

**WPŁYW WARUNKÓW POGODOWYCH
NA PRZEBIEG TEMPERATURY GLEBY
W OGRODZIE BOTANICZNYM
UNIwersytetu Jagiellońskiego
W KRAKOWIE**

Dominika Ciaranek

**Influence of weather conditions on the variation of soil
temperature in the Botanical Garden
of the Jagiellonian University in Kraków**

Abstract: The aim of the study was to define relations between meteorological elements such as: sunshine duration, air temperature, precipitation as well as snow cover and thermal regime in soil. All of the data were obtained from the Field Research Station of the Department of Climatology in the Botanical Garden of the Jagiellonian University in Kraków in the period 2007–2009. Dispersing of temperature in soil was researched on 7 depth levels: 0, 2, 5, 10, 15, 20 and 50 cm. In the first part of the paper annual variation of soil was presented. Differentiation of temperature variations was the most significant on the ground surface. The annual average temperature of the soil in the period (2007–2009) ranged from 12.6°C at the soil surface (0 cm) to 11.1°C at a depth of 20 cm. The highest average annual temperature on the surface of the soil was measured in 2008 (12.7°C), and the lowest – 2009 (11.1°C at a depth of 20 cm). The average annual temperature variations in the soil profile 5–50 cm was 0.6°C. Taking into account the relationship between sunshine duration and the daily average temperature of each level, the largest connection on the soil surface was noted on 0 cm (correlation coefficient 0.69) and gradually decreased with depth. It was also found that there was a very strong correlation between the temperature of the soil at all the depths and the air temperature measured in the cage at the height of 2 m above the ground. These values range from 0.88 at a depth of 50 cm with air temperature at noon (12 UTC) to 0.98 between the temperature on the ground (0 cm) at 6 UTC. Systematic temperature increase of

successive depths in days with snow cover and reduction of the daily temperatures amplitude with increasing depth (in accordance with Fourier's law) is also a characteristic regularity. On the thermoizoplet graph it can be seen that at low temperatures in the soil profile these days with snow greater than 20 cm maintained only to a depth of 2 cm, while in the 5–50 cm layer was almost isotherm (gradients up to $0.07^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$). In the case of soil temperature, many meteorological factors directly affect its course. For this reason, most of them were taken into account in this publication.

Keywords: temperature of soil, ground surface, thermoisopleths

Zarys treści: W pracy przedstawiono przebieg temperatury gleby na różnych głębokościach (do 50 cm) w Krakowie w zależności od usłonecznienia, stanu gruntu i zalegającej pokrywy śnieżnej oraz określono związek temperatury gleby z temperaturą powietrza w wybranych dniach z lat 2007–2009. Wahania w przebiegu temperatury gleby w przypowierzchniowej warstwie były odzwierciedleniem aktualnie występujących warunków meteorologicznych. Zmiana kierunku strumienia ciepła w glebie najczęściej występuje w marcu (od powierzchni w głąb) oraz we wrześniu (od głębszych warstw ku powierzchni).

Słowa kluczowe: temperatura gleby, powierzchnia gruntu, termoizoplety

Wstęp

Polskie publikacje dotyczące zagadnień klimatu gleby zaczęły pojawiać się dopiero w połowie XX w. Początkowo tematyka ta budziła zainteresowanie głównie w kręgach agrometeorologów. Jednej z pierwszych, aczkolwiek krótkich, syntez dotyczących temperatury gleby jako istotnego czynnika geofizycznego podjęła się Z. Pieślak (1949). Autorka zwróciła uwagę na ścisły związek temperatury gleby z temperaturą przyziemnej warstwy powietrza oraz występowaniem pokrywy śnieżnej. Bardziej wnikliwej analizy warunków termiczno-wilgotnościowych gleby dokonał M. Mołga (1953, 1958, 1959). Przeprowadził on m.in. szczegółową charakterystykę właściwości cieplnych gleby, jak również czynników wpływających na rozkład temperatury, uwzględniając specyfikę przygruntowej warstwy powietrza. K. Herman (1959, 1962) przedstawiła natomiast wyniki badań dokumentujących silną korelację między klimatem gleby a życiem roślin.

Stosunki termiczne gleby w przebiegu rocznym na Pogórzu Wielickim (w Dolinie Raby) zbadane zostały przez Z. Oleckiego (1968). Autor omówił prawidłowości w rocznym przebiegu temperatury gleby. Zwrócił uwagę m.in. na duży spadek temperatury na powierzchni gruntu po letnim maksimum i występowanie izotermii w profilu gleby. W kolejnej publikacji Z. Olecki (1969) poddał analizie wpływ zachmurzenia na kształtowanie się dobowego przebiegu temperatury gleby.

Różnice w przebiegu temperatury gleby w zależności od rzeźby terenu zaprezentował T. Orlik (1979). Pomiar temperatury gleby prowadzono w pobliżu Lublina w czterech charakterystycznych punktach: na zboczu północnym, południowym, na wierzchołku oraz w dnie doliny.

Na przebieg temperatury gleby, ale także na kształtowanie się warunków klimatycznych w całym jej profilu, wpływa każdy z elementów meteorologicznych. Badania nad wpływem wybranych elementów meteorologicznych kształtujących temperaturę gleby, w tym nieporośniętej i/lub pod różnymi uprawami były realizowane m.in. przez C. Koźmińskiego (1983), K. Bryś (2004, 2008), B. Michalską i J. Nidzgorską-Lencewicz (2005, 2010), J. Kossowskiego (2007).

Rozkład temperatury w glebie w największym stopniu zależy od promieniowania słonecznego; ilości energii cieplnej docierającej od Słońca do powierzchni gruntu (Michalska, Nidzgorska-Lencewicz 2010). Bardzo istotną rolę odgrywa pokrywa śnieżna, której termoizolacyjne właściwości zwiększają się wraz ze wzrostem jej grubości (Herman 1963, Janiszewski 1965, Kędziora 1995). Występowanie pokrywy śnieżnej powoduje, że gleba mniej się nagrzewa, a do powierzchni gruntu dociera niewiele tej energii słonecznej, która dochodzi do powierzchni śniegu (Herman 1963, 1965; Janiszewski 1965, 1966). Silne wypromieniowanie w nocy obniża temperaturę powierzchni śniegu, który przez małe przewodnictwo cieplne zapobiega znacznieszemu wychłodzeniu gleby (Olecki 1968). Proces zamarzania oraz tajania gruntu dokładnie opisał F. Janiszewski (1965). Przeprowadził on analizę porównawczą kilku rodzajów gleb o odmiennym uziarnieniu, których różny stopień uwilgotnienia warunkował szybsze bądź wolniejsze zamarzanie. W artykule autor przybliżył również metody prowadzenia pomiarów miąższości zmarzliny. Na rozkład temperatury gleby w ciągu doby wpływa również wysokość opadów atmosferycznych, wielkość parowania, a także rodzaj i faza rozwoju roślin porastających daną powierzchnię (Kossowski 2007; Michalska, Nidzgorska-Lencewicz 2010).

Celem opracowania jest określenie zależności przebiegu temperatury w profilu glebowym od usłonecznienia, temperatury powietrza, stanu gruntu i pokrywy śnieżnej w Ogrodzie Botanicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie. Analizie poddano związki między danym elementem meteorologicznym a reakcją gleby na poszczególnych głębokościach. W artykule zwrócono również uwagę na dynamikę zmian temperatury gleby.

Stanowisko pomiarowe, dane meteorologiczne i metody opracowania

W opracowaniu wykorzystano dane meteorologiczne z lat 2007–2009 ze Stacji Naukowej Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego (50°04'N, 19°58'E, 206 m n.p.m.) zlokalizowanej na terenie Ogródu Botanicznego w Krakowie.

Pomiary temperatury gleby były prowadzone na poletku o wymiarach 2x4 m, pozbawionym roślinności, w trzech terminach obserwacyjnych (6, 12 i 18 UTC), za

pomocą termometrów gruntowych (kolankowych). Do analizy wykorzystano pomiary z głębokości: 2, 5, 10, 15, 20 i 50 cm. Uwzględniono również pomiary termometrem zwykłym (rtęciowym) na powierzchni gruntu (0 cm).

Gleba na terenie ogródka meteorologicznego jest zaliczana do *urbisoli* (gleb antropogenicznych), charakterystycznych dla obszarów miejskich. Warstwa próchnicy (ok. 2–3%) przeformowana w czasie, zalega do głębokości 20–30 cm. W profilu glebowym do 50 cm materiał jest wymieszany i można zauważyć warstwy wcześniejszego użytkowania.

W analizie wykorzystano również średnie dobowe, minimalne i maksymalne wartości temperatury powietrza z klatki meteorologicznej usytuowanej na wysokości 2 m n.p.g., dobowe sumy usłonecznienia rzeczywistego, grubość i rodzaj pokrywy śnieżnej oraz stan gruntu (w skali 0–9 dla powierzchni bez pokrywy śnieżnej lub 0'–9' – z pokrywą śnieżną).

W celu określenia zależności temperatury gleby od poszczególnych elementów meteorologicznych oraz jej rocznej zmienności wykorzystano podstawowe miary statystyczne, w tym m.in. odchylenie standardowe i współczynnik korelacji. Obliczono średnie dobowe (z trzech terminów pomiarowych), miesięczne i roczne wartości temperatury gleby na poszczególnych głębokościach. Na podstawie tych wartości obliczono także gradienty temperatury gleby (w $^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$) między poszczególnymi głębokościami oraz określono kierunki strumienia ciepłego rozpatrywanych poziomów profilu glebowego. Zróżnicowanie temperatury gleby w jej profilu zilustrowano za pomocą termoizoplet.

Warunki meteorologiczne w latach 2007–2009

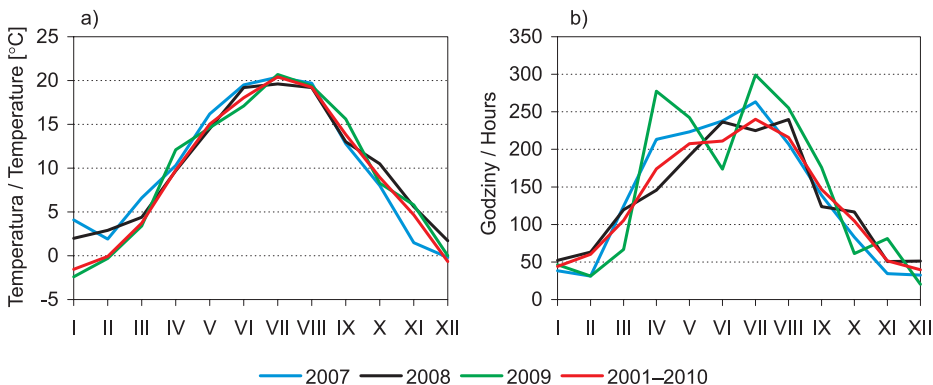
Porównując przebieg roczny temperatury powietrza (2 m n.p.g.) w trzech uwzględnionych latach (2007–2009) na tle pierwszego dziesięciolecia XXI w. (2001–2010) można stwierdzić, że z wyjątkiem stycznia i lutego w 2007 i 2008 r. oraz listopada 2007 r. wartości w pozostałych miesiącach nie różniły się znacząco (ryc. 1). Pierwsze dwa miesiące 2007 i 2008 r. były bardzo ciepłe. Średnia temperatura w styczniu 2007 r. wyniosła aż $4,1^{\circ}\text{C}$. Chłodniejszy niż przeciętnie (o $3,2^{\circ}\text{C}$) był natomiast listopad 2007 r. (ryc. 1a). Wszystkie trzy analizowane lata charakteryzowały się średnią roczną temperaturą powietrza wyższą od średniej 10-letniej, która wyniosła $9,3^{\circ}\text{C}$. Najcieplejszy był rok 2008 ($10,2^{\circ}\text{C}$), tylko o $0,1^{\circ}\text{C}$ niższa średnia roczna temperatura wystąpiła w 2007 r. ($10,1^{\circ}\text{C}$), najchłodniejszym natomiast był 2009 r. ($9,5^{\circ}\text{C}$).

Potwierdzeniem tego, że warunki termiczne w cieplej połowie roku w trzech badanych latach (2007–2009) nie różniły się znacząco od średnich z 10-lecia jest również podobna liczba dni gorących ($t_{\text{max}} > 25^{\circ}\text{C}$) i upalnych ($t_{\text{max}} > 30^{\circ}\text{C}$) (tab. 1). W przypadku miesięcy zimowych (grudzień–luty) zdecydowanie najcieplejszą zimą

Tabela 1. Liczba dni gorących ($t_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$) i upalnych ($t_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$) w półroczu ciepłym (IV–IX) oraz średnia temperatura (Temp.), liczba dni mroźnych ($t_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$) i z pokrywą śnieżną (*) w chłodnej połowie roku (X–III) w latach 2007–2009 na tle 10-lecia (2001–2010)

Table 1. Number of hot days ($t_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$) and very hot days ($t_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$) per year and the average air temperature (Temp.), the number of frosty days ($t_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$) and days with snow cover (*) in winter in 2007–2009 against the background of the 10th anniversary (2001–2010)

Lata/ Years	Temp. [°C] (VI–VIII)	Liczba dni (IV–IX)/ Number of days		Zimy/ Winters	Temp. [°C] (XII–II)	Liczba dni (X–III)/ Number of days	
		$t_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$	$t_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$			$t_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$	*
2007	19,9	66	16	2007/08	1,6	25	55
2008	19,3	63	12	2008/09	-0,3	26	64
2009	19,1	62	12	2009/10	-2,3	51	83
2001–2010	19,2	60	14	2001/02–2010/11	-0,8	32	70



Ryc. 1. Przebieg roczny temperatury powietrza (a) i usłonecznienia (b) w Krakowie w latach 2007–2009 na tle 10-lecia (2001–2010)

Fig. 1. The annual variation of air temperature (a) and sunshine duration (b) in Kraków in 2007–2009 against the background of a 10-years' period (2001–2010)

była 2007/2008, zbliżoną natomiast pod względem termicznym liczbą dni mroźnych i z pokrywą śnieżną była zima 2008/2009 (tab. 1).

Porównując sumy miesięczne usłonecznienia (ryc. 1b), można zauważyć, że lata 2007 i 2008 charakteryzowały się przebiegiem rocznym zbliżonym do tego z lat 2001–2010. Suma roczna usłonecznienia wynosiła w tych latach odpowiednio 1628 i 1616 godzin i była o 43 i 31 godzin wyższa od średniej 10-letniej (2001–2010; 1585 godz.). Bardziej słoneczny natomiast w całym 10-leciu (o 146 godz.) był 2009 r.

(1731 godz.), zwłaszcza kwiecień i maj oraz lipiec i sierpień, a ze zdecydowanie mniejszą liczbą godzin słonecznych – czerwiec (ryc. 1b).

Roczny przebieg temperatury gleby

Średnia roczna temperatura gleby w analizowanym okresie (2009–2007) wyniosła od 12,6°C na powierzchni gruntu (0 cm) do 11,1°C na głębokości 20 cm (tab. 2). W kolejnych latach wartości te, jak i na pozostałych głębokościach, różniły się o 0,3°C. Najwyższą średnią roczną temperaturą na powierzchni gruntu charakteryzował się 2008 r. (12,7°C) najniższą – 2009 r. (11,1°C na głębokości 20 cm).

W przebiegu rocznym największe zmiany temperatury występowały na poziomie gruntu (0 cm). Świadczy o tym m.in. amplituda roczna, która wynosiła 24,9°C (tab. 2). W poszczególnych latach jej wartość wahała się od 25,2°C w 2008 r. do 29,2°C w 2009 r. W związku z przenikaniem ciepła na drodze przewodnictwa cieplnego i zgodnie z drugim prawem Fouriera wraz z głębokością amplituda temperatury gleby zmniejszała się. Na głębokości 50 cm wynosiła 18,0°C. Była też niższa od temperatury powietrza na wysokości 2 m n.p.g. (tab. 2).

Przebieg roczny temperatury gleby w całym analizowanym profilu przedstawiono w postaci termoizoplek na rycinie 2. W badanym okresie średnie miesięczne war-

Tabela 2. Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza i gleby [°C] na poszczególnych głębokościach w latach 2007–2009 w Krakowie

Table 2. The monthly average air temperature and the temperature of soil [°C] at different depths in 2007–2009 in Kraków

Głębokość / Depth [cm]	Miesiące / Months												Rok / Year	Amplituda Amplitude	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII		
	temperatura powietrza/air temperature [°C]														
	1,2	1,5	4,8	10,7	15,1	18,6	20,2	19,4	13,8	8,9	4,3	0,5	9,9	19,7	
	temperatura gleby/soil temperature [°C]														
0	0,4	1,3	6,1	15,8	20,7	24,0	25,2	24,8	17,6	10,7	4,4	0,3	12,6	24,9	
2	0,8	1,4	5,1	13,2	18,8	22,2	23,5	22,9	16,1	10,1	4,6	1,2	11,7	22,7	
5	1,0	1,5	5,2	12,9	18,6	21,9	23,4	22,9	16,3	10,2	4,9	1,5	11,7	22,3	
10	1,1	1,5	5,1	12,5	18,0	21,3	22,9	22,4	16,2	10,3	5,0	1,7	11,5	21,8	
15	1,1	1,4	4,9	12,1	17,6	20,8	22,4	22,0	16,0	10,3	5,0	1,8	11,3	21,3	
20	1,0	1,4	4,8	11,8	17,1	20,4	22,0	21,7	15,9	10,3	5,1	1,9	11,1	21,0	
50	3,2	3,1	5,4	10,5	15,4	18,7	20,7	21,1	17,1	12,5	8,0	4,7	11,7	18,0	

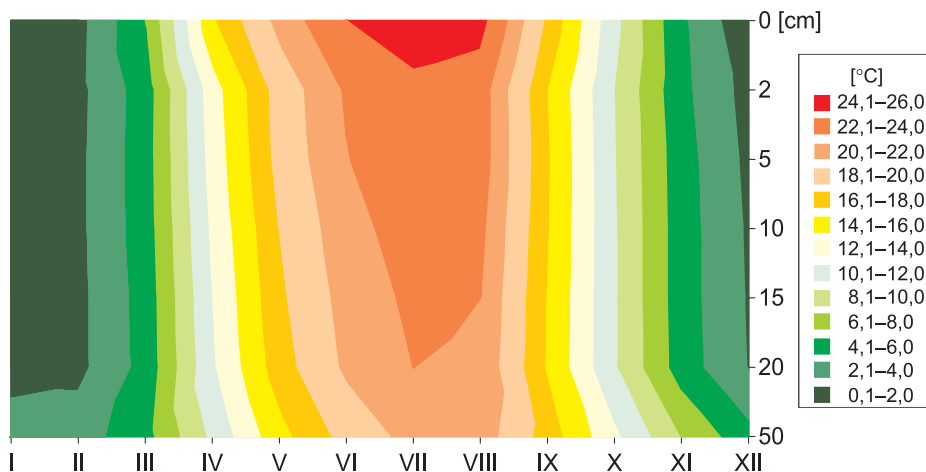
tości wahały się od $0,3^{\circ}\text{C}$ w grudniu do $25,2^{\circ}\text{C}$ w lipcu. Zarówno ta najwyższa, jak i najniższa wartość wystąpiły na powierzchni gruntu (0 cm).

Do głębokości 20 cm najwyższe średnie miesięczne wartości temperatury również wystąpiły w lipcu, na 50 cm można natomiast zauważyć miesięczne opóźnienie w stosunku do poziomów znajdujących się powyżej (tab. 2, ryc. 2). Ta zależność jest zgodna z trzecim prawem Fouriera, która wskazuje na opóźnienie maksymalnych i minimalnych wartości temperatury gleby proporcjonalnie do głębokości.

W sierpniu w warstwie 50 cm średnia miesięczna temperatura wahała się od $20,6^{\circ}\text{C}$ w 2008 r. do $21,4^{\circ}\text{C}$ w 2009 r. Potencjalny okres występowania temperatury powyżej 20°C trwał od maja do połowy sierpnia do głębokości 20 cm.

Ponieważ miesiące zimowe w 2007 i 2008 r. były bardzo ciepłe (ryc. 1), średnie wartości temperatury gleby w całym analizowanym profilu miały wartości powyżej $0,0^{\circ}\text{C}$ (tab. 2, ryc. 2). W 2007 r. najniższa średnia miesięczna temperatura wyniosła $-0,2^{\circ}\text{C}$ w grudniu na poziomie 0 cm, a rok później – w styczniu 2009 r., od $-2,8^{\circ}\text{C}$ na poziomie gruntu do $-0,3^{\circ}\text{C}$ na głębokości 20 cm. Początek 2009 r. był najchłodniejszym spośród wszystkich omawianych lat. Średnia miesięczna temperatura poniżej $0,0^{\circ}\text{C}$ w przypowierzchniowej warstwie utrzymywała się również w kolejnym miesiącu (lutym).

Kształt termizoplet (ryc. 2) potwierdza przebieg kierunku strumienia ciepła od powierzchni w głąb profilu od marca do lipca, a także zmianę na kierunek odwrotny w miesiącach zimowych. Aby dokładnie przedstawić kierunek oraz stopień przepływu ciepła w profilu glebowym, wyliczono gradienty średniej miesięcznej temperatury



Ryc. 2. Średnie miesięczne wartości temperatury gleby w Krakowie w latach 2007–2009

Fig. 2. The monthly average soil temperature in Kraków in 2007–2009

w stopniach na centymetr (tab. 3). Najbardziej wyraźną zgodność kierunku przepływu ciepła w całym profilu obserwuje się od kwietnia do sierpnia, kiedy strumień jest skierowany od powierzchni w głąb oraz w listopadzie i grudniu (ku powierzchni). Luty i marzec charakteryzują się największym zróżnicowaniem kierunków przepływu ciepła w glebie (tab. 3). Na podstawie danych z Puław A. Nieróbca (2005) również stwierdziła, że strumień ciepła skierowany w głąb całego profilu występuje w okresie kwiecień–sierpień. Dodatkowo autorka zauważyła, że w marcu i wrześniu następowało w Puławach wyrównanie temperatury gleby między głębokościami 5–100 cm. W Krakowie w tych miesiącach można jedynie stwierdzić, że na głębokości 2–50 cm gradienty temperatury są najniższe w porównaniu z pozostałymi miesiącami. Wynoszą one $0,04^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$ w marcu i $0,03^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$ we wrześniu. Izoterma zaznaczyła się na głębokości 10–15 cm w październiku i listopadzie oraz na 15–20 cm w lutym (tab. 3).

Tabela 3. Gradienty [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$] średniej miesięcznej temperatury gleby na poszczególnych głębokościach w Krakowie w latach 2007–2009

Table 3. Gradients [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$] of mean monthly soil temperature at different depths in Kraków in the period 2007–2009

Głębokość/ Depth [cm]	Miesiące/Months											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0–2	-0,20↑	-0,05↑	0,50↓	1,30↓	0,90↓	0,90↓	0,85↓	0,95↓	0,75↓	0,30↓	-0,10↑	-0,45↑
2–5	-0,07↑	-0,03↑	-0,01↑	0,10↓	0,09↓	0,11↓	0,05↓	0,00	-0,04↑	-0,06↑	-0,09↑	-0,10↑
5–10	-0,02↑	0,00	0,01↓	0,09↓	0,12↓	0,12↓	0,10↓	0,10↓	0,01↓	-0,01↑	-0,02↑	-0,03↑
10–15	0,01↓	0,02↓	0,05↓	0,09↓	0,08↓	0,10↓	0,09↓	0,09↓	0,03↓	0,00	0,00	-0,02↑
15–20	0,01↓	0,00	0,02↓	0,06↓	0,09↓	0,08↓	0,08↓	0,07↓	0,02↓	-0,01↑	-0,03↑	-0,03↑
20–50	-0,07↑	-0,06↑	-0,02↑	0,04↓	0,06↓	0,06↓	0,04↓	0,02↓	-0,04↑	-0,07↑	-0,10↑	-0,09↑

Wraz ze wzrostem głębokości do 20 cm wartości gradientów termicznych maleją. W kolejnej warstwie (20–50 cm) są wyższe aniżeli na głębokości 15–20 cm. Warto jednak zwrócić uwagę, że niekiedy kierunek strumienia ciepła między tymi warstwami jest przeciwny (w styczniu i wrześniu) (tab. 3).

Wiosna charakteryzuje się największą zmiennością temperatury gleby, zwłaszcza na powierzchni gruntu. Świadczą o tym wartości odchylenia standardowego liczone z wartości terminowych, którego najwyższe wartości wystąpiły w kwietniu ($11,1^{\circ}\text{C}$) i maju ($10,5^{\circ}\text{C}$) (tab. 4). Według analiz B. Michalskiej i J. Nidzgorskiej-Lencewicz (2010) wiosna charakteryzuje się na wszystkich głębokościach trzykrotnie większą

Tabela 4. Odchylenie standardowe średnich miesięcznych wartości temperatury gleby [°C] na poszczególnych głębokościach w Krakowie w okresie 2007–2009

Table 4. The standard deviation of monthly average soil temperature [°C] at different depths in Kraków in 2007–2009

Głębokość/ Depth [cm]	Miesiące/Months											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	4,42	4,15	5,88	11,05	10,45	9,65	10,24	9,72	8,87	6,14	4,92	4,21
2	1,87	1,87	3,13	5,31	5,99	5,82	6,41	5,34	5,06	4,03	3,22	2,28
5	1,51	1,44	2,44	4,18	4,70	4,57	5,28	4,32	4,25	3,40	2,63	2,02
10	1,33	1,21	2,04	3,39	3,69	3,61	4,22	3,24	3,60	3,06	2,63	1,85
15	1,08	1,04	1,76	2,98	3,09	2,97	3,52	2,50	3,09	2,79	2,47	1,69
20	0,98	0,96	1,59	2,65	2,74	2,62	3,17	2,18	2,82	2,67	2,43	1,62
50	0,60	0,47	0,86	1,78	1,44	1,21	1,37	0,65	1,81	1,94	1,62	1,12

zmiennością temperatury gleby niż zimą. Najmniejszą zmiennością we wszystkich miesiącach badanego okresu charakteryzuje się temperatura gleby na głębokości 50 cm (wartości odchylenia od 0,5°C w lutym do 1,9°C w październiku).

Wpływ usłonecznienia na przebieg temperatury gleby

W celu zbadania wpływu usłonecznienia na temperaturę gruntu obliczono wartości współczynników korelacji, uwzględniając pomiary temperatury na wszystkich analizowanych głębokościach, oddzielnie w trzech terminach pomiarowych i wartości średnich dobowych (tab. 5). W przypadku temperatury o godzinie 6 UTC wartości współczynnika korelacji wynosiły od 0,44 na powierzchni gruntu (0 cm) i stopniowo wzrastały wraz z głębokością do 0,56 na 20 cm. W południowym terminie pomiarowym, co jest dość oczywiste, usłonecznienie ma największy wpływ na temperaturę gleby (współczynnik korelacji od 0,54 na 50 cm głębokości do 0,81 na powierzchni gruntu). O godzinie 18 UTC stopniowe wypromieniowanie ciepła z gleby powoduje, że wpływ usłonecznienia zaznacza się wyraźniej w przebiegu temperatury na głębokościach 2–10 cm (współczynnik korelacji 0,68). Uwzględniając zależność średniej dobowej temperatury poszczególnych głębokości od usłonecznienia, można stwierdzić, że jest ona największa na powierzchni gruntu (0 cm; współczynnik korelacji 0,69) i stopniowo maleje wraz z głębokością.

Aby scharakteryzować rolę usłonecznienia w przebiegu temperatury gleby, wybrano dni z lat 2007–2009, podczas których stan gruntu był suchy (skala „0”),

Tabela 5. Wartości współczynnika korelacji liniowej Pearsona między usłonecznieniem a temperaturą gleby w Krakowie w latach 2007–2009

Table 5. The values of correlation coefficient between sunshine duration and temperature of soil in Kraków in 2007–2009

Głębokość/ Depth [cm]	Godziny/Hours (UTC)*			Średnia dobowa/ Daily mean
	6	12	18	
0	0,44	0,81	0,61	0,69
2	0,49	0,73	0,68	0,66
5	0,51	0,69	0,68	0,65
10	0,53	0,64	0,68	0,63
15	0,55	0,61	0,67	0,61
20	0,56	0,58	0,65	0,60
50	0,54	0,54	0,54	0,54

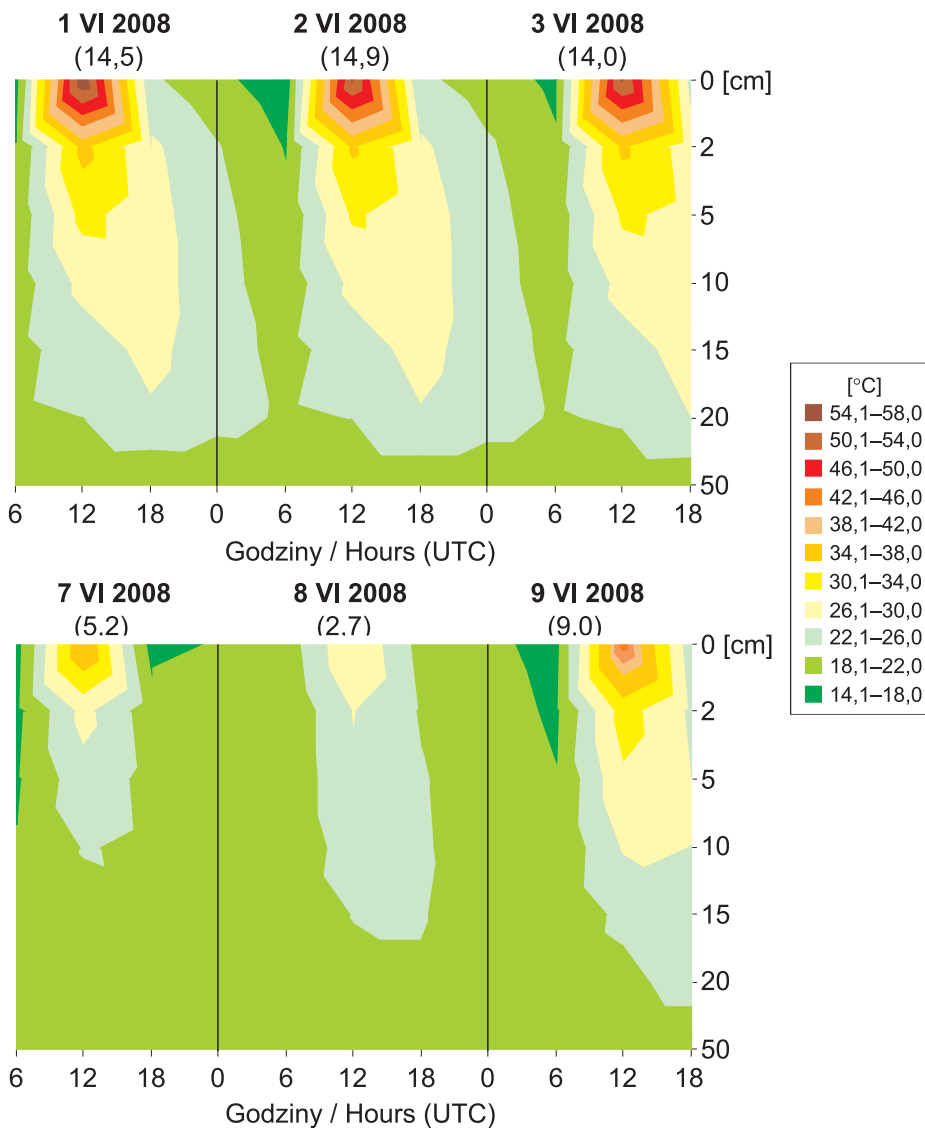
* wartości istotne statystycznie $\alpha = 0,05$.

* the values statistical significant $\alpha = 0,05$.

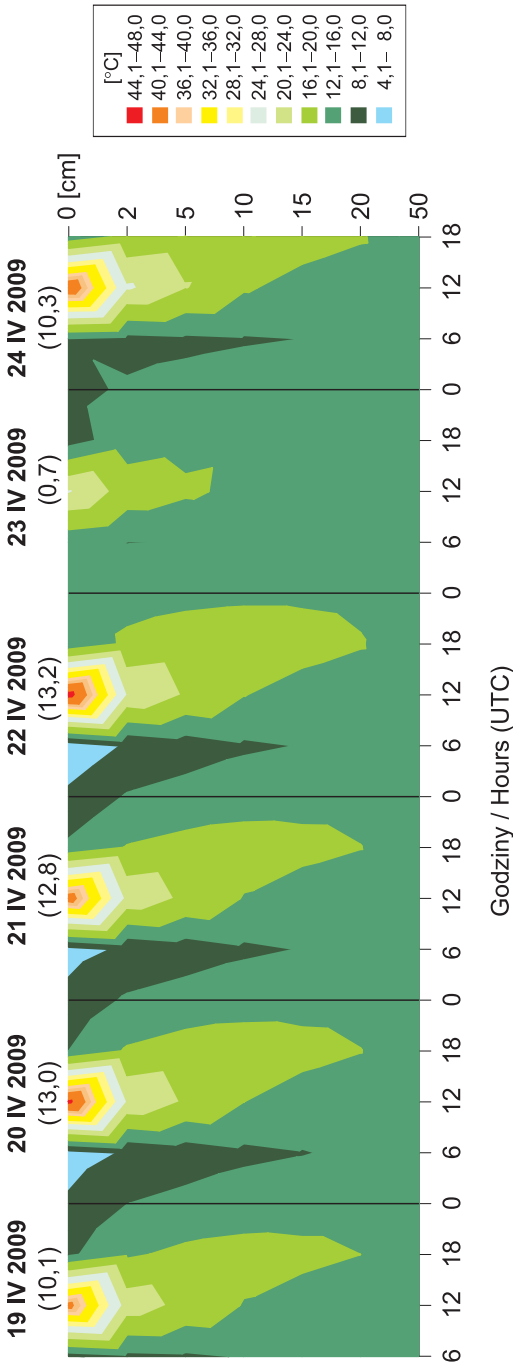
w ciągu doby nie występowały opady atmosferyczne, a liczba godzin ze słońcem przekraczała 12 (49 takich dni) lub była niższa niż 3 godziny (8 dni). Dni spełniające takie warunki występowały tylko w ciepłej połowie roku, od kwietnia do września. Pogrupowano je pod względem zbliżonych wartości średniej dobowej temperatury powietrza. Na rycinach 3 i 4 przedstawiono przykładowy rozkład temperatury gleby w wybranych dniach z różnymi wartościami sumy dobowej usłonecznienia i różnych przedziałach średniej dobowej temperatury powietrza: 1–3 czerwca (średnia dobowa od 19,2 do 20,7°C) i 7–9 czerwca 2008 r. (16,2–20,4°C) oraz 19–24 kwietnia 2009 r. (od 10,4 do 11,9°C).

W przebiegu temperatury gleby w dniach 2 i 8 czerwca (z wyższymi wartościami 2 VI) największe różnice widoczne były w terminie południowym na głębokościach 0, 2, 5, 10, 15 i 20 cm wyniosły one odpowiednio: 24,9; 8,6; 5,0; 2,9; 1,9; 1,5°C, a na 50 cm temperatura w obu dniach była jednakowa (19,2°C) (ryc. 3). W pozostałych terminach pomiarowych (6 i 18 UTC) różnice te nie są już tak wyraźne, a w porannym terminie wystąpiły nawet niższe wartości temperatury w dniu z większą liczbą godzin słonecznych. Przyczyną jest nocne wypromieniowanie ciepła z gleby, tym intensywniejsze, im zachmurzenie w nocy było mniejsze. Na powierzchni gruntu oraz na głębokości 2 cm temperatura gleby w dniu z większym usłonecznieniem była niższa niż w dniu pochmurnym odpowiednio o 4,1 i 0,9 (ryc. 3).

Najbardziej wyraźną zgodność kierunku przepływu ciepła w profilu gleby obserwuje się w terminie południowym. Niezależnie od liczby godzin słonecznych strumień ten skierowany jest od powierzchni w głąb profilu. Największe wartości gradientów dotyczą warstwy powierzchniowej (0–2 cm). W dniach z usłonecznieniem ≥ 14 godzin wartości gradientów w tej warstwie w południe mogą być nawet pięciokrotnie większe aniżeli w dniach z małą sumą usłonecznienia rzeczywistego. W dniu 1 czerwca 2008 r. w terminie południowym gradient między poziomami 0 a 2 cm osiągnął 11,25°C·cm⁻¹. Wyraźne różnice dotyczą jednak przede wszystkim warstwy powierzchniowej. Jak pisze J. Kossowski (2007), w dniu słonecznym



Ryc. 3. Przebieg temperatury gleby [°C] na poszczególnych głębokościach [cm] w wybranych dniach 2008 r. z różną sumą nasłonecznienia (wartości w nawiasie w godz.) w Krakowie
 Fig. 3. Variation of soil temperature [°C] at particular depths [cm] during selected days in 2008 with different sum of sunshine duration (values in parenthesis in hours) in Kraków



Ryc. 4. Przebieg temperatury gleby [°C] na poszczególnych głębokościach [cm] w wybranych dniach 2009 r. z różną sumą usłonecznienia (wartości w nawiasie w godz.) w Krakowie

Fig. 4. Variation of soil temperature [°C] at particular depths [cm] during selected days in 2009 with different sum of sunshine duration (values in parenthesis in hours) in Kraków

„reakcja strumienia ciepła w glebie na pojawienie się czynnika solarnego jest prawie natychmiastowa (...)\", a „moment zmiany kierunku strumienia na dodatni jest wyraźnie opóźniony w stosunku do wschodu słońca”. Autor stwierdza, że ponowna zmiana kierunku strumienia ciepła, tym razem z dodatniego na ujemny, czyli ku powierzchni gruntu, zwykle znacząco wyprzedza moment zachodu słońca o ok. 2,5 godziny (Kossowski 2007). W rezultacie czas występowania strumienia ciepła o kierunku od powierzchni w głąb gleby jest krótszy aniżeli okres liczony od wschodu do zachodu słońca. Kierunki przepływu strumienia ciepła przedstawione w tabeli 6 w trzech omawianych terminach doby są tego potwierdzeniem.

Powyższe stwierdzenia potwierdza także przebieg temperatury od 19 do 24 kwietnia 2009 r., kiedy cztery kolejne dni charakteryzowały się dużymi wartościami usłonecznienia, po których (23 kwietnia) suma dobową usłonecznienia nie przekroczyła 1 godziny (ryc. 4). Wpływ usłonecznienia najwyraźniej zaznacza się w warstwie gleby do 10 cm. Bardzo niska suma usłonecznienia 23 kwietnia 2009 r. przyczyniła się do trzykrotnie niższej wartości gradientu temperatury gleby w południe między poziomami 0 a 2 cm (tab. 7). Z. Olecki (1969), analizując przebieg temperatury w dniach z dużym zachmurzeniem (8/8) potwierdza, że właśnie w południe warstwa 0–10 cm ulega największemu wychłodzeniu, co jest warunkowane wzrostem zachmurzenia

Tabela 6. Gradienty [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$] temperatury gleby na poszczególnych poziomach w wybranych dniach 2008 r. w Krakowie

Table 6. Gradients [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$] of soil temperature at different levels in selected days in 2008 in Kraków

Poziomy/ Levels [cm]	6 UTC	12 UTC	18 UTC	6 UTC	12 UTC	18 UTC	6 UTC	12 UTC	18 UTC
	1 VI 2008			2 VI 2008			3 VI 2008		
0–2	-0,85↑	11,25↓	-2,00↑	-1,15 ↑	10,10↓	-1,95↑	-0,70↑	10,05↓	-1,40↑
2–5	-0,33↑	1,40↓	-0,27↑	-0,37 ↑	1,40↓	-0,33↑	-0,30↑	1,40↓	-0,23↑
5–10	-0,14↑	0,82↓	-0,02↑	-0,14 ↑	0,70↓	0,00	-0,12↑	0,64↓	0,04↓
10–15	-0,20↑	0,62↓	0,14↓	-0,22 ↑	0,60↓	0,12↓	-0,20↑	0,62↓	0,22↓
15–20	-0,10↑	0,42↓	0,32↓	-0,14 ↑	0,40↓	0,32↓	-0,12↑	0,38↓	0,32↓
20–50	0,10↓	0,11↓	0,23↓	0,09 ↓	0,10↓	0,22↓	0,08d↓	0,10↓	0,22↓
	7 VI 2008			8 VI 2008			9 VI 2008		
0–2	-0,25↑	5,60↓	-1,45↑	0,45↓	1,95↓	-0,55↑	-0,30↑	5,70↓	-0,75↑
2–5	-0,23↑	0,90↓	-0,30 ↑	-0,03↑	0,20↓	-0,17↑	-0,23↑	0,87↓	-0,17↑
5–10	-0,12↑	0,48↓	-0,08↑	0,02d↓	0,28↓	-0,02↑	-0,06↑	0,60↓	0,02↓
10–15	-0,18↑	0,32↓	-0,04↑	-0,08↑	0,40↓	0,04↓	-0,12↑	0,68↓	0,18↓
15–20	-0,10↑	0,14↓	0,08↓	-0,02↑	0,32↓	0,10↓	-0,06↑	0,42↓	0,28↓
20–50	0,01↓	0,02↓	0,06d↓	0,00	0,05↓	0,09↓	0,02↓	0,06↓	0,16↓

Tabela 7. Gradienty [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$] temperatury gleby na poszczególnych poziomach w wybranych dniach 2009 r. w KrakowieTable 7. Gradients [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$] of soil temperature at different levels in selected days in 2009 in Kraków

Poziomy/ Levels [cm]	6 UTC	12 UTC	18 UTC	6 UTC	12 UTC	18 UTC	6 UTC	12 UTC	18 UTC
	19 IV 2009			20 IV 2009			21 IV 2009		
0–2	-0,75 ↑	9,45 ↓	-2,15 ↑	-1,15 ↑	11,00 ↓	-2,20 ↑	-1,05 ↑	9,50 ↓	-1,75 ↑
2–5	-0,10 ↑	1,23 ↓	-0,43 ↑	-0,43 ↑	1,47 ↓	-0,40 ↑	-0,43 ↑	1,37 ↓	-0,33 ↑
5–10	-0,16 ↑	0,60 ↓	-0,08 ↑	-0,28 ↑	0,72 ↓	-0,04 ↑	-0,28 ↑	0,68 ↓	-0,06 ↑
10–15	-0,10 ↑	0,28 ↓	0,06 ↓	-0,14 ↑	0,36 ↓	0,12 ↓	-0,16 ↑	0,34 ↓	0,08 ↓
15–20	-0,10 ↑	0,18 ↓	0,18 ↓	-0,18 ↑	0,20 ↓	0,22 ↓	-0,16 v	0,16 ↓	0,20 ↓
20–50	0,03 ↓	0,04 ↓	0,13 ↓	0,01 ↓	0,02 v	0,12 ↓	0,01 ↓	0,02 ↓	0,12 ↓
	22 IV 2009			23 IV 2009			24 IV 2009		
0–2	-1,70 ↑	11,30 ↓	-2,30 ↑	0,60 ↓	3,15 ↓	-1,75 ↑	0,40 ↓	9,55 ↓	-1,85 ↑
2–5	-0,50 ↑	1,50 ↓	-0,33 ↑	-0,07 ↑	0,53 ↓	-0,30 ↑	-0,13 ↑	1,50 ↓	-0,33 ↑
5–10	-0,30 ↑	0,72 ↓	-0,04 ↑	-0,10 ↑	0,30 ↓	-0,10 ↑	-0,08 ↑	0,78 v	-0,02 ↑
10–15	-0,14 ↑	0,36 ↓	0,10 ↓	-0,10 ↑	0,14 ↓	0,02 ↓	-0,06 ↑	0,36 ↓	0,10 ↓
15–20	-0,18 ↑	0,20 ↓	0,24 ↓	-0,10 ↑	0,12 ↓	0,08 ↓	-0,10 ↑	0,22 ↓	0,24 ↓
20–50	0,01 ↓	0,02 ↓	0,12 ↓	0,03 ↓	0,03 ↓	0,07 ↓	-0,01 ↑	0,02 ↓	0,12 ↓

w tym terminie. Różnice między gradientami na niżej położonych poziomach w dniach z różną sumą usłonecznienia również występują, ale nie są już tak wyraźne (ryc. 4). Dopiero w warstwie 20–50 cm nie zauważono związku między bodźcem solarnym a przebiegiem temperatury gleby.

Relacja między temperaturą gleby a temperaturą powietrza

W celu określenia relacji między temperaturą gleby a przebiegiem temperatury powietrza obliczono współczynniki korelacji na wszystkich analizowanych poziomach w trzech terminach pomiarowych. Wyniki przedstawiono w tabeli 8. Stwierdzono, że istnieje bardzo silna korelacja temperatury gleby na wszystkich głębokościach z temperaturą powietrza mierzoną w klatce na wysokości 2 m n.p.g. Wartości te wahają się od 0,88 na głębokości 50 cm z temperaturą powietrza w południe (12 UTC) do 0,98 między temperaturą na gruncie (0 cm) o godzinie 6 UTC. Ogólnie można zauważyć, że najwyższe wartości współczynnika korelacji są na powierzchni gruntu i następnie maleją w głąb profilu.

Aby scharakteryzować związek temperatury gleby z temperaturą powietrza, w dalszej części analizy wybrano dni, w których temperatura gruntu była najwyższa i najniższa spośród wszystkich dni badanego okresu.

Najwyższą temperaturę (60,0°C) zanotowano 22 czerwca 2008 r. o godzinie 12 UTC na powierzchni gruntu (ryc. 5). W pozostałych latach była ona tylko nieznacznie niższa, w 2007 r. wynosiła 54,0°C (17 lipca), a w 2009 r. – 58,6°C (17 lipca). Najwyższe wartości temperatury gleby występowały podczas dni upalnych ($t_{\max} > 30^{\circ}\text{C}$) bądź mroźnych ($t_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$). W przypadku 22 czerwca 2008 r. dzień ten był poprzedzony 3-dniowym ciągiem dni gorących ($t_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$). Temperatura powietrza w tym dniu w południe wynosiła 28,7°C, a maksymalna 31,5°C (ryc. 5). Warto zaznaczyć, że we wszystkich tych dniach nie wystąpiły opady atmosferyczne.

W południe w dniu poprzedzającym najwyższą temperaturę gleby (21 czerwca 2008 r.) różnice temperatury na głębokościach 0, 2, 5 i 10 cm wynosiły odpowiednio 21,9; 9,3; 6,5 i 4,2°C. Na głębokości 50 cm temperatura gleby stopniowo wzrastała i dopiero w kolejnych dwóch dobach prawie nie uległa zmianie ($\pm 0,1^{\circ}\text{C}$). W przebiegu termooizoplei 22 czerwca 2008 r. w terminie porannym wyraźnie zaznaczył się wzrost temperatury między powierzchnią gruntu a temperaturą na 20 cm głębokości (gradient $0,14^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$), następnie spadek między 20 a 50 cm głębokości ($0,07^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$). W południowym terminie pomiarowym gradient temperatury między 0–2 cm był porównywalny z tymi w dniach z dużym usłonecznieniem (tab. 6 i 7), wynosił on $11,70^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$. Wieczorem zaś strumień ciepła był skierowany ku powierzchni w warstwie do 5 cm, a poniżej tej głębokości w głąb profilu.

Najniższa temperatura gleby w analizowanym okresie wystąpiła na powierzchni gruntu 20 grudnia 2009 r. (ryc. 5). Wynosiła ona $-21,2^{\circ}\text{C}$ o godzinie 18 UTC. W dniach mroźnych gleba wyraźnie reagowała jedynie w warstwie 0–2 cm głębokości. Gradienty termiczne, skierowane ku powierzchni, wynosiły w warstwie do 2 cm do $9,75^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$ o godzinie 18 UTC 20 grudnia. Poniżej tej warstwy temperatury nieznacznie się wahały (gradienty od $0,23$ do $0,02^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$). Warto jednak zaznaczyć,

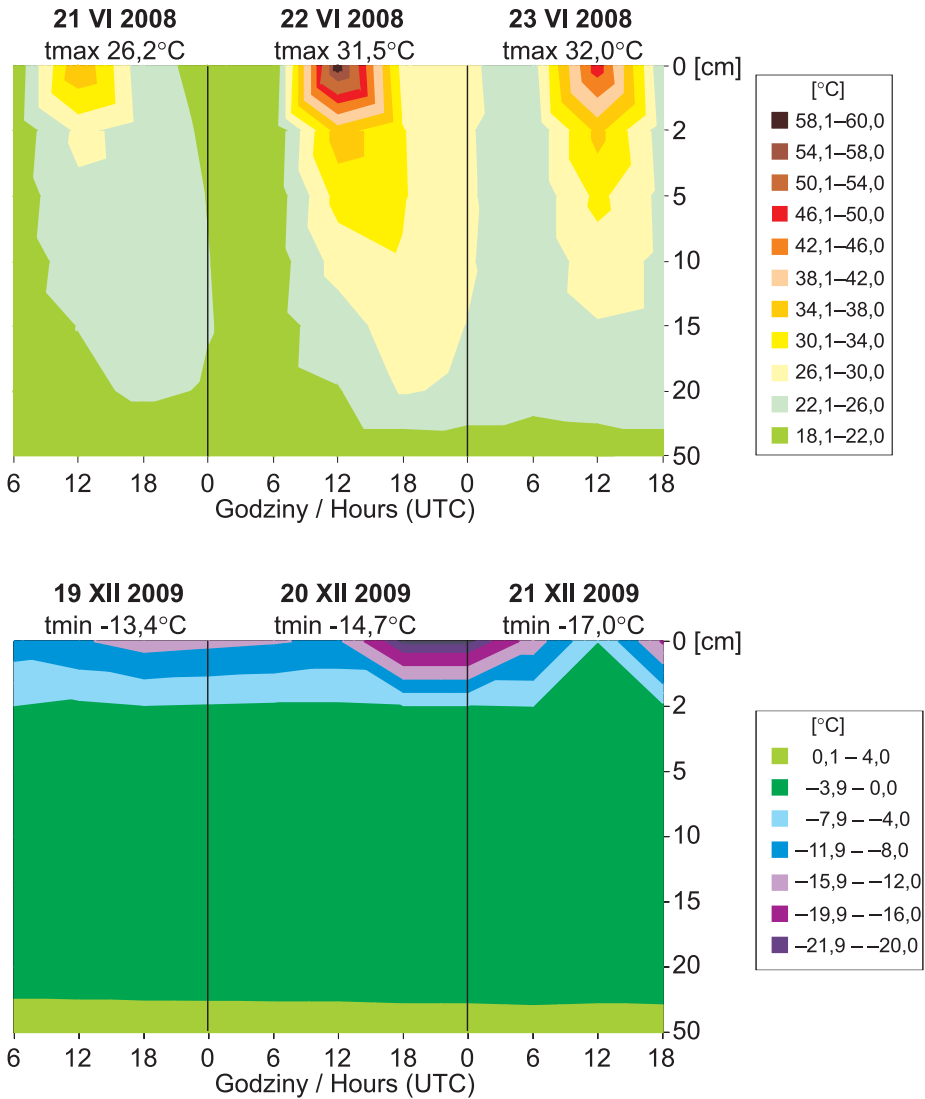
Tabela 8. Wartości współczynnika korelacji liniowej Pearsona między temperaturą gleby a temperaturą powietrza w Krakowie w latach 2007–2009

Table 8. The values of the correlation coefficient between the soil temperature and the air temperature in Kraków in 2007–2009

Głębokość/ Depth [cm]	Godziny/Hours (UTC) *			Średnia dobowo/ Daily mean
	6	12	18	
0	0,98	0,92	0,95	0,97
2	0,96	0,92	0,95	0,97
5	0,95	0,93	0,95	0,97
10	0,95	0,93	0,95	0,96
15	0,94	0,93	0,95	0,96
20	0,93	0,93	0,95	0,96
50	0,89	0,88	0,89	0,90

* wartości istotne statystycznie $\alpha = 0,05$.

* values statistical significant $\alpha = 0,05$.



Ryc. 5. Przebieg temperatury gleby [°C] na poszczególnych głębokościach [cm] w wybranych dniach 2008 i 2009 r. z różną temperaturą powietrza w Krakowie

Fig. 5. Variation of soil temperature [°C] at particular depths [cm] during selected days in 2008 and 2009 with different air temperature in Kraków

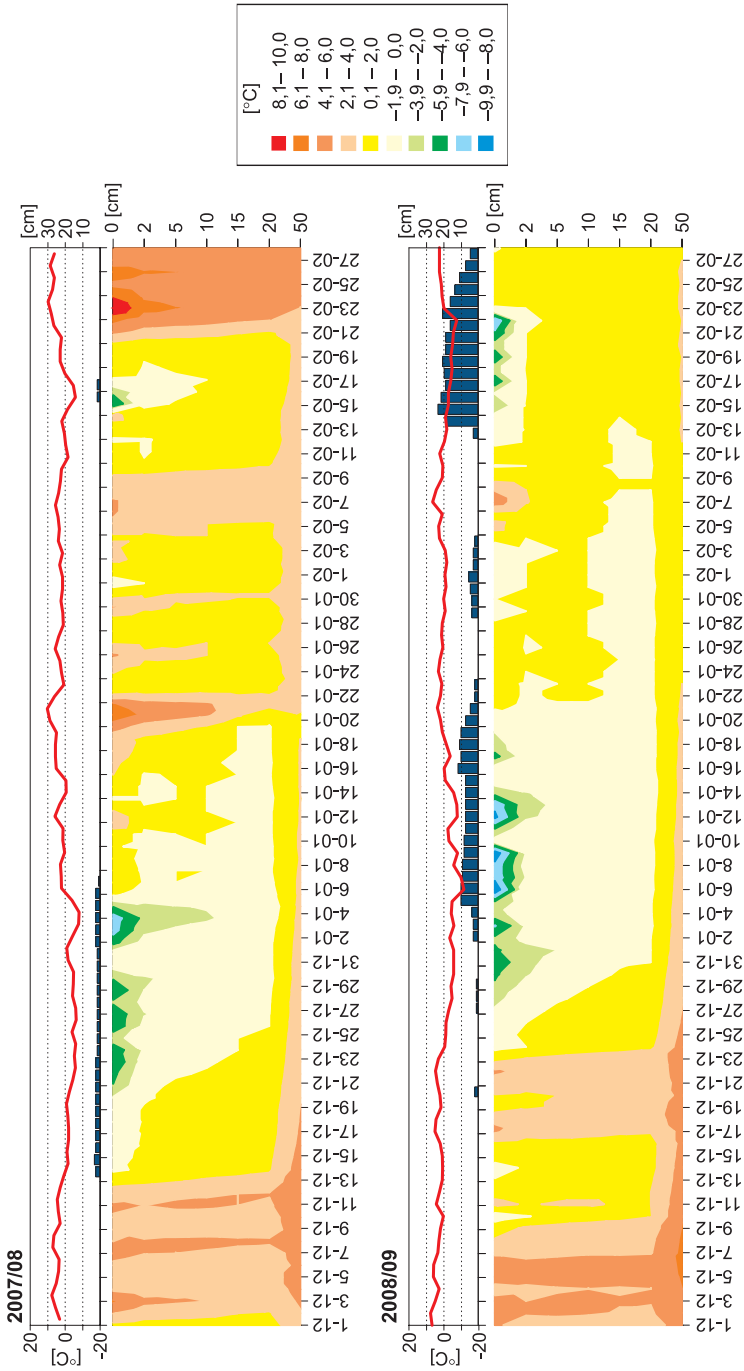
że we wszystkich trzech dniach (19–21 grudnia 2009 r.), jak i dwa dni wcześniej, występowała pokrywa śnieżna od 4 do 10 cm (20 grudnia).

Wpływ pokrywy śnieżnej na przebieg temperatury gleby

Zimy 2007/2008 i 2008/2009 bardzo różniły się pod względem liczby dni z pokrywą śnieżną. Zdecydowanie cieplejsza była zima 2007/2008, co skutkowało również mniejszą liczbą dni z pokrywą śnieżną. Te różnice dobrze obrazują wykresy termoizoplek (ryc. 6) zawierające nie tylko informacje dotyczące rozkładu temperatury gleby w analizowanym profilu, ale także przebieg średniej dobowej temperatury powietrza oraz grubość pokrywy śnieżnej zalegającej na powierzchni gruntu w okresie od 1 grudnia do 28 lutego.

Jak stwierdza K. Herman (1963), wraz ze wzrostem gęstości śniegu wzrasta jego przewodnictwo cieplne. Właściwość ta chroni glebę przed zamarznięciem, jednak istotna jest również grubość pokrywy. Według autorki przy 20 centymetrowej pokrywie dobowe wahania temperatury gleby zanikają na głębokości 20 cm i niżej. Przy większej grubości śniegu możliwy jest zanik dobowych różnic temperatury nawet w jej przypowierzchniowych warstwach. Właściwości termoizolacyjne śniegu zależą również od długości trwania pokrywy śnieżnej.

W analizowanych zimach podobna prawidłowość jaką stwierdziła K. Harman (1963) znalazła potwierdzenie w przebiegu temperatury gleby w ciągu dni z grubą pokrywą śnieżną (od 14 do 28 lutego 2009 r.) (ryc. 6). Średnia grubość pokrywy śnieżnej w tych dniach wyniosła 19 cm, a najwyższa miała 26 cm. Na wykresie termoizoplek można zauważyć, że niskie temperatury w profilu gleby w tych dniach utrzymywały się jedynie do 2 cm głębokości, w warstwie 5–50 cm panowała natomiast niemal izotermia (gradienty do $0,07^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$). Podobna sytuacja, choć o mniejszej skali, była podczas trwania innego ciągu dni z pokrywą, między 2 a 23 stycznia tego samego roku. W tym przypadku jednak pokrywa śnieżna miała znacznie mniejszą grubość (od 3 do 13 cm). Niska temperatura gleby sięgała wówczas głębszych warstw gleby (do 5 cm). Niemniej i w tym przypadku zaznaczyła się prawie izotermia (gradienty do $0,06^{\circ}\text{C}\cdot\text{cm}^{-1}$), choć dotyczyła ona jedynie warstwy 5–20 cm. Przy niewielkiej grubości pokrywy śnieżnej (2–4 cm od 14 grudnia 2007 r. do 6 stycznia 2008 r.) spadek temperatury gleby objął warstwę nawet do 10 cm (ryc. 6). Charakterystyczny jest także systematyczny wzrost temperatury na kolejnych głębokościach w dniach z pokrywą śnieżną oraz (zgodnie z prawem Fouriera) zmniejszanie się amplitudy dobowej wraz ze wzrostem głębokości.



Ryc. 6. Przebieg temperatury gleby [°C] na poszczególnych głębokościach [cm], średnia dobowa temperatura powietrza na 2 m n.p.g. [°C] i grubość pokrywy śnieżnej [cm] w zimie 2007/2008 i 2008/2009 w Krakowie
 Fig. 6. Variation of soil temperature [°C] at particular depths [cm], mean daily air temperature [°C] at 2 m a.g.l. and snow cover depth [cm] in winter 2007/2008 and 2008/2009 in Kraków

Wpływ stanu gruntu na przebieg temperatury gleby

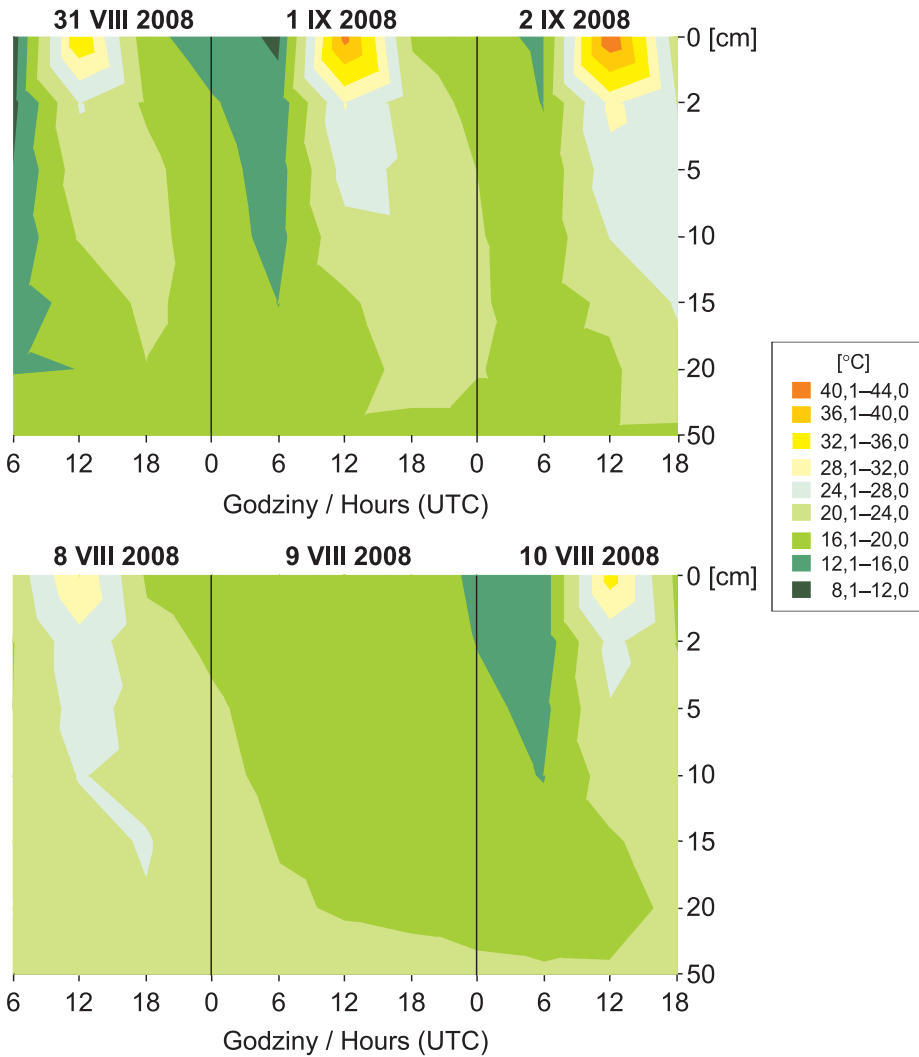
Istotnym czynnikiem warunkującym reżim termiczny gleby jest powierzchnia czynna. Powierzchnia ta, pochłaniając i oddając ciepło, stymuluje całokształt procesów cieplnych w przylegających do siebie warstwach powietrza i gleby (Molga 1953). Stwierdzenie to potwierdzają badania B. Usowicza i W. Marczewskiego (2005). Autorzy podają, że wielkość strumienia ciepła w glebie determinowana jest tzw. składową stałą (składem mineralnym i zawartością materii organicznej) oraz składową dynamiczną, do której należy zaliczyć zagęszczenie oraz uwilgotnienie gleby. Wierzchnia warstwa niespójnego gruntu silniej nagrzewa się w ciągu dnia aniżeli gleba ściśnięta. Nocą ulega ona jednak szybszemu wychłodzeniu. A zatem pierwsza z nich ma znacznie mniejszą pojemność cieplną od drugiej (Kędziora 1995).

Między dniem z mokrą powierzchnią gruntu (9 sierpnia 2008 r.) a dniem z gruntem suchym (1 września 2008 r.) różnice temperatury w poszczególnych terminach były znaczące (ryc. 7). Ważne jest, że dni te charakteryzowały się podobnym przebiegiem temperatury powietrza (średnia dobowo 10,2 i 10,1°C), przy czym 1 i 2 września oraz 10 sierpnia usłonecznienie wynosiło ponad 10 godzin. W porannym terminie pomiarowym wyższe wartości temperatury wystąpiły na wszystkich poziomach w dniu z mokrą powierzchnią gruntu. Średnia różnica wyniosła 4°C. W południe wyższe wartości temperatury na powierzchni gruntu (0 cm) oraz na głębokościach 2, 5 i 10 cm były notowane w dniu z suchą powierzchnią gruntu. Różnice temperatury wynosiły 23,1; 9,7; 6,7 oraz 3,5°C. Na głębokościach 15, 20 i 50 cm niższe wartości temperatury wystąpiły w dniu z gruntem suchym. O godzinie 18 UTC na głębokości 0–20 cm wyższe wartości wystąpiły w dniu z suchym gruntem, a średnia wartość różnicy była równa 3,3°C.

B. Michalska i J. Nidzgorzka-Lencewicz (2005) podają, że opad w dniu przed pomiarem powodował wyraźne zmniejszenie amplitudy dobowej w płytszych warstwach gleby. Powyższa prawidłowość częściowo znajduje odzwierciedlenie w dniu z mokrą powierzchnią gruntu (9 VIII 2008 r.). Zanotowano wówczas niewielkie przyrosty temperatury między terminami: porannym i południowym, a także nieznaczne spadki między godzinami 12 a 18 UTC. Wahania temperatury w przebiegu dobowym tego dnia były mniejsze niż w dniu charakteryzującym się suchym stanem gruntu.

Podsumowanie i dyskusja

Stosunki cieplne gleby zależą m.in. od wielkości strumienia ciepła oraz absorpcyjnych zdolności gleby zależnych od rodzaju powierzchni czynnej. Zmiana kierunku strumienia ciepła w glebie najczęściej występuje w marcu (od powierzchni w głąb) oraz we wrześniu (od głębszych warstw ku powierzchni). Ta prawidłowość została



Ryc. 7. Przebieg temperatury gleby [°C] na poszczególnych głębokościach [cm] w wybranych dniach 2008 r. z różnym stanem gruntu

Fig. 7. Variation of soil temperature [°C] at particular depths [cm] during selected days in 2008 with different state of ground

potwierdzona na podstawie danych z Krakowa z lat 2007–2009. W dniu słonecznym reakcja strumienia ciepła w glebie na pojawienie się czynnika solarnego jest na powierzchni gruntu prawