury gruntu zarówno metodami numerycznymi, jak też równaniami półempirycznymi. Wymiana ciepła w gruncie następuje trzema sposobami, poprzez: przewodzenie, konwekcję i promieniowanie. Dominującym sposobem przekazywania ciepła jest przewodzenie. W określonych warunkach w gruncie może zachodzić również zjawisko konwekcji swobodnej lub wymuszonej. Zmiany stanu skupienia wody (parowanie, kondensacja, zamarzanie i topnienie) mają mały wpływ na procesy wymiany ciepła w gruncie; jedynie w warstwie powierzchniowej w pewnych sytuacjach ich znaczenie wzrasta. I tak, w okresie zimy w warstwie powierzchniowej występuje zamarzanie i topnienie. Natomiast w przypadku, kiedy warstwa powierzchniowa jest nasycona wodą, na jej powierzchni występuje intensywne parowanie. Celem pracy jest przegląd i opis mechanizmów wymiany ciepła w gruncie pod kątem wykorzystania gruntu jako źródła energii przy projektowaniu gruntowych wymienników ciepła.

2. Struktura i skład ośrodka gruntowego

Grunt jest ośrodkiem trójfazowym, ponieważ jego elementy występują w stanie stałym, ciekłym i gazowym. Fazą stałą są cząstki mineralne, organiczne i organiczno-mineralne. Fazę ciekłą stanowi woda, w której rozpuszczone są związki mineralne i organiczne. Fazą gazową jest mieszanina gazów wypełniających pory w gruncie, tak zwane powietrze gruntowe.

Szkielet gruntowy jest mieszaniną ziaren gruntowych o różnych średnicach ($d > 0,05$ mm) i cząstek ($d \leq 0,05$). Uziarnienie jest podstawowym kryterium oznaczania rodzajów gruntów mineralnych (tab. 1).

Tab. 1. Frakcje gruntu według PN-EN ISO 14688-1:2006 +Ap1:2012 *Badania geotechniczne. Oznaczenia i klasyfikacja gruntów. Część 1: Oznaczenia i opis*

Frakcje	Podfrakcje	Wymiar ziaren i cząstek [mm]
Bardzo gruboziarniste (kamienie, głązy)	Duże głązy	> 630
	Głązy	> 200 – 630
	Kamienie	> 63 – 200
Gruboziarniste (żwir i piaski)	Żwir	> 2,0 – 63
	Żwir grubo	> 20 – 63
	Żwir średni	> 6,3 – 20
	Żwir drobny	> 2,0 – 6,3
	Piasek	> 0,063 – 2,0
	Piasek grubo	> 0,63 – 2,0
	Piasek średni	> 0,2 – 0,63
Drobnoziarniste (pyły i iły)	Piasek drobny	> 0,063 – 0,2
	Pył	> 0,002 – 0,063
	Pył grubo	> 0,02 – 0,063
	Pył średni	> 0,0063 – 0,02
	Pył drobny	> 0,002 – 0,0063
	Ił	$\leq 0,002$

Skład mineralny gruntów zależy od rodzajów minerałów budujących ziarna i cząstki. Głązy i bloki skalne oraz ziarna żwirowe mają taki sam skład mineralny jak skały macierzyste. Ziarna piaskowe w klimacie umiarkowanym składają się głównie z minerałów bardziej odpornych na wietrzenie, to jest przede wszystkim

* Autor odpowiedzialny za korespondencję. E-mail: b.biernacka@pb.edu.pl

z kwarcu. Cząstki pyłowe, tak zwana mączka skalna, powstają wskutek rozdrabniania, tarcia i zaokrąglenia krawędzi okruchów skalnych w czasie ich transportu przez wodę i wiatr. Świeżo powstałe pyły, oprócz cząstek kwarcowych, zawierają znaczną ilość cząstek skaleniowych i mikowych, które ulegają procesowi wietrzenia chemicznego i są wymywane lub pozostają jako cząstki ilowe.

Woda w gruncie może występować w postaci (Pisarczyk, 2010 i 2014):

- wody związanej chemicznie,
- wody związanej siłami molekularnymi: woda higroskopowa i błonkowa,
- wody kapilarnej,
- wody w postaci pary wodnej,
- wody w postaci lodu,
- wody wolnej.

Woda związana chemicznie wchodzi w skład różnych minerałów. W czasie suszenia gruntu woda ta nie ulatnia się, natomiast może w wyniku rozpuszczenia się minerału przejść do roztworu gruntowego.

Woda związana siłami molekularnymi może występować w formie wody higroskopowej (silniej związanej) i wody błonkowej (słabiej związanej).

Woda kapilarna wypełnia kanaliki utworzone z połączonych porów gruntu, które można uważać za kapilary. Im średnica kapilar jest mniejsza, tym wysokość podciągania kapilarnego jest większa. Woda kapilarna może pochodzić z podsiąkania wody gruntowej, z opadów lub z kondensacji pary wodnej.

Para wodna wypełniająca większe pory przemieszcza się w gruncie od miejsc o wysokim ciśnieniu do miejsc o ciśnieniu niższym, czyli przesuwa się z miejsc bardziej wilgotnych do miejsc o mniejszej wilgotności. W razie obniżenia się temperatury gruntu para wodna przemieszcza się do miejsc o obniżonej temperaturze, gdzie ulega kondensacji.

Woda wolna (gruntowa) występuje w podziemnych nieckach i łóżyskach wypełnionych żwirami i piaskami. Źródłem wody gruntowej są opady atmosferyczne, przesiąkanie z jezior i rzek, przesiąkanie z dolnych wodonośnych warstw będących się pod ciśnieniem. Wody gruntowe zasilane są również przez strumienie i potoki podziemne oraz kondensację pary wodnej, znajdującą się w porach gruntu (Wiłun, 1987).

Powietrze w gruncie zajmuje pory, które nie są wypełnione wodą. Jego skład chemiczny różni się od składu powietrza atmosferycznego i podlega znacznym wahaniom w związku z procesami biochemicznymi zachodzącymi w gruncie.

Powietrze w glebie, czyli w wierzchniej części gruntu, zawiera znacznie więcej dwutlenku węgla, zaś mniej tlenu niż powietrze atmosferyczne (tab. 2). W powietrzu glebowym występować mogą pewne ilości amoniaku, metanu, siarkowodoru i wodoru. W gruntach ciężkich (patrz punkt 3 tab. 4), podmokłych lub bagiennych zawartość tlenu jest niższa, natomiast zawartość dwutlenku węgla i innych gazów jest wyższa. Ilość CO₂ na ogół wzrasta wraz z głębokością (Uggla, 1983; Wiłun, 1987).

Tab. 2. Zawartość azotu, tlenu i CO₂ w powietrzu atmosferycznym i glebowym (Uggla, 1983)

Powietrze	Azot [% obj.]	Tlen [% obj.]	CO ₂ [% obj.]
Atmosferyczne	78,1	20,9	0,03
Glebowe	70,8 – 80,2	10,4 – 20,7	0,15 – 0,65

3. Mechanizmy wymiany ciepła w gruncie

3.1. Przewodzenie ciepła

Przewodzenia ciepła występuje we wszystkich składnikach gruntu, to jest w cząstkach stałych, wodzie (w postaci cieczy, pary i lodu) i w powietrzu wypełniającym pory.

Przewodzenie ciepła jest procesem nieodwracalnym, polegającym na transporcie energii z miejsc o temperaturze wyższej do miejsc o temperaturze niższej wewnątrz ośrodka materialnego lub między ośrodkami materialnymi. Zjawisko przewodzenia ciepła jest złożone i odbywa się odmiennie w poszczególnych stanach skupienia ośrodka. W ciałach stałych przewodzenie ciepła jest związane z ruchem swobodnych elektronów oraz drganiem atomów w siatce krystalicznej czyli polega na przekazywaniu energii kinetycznej mikroskopowego ruchu cząsteczek. W cieczech i gazach transport energii odbywa się poprzez bezładne mikroskopowe zderzenia cząsteczek nieprzemieszczających się względem siebie w układzie makroskopowym.

Przewodzeniem ciepła rządzi prawo Fouriera, zgodnie z którym gęstość strumienia ciepła q , czyli ilość ciepła wymienianego przez jednostkową powierzchnię w jednostce czasu, wynosi (Staniszewski, 1980; Wiśniewski S. i Wiśniewski T., 2009):

$$q = -\lambda \text{grad}t \quad (1)$$

gdzie: q jest gęstością strumienia przewodzonego ciepła w W/m², λ jest współczynnikiem przewodzenia ciepła w W/mK, $\text{grad}t$ jest gradientem temperatury w K/m.

Współczynnik przewodzenia ciepła λ , określane również mianem współczynnika przewodnictwa cieplnego lub przewodnością cieplną, jest parametrem materiałowym będącym miarą zdolności danego ciała do przewodzenia ciepła. Definiuje się go jako ilość ciepła przepływającego w jednostce czasu przez jednostkę pola powierzchni przy spadku temperatury o jednostkę na jednostkę długości (Petela, 1983).

Naturalne pole temperatury gruntu znacząco zależy od przewodności gruntu. Współczynnik przewodzenia ciepła jest różny dla różnych gruntów. Jego wartość zależy przede wszystkim od rodzaju i struktury oraz porowatości i wilgotności gruntu. W gruncie ciepło najlepiej przewodzą części mineralne, następnie woda, substancje organiczne, a najgorzej – powietrze (Bac i in., 1998).

Przewodność cieplna gruntu silnie zależy od gęstości objętościowej gruntu. Wzrost gęstości objętościowej

gruntu prowadzi do wzrostu przewodności cieplnej, co spowodowane jest następującymi czynnikami:

- lepszy jest przepływ ciepła poprzez zwiększony kontakt między cząsteczkami gruntu,
- większa jest liczba cząstek stałych w jednostce objętości gruntu,
- mniej jest porów wypełnionych powietrzem lub wodą w jednostce objętości gruntu.

Jeśli ośrodek gruntowy jest suchy, wówczas o wielkości gęstości strumienia ciepła decyduje przewodność cieplna szkieletu gruntowego składającego się ze składników mineralnych i organicznych. Składnikami mineralnymi gruntów są okruchy skał i minerałów, składnikami organicznymi – próchnica, resztki roślinne i zwierzęce w różnym stopniu rozkładu oraz organizmy bytujące w gruncie. Stosunek ilościowy składników mineralnych do organicznych wywiera duży wpływ na właściwości cieplne gruntów (Kędziora, 2008).

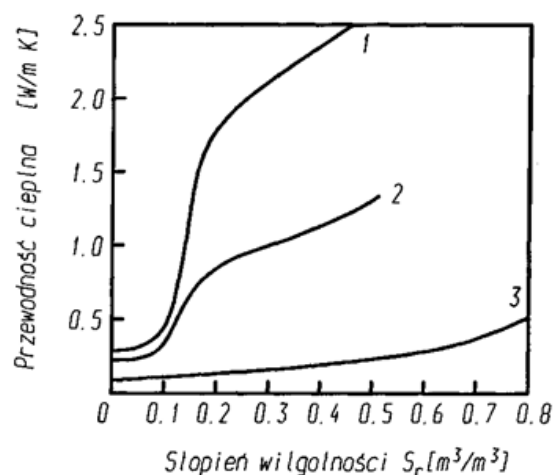
Grнты mineralne zawierają różne minerały, których przewodność cieplna zależy od temperatury i kierunku przepływu ciepła. Przewodność cieplna mierzona równoległe do uwarstwienia skały jest zwykle większa od przewodności mierzonej prostopadle do uwarstwienia (tab. 3). Części organiczne mają przewodność cieplną kilkakrotnie mniejszą niż składniki mineralne gruntów. Przewodność cieplna λ składników organicznych gruntu mieści się w przedziale od 0,25 do 0,45 W/mK.

Kiedy pory w gruncie wypełnione są wodą, przewodność cieplna gruntu rośnie. Tempo wzrostu przewodności cieplnej zależy od stopnia wilgotności gruntu S_r (rys. 1).

Stopień wilgotności gruntu S_r jest to stosunek objętości wody w porach gruntu do objętości porów. Oblicza się go ze wzoru (Pisarczyk, 2010):

$$S_r = \frac{V_w}{V_p} \quad (2)$$

gdzie: V_w jest objętością wody wypełniającą pory w cm^3 ,
a V_p jest objętością porów w cm^3 .



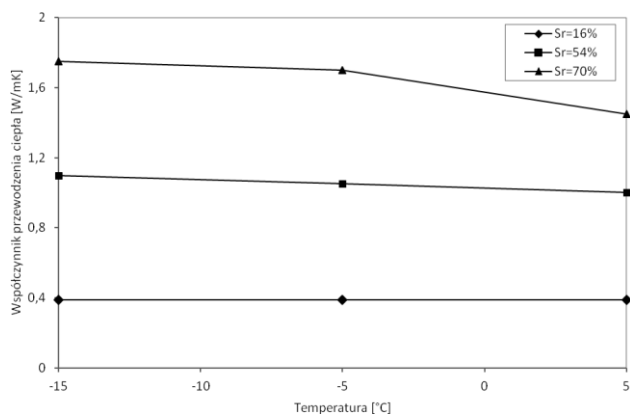
Rys. 1. Zależność przewodności cieplnej od stopnia wilgotności (Kędziora, 2008): 1 – piasek, 2 – glina, 3 – torf

Początkowo przewodność cieplna gruntu rośnie szybko w miarę wzrostu stopnia wilgotności, a potem coraz wolniej. Szybkie tempo wzrostu przewodności cieplnej przy niewielkim wzroście wilgotności jest efektem występowania w punktach kontaktowych mostków wodnych oraz cienkich filmów wody błonkowej wokół cząsteczek gruntu. Największe przyrosty wartości współczynnika przewodzenia ciepła są między stanami odpowiadającymi maksymalnej molekularnej pojemności wodnej, czyli największej możliwej zawartości wody molekularnej w gruncie, i maksymalnej kapilarnej pojemności wodnej, czyli największej możliwej zawartości wody zmagazynowanej w kapilarach gruntowych. Przy wypełnianiu się wodą przestrzeni niekapilarnych, wzrost przewodności cieplnej jest wolniejszy. Największe wartości współczynnika przewodzenia ciepła osiągnane są w stanie maksymalnego nasycenia wodą (Kędziora, 2008).

Tab. 3. Przewodność cieplna λ [W/mK] skał osadowych w zależności od kierunku przepływu ciepła (Kurowska i Groborz, 2001)

Rodzaj skały	Wiek	Przewodność cieplna zależnie od sposobu pomiaru [W/mK]	
		Równoległe do uwarstwienia	Prostopadle do uwarstwienia
Piaski, iły, gliny, piaskowce, iłowce	Trzeciorzęd, czwartorzęd	1,05 – 1,83	
Zlepińce	Karbon	3,49 – 4,57	2,25 – 3,48
Piaskowce	Karbon	2,41 – 4,57	1,93 – 3,90
Mułowce, iłowce	Karbon	1,19 – 3,43	1,27 – 2,16
Węgle	Karbon	0,37 – 1,03	0,23 – 0,71

Ważnym czynnikiem wpływającym na przewodność cieplną gruntu jest obecność lodu w gruncie. Ponieważ przewodność cieplna lodu jest około 4 razy większa niż wody, przewodność cieplna gruntów zamrzniętych jest zazwyczaj większa od przewodności gruntów niezamrzniętych. Jest to szczególnie widoczne w przypadku gruntów o wysokim stopniu wilgotności (Farouki, 1986), co pokazano na rysunku 2.



Rys. 2. Zależność przewodności cieplnej od temperatury dla gliny o różnym stopniu wilgotności S_r (Farouki, 1986)

Przewodność cieplna gruntu uwzględniającą zarówno przewodność szkieletu gruntowego, jak i przewodność wody zawartej w porach gruntu wyraża się zależnością (Kapuściński i Rodzoch, 2010):

$$\lambda_g = n \cdot \lambda_w + (1 - n) \lambda_r \quad (3)$$

gdzie: λ_g jest współczynnikiem przewodzenia ciepła ośrodka porowatego w W/mK, λ_w jest współczynnikiem przewodzenia ciepła wody w W/mK, λ_r jest współczynnikiem przewodzenia ciepła szkieletu gruntowego w W/mK, $n = V_p / V$ jest porowatością, V_p jest objętością porów w m^3 , a V jest objętością gruntu w m^3 .

Wzór (3) zakłada przewodzenie ciepła równoległe – oddzielnie w wodzie i szkielecie gruntowym. W przypadku szeregowego modelu przewodzenia ciepła, przewodność cieplną gruntu wyznacza się z zależności (4):

$$\frac{1}{\lambda} = \frac{n}{\lambda_w} + \frac{1-n}{\lambda_r} \quad (4)$$

Podczas określania mocy gruntowego wymiennika ciepła zaleca się korzystanie z map geologicznych, w celu określenia średniej wartości współczynnika przewodzenia ciepła rozpatrywanego gruntu λ_g . Przewodność cieplną dobiera się w zależności od wilgotności i rodzaju gruntu określonego na podstawie składu granulometrycznego (tab. 4) i wylicza się jako średnią ważoną dla poszczególnych warstw gruntu, w którym planowane jest wykonanie kolektora pionowego.

Tab. 4. Przewodność cieplna gruntu w zależności od wilgotności (Smuczyńska, 2011)

Typ podłoża	Wilgotność gruntu [%]	Współczynnik przewodzenia ciepła [W/mK]	
		Wartość minimalna	Wartość maksymalna
Ciężka glina	15	1,4	1,9
Ciężka glina	5	1,0	1,4
Lekka glina	15	0,7	1,0
Lekka glina	5	0,5	0,9
Ciężki piasek	15	2,8	3,8
Ciężki piasek	5	2,1	2,3
Lekki piasek	15	1,0	2,1
Lekki piasek	5	0,9	1,9

Objaśnienia: grunty lekkie zawierają 11-20% części splawianych, czyli frakcji gruntowych ziaren mineralnych o średnicy mniejszej niż 0,02 mm lub 0,01 mm w zależności od zastosowanej metody sedimentacyjnej, grunty ciężkie zawierają >36% części splawianych.

W przypadku gruntów poniżej zwierciadła przepływającej wody dodatkowo występuje konwekcyjna wymiana ciepła, której intensywność zależy w głównej mierze od prędkości przepływu wód.

3.2. Konwekcja ciepła

Konwekcja jest zjawiskiem zachodzącym wyłącznie w płynach (cieczach i gazach) i polega na przenoszeniu energii w wyniku makroskopowego ruchu cząsteczek płynu połączonego z mieszaniem się strug o różnej temperaturze.

W przypadku, kiedy ruch płynu jest wynikiem działania masowych sił wyporu, powstałych dzięki różnicy gęstości cząsteczek płynu o wyższej i niższej temperaturze, wówczas konwekcję określa się mianem naturalnej lub swobodnej.

W gruntach zjawisko konwekcji zachodzące w powietrzu gruntowym lub w wodzie wypełniającej pory gruntu występuje bardzo rzadko. Intensywność konwekcji w powietrzu gruntowym jest tym większa, im większe jest ciśnienie powietrza w porach gruntu i im większe są pory gruntowe.

W przypadku, gdy w porach gruntu płyn jest nieruchomy, przepływ ciepła przez ten płyn odbywa się przez przewodzenie. W momencie pojawienia się ruchu płynu, ciepło przepływa już nie tylko przez przewodzenie, lecz także przez konwekcję swobodną. W takim przypadku do obliczeń strumienia ciepła wprowadza się tak zwany równoważny współczynnik przewodzenia ciepła λ_e dla płynu w obszarze zamkniętym, wyznaczany za pomocą funkcji zależnej od liczby Grashofa (Gr) oraz liczby Prandtla (Pr). Gęstość strumienia ciepła oblicza się wówczas ze wzoru (Staniszewski, 1980):

$$q = \frac{\lambda_e}{d} \Delta t \quad (5)$$

gdzie: λ_e jest równoważnym współczynnikiem przewodzenia ciepła w W/mK, d jest grubością warstwy płynu w m, a Δt jest różnicą temperatury powierzchni ograniczających szczelinę w K.

Równoważny współczynnik przewodzenia ciepła oblicza się ze wzoru:

$$\lambda_r = \varepsilon_k \lambda_p \quad (6)$$

gdzie: λ_p jest współczynnikiem przewodzenia ciepła dla płynu w W/mK, ε_k jest współczynnikiem intensywności wymiany ciepła spowodowanej konwekcją swobodną, a $\varepsilon_k = f(\text{Pr} \cdot \text{Gr})$.

Dla porowatego ośrodka wypełnionego płynem istnieje pewna krytyczna wartość gradientu temperatury, powyżej której pojawia się zjawisko wymiany ciepła przez konwekcję. Dla warstwy żwiru nasyconego wodą o grubości 1 m, krytyczna różnica temperatur wynosi 7,3°C przy średniej temperaturze równej 20°C (Farouki, 1986).

Konwekcja wymuszona ma miejsce wtedy, gdy przepływ wody lub powietrza w porach gruntu jest spowodowany gradientem hydraulicznym. Przykładem konwekcji wymuszonej w gruncie jest przepływ wód gruntowych. Przepływ taki jest zazwyczaj prawie prostopadły do kierunku przepływu ciepła, co zwiększa efekt wymiany ciepła na drodze konwekcji. Parametrem charakteryzującym konwekcję wymuszoną w ośrodku gruntowym jest rzeczywista prędkość filtracji, wyznaczana z zależności (Kapuściński i Rodzoch, 2010):

$$u = -\frac{k}{n} \cdot \frac{\partial H}{\partial x} \quad (7)$$

gdzie: k jest współczynnikiem filtracji gruntu w m/s, n jest porowatością gruntu, H jest różnicą poziomów wody w m, x jest drogą filtracji w m, a $\partial H / \partial x$ jest spadkiem hydraulicznym.

W przypadku analizowania i modelowania procesów lokalnych pomija się wpływ ruchu wód gruntowych, ponieważ zjawiska te mają na ogół bardzo powolny charakter (Chwieduk, 1994).

O konwekcji ciepła w przypowierzchniowej warstwie gruntu można mówić w przypadku nawadniania lub silnego deszczu, kiedy ciepło przenoszone jest wraz z wodą. W glebie konwekcja wymuszona może też być wynikiem działalności wiatru.

3.3. Promieniowanie

Promieniowanie w gruncie jest rzadkim zjawiskiem. Występuje tylko w przypadku dużych porów i znacznej różnicy wartości temperatury pomiędzy ścianami porów.

4. Podsumowanie

Podsumowując informacje przedstawione w niniejszej pracy można stwierdzić, że znajomość mechanizmów wymiany ciepła zachodzących w ośrodku gruntowym umożliwia oszacowanie ilości ciepła zakumulowanej w gruncie. Właściwości cieplne gruntu w dużej mierze zależą od przewodności cieplnej gruntu. Na wartość współczynnika przewodzenia ciepła wpływa rodzaj, struktura, a przede wszystkim wilgotność gruntu. W gruncie wilgotnym gęstość strumienia ciepła pobieranego przez wymiennik gruntowy jest większa niż w gruncie suchym.

Literatura

- Bac S., Koźmiński C., Rojek M. (1998). Agrometeorologia. PWN, Warszawa.
- Chwieduk D. (1994). Słoneczne i gruntowe systemy grzewcze. Zagadnienia symulacji funkcjonowania i wydajności cieplnej. *IKE-PTE*, Warszawa.
- Farouki O. (1986). Thermal Properties of Soils. *Series on Rock and Soil Mechanics*, Vol. 11, 1-136.
- Kapuściński J., Rodzoch A. (2010). Geotermia niskotemperaturowa w Polsce – stan aktualny i perspektywy rozwoju. *Ministerstwo Środowiska*, Warszawa.
- Kędzióra A. (2008). Podstawy agrometeorologii. *Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne*, Poznań.
- Kurowska E., Groborz E. (2001). Anomalne warunki geotermiczne kopalń w SW części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Technika Poszukiwań Geologicznych*, R. 40, Nr 5, 63-70.
- Petela R. (1983). Przepływ ciepła. PWN, Warszawa.
- Pisarczyk S. (2014). Gruntoznawstwo inżynierskie. PWN, Warszawa.
- Pisarczyk S. (2010). Mechanika gruntów. *Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej*, Warszawa.
- Smuczyńska M. (2011). Wymiarowanie kolektora gruntowego w pompach ciepła. *Instal Reporter*, 18/2011, 33-35.
- Staniszewski B. (1980). Wymiana ciepła. Podstawy teoretyczne. PWN, Warszawa.
- Uggła H. (1983). Gleboznawstwo rolnicze. PWN, Warszawa.
- Wiśniewski S., Wiśniewski T. (2009). Wymiana ciepła. *WNT*, Warszawa.
- Wiłun Z. (1987). Zarys geotechniki. *Wydawnictwa Komunikacji i Łączności*, Warszawa.

HEAT EXCHANGE MECHANISMS IN GROUND

Abstract: The article contains the most important issues connected with heat transfer in the ground. The main form of heat transfer in ground is conduction. Thermal conductivity mainly depends on type of the soil and its porosity and moisture. Inside there are also phenomena called forced and natural convection. The aim of the work is overview and description of heat transfer mechanisms in the ground. Knowledge of thermal phenomena occurring in the ground is necessary to determine the ground temperature field using numerical methods and semi-empirical formulas

Artykuł napisano w ramach realizacji pracy S/WBiIS/4/2014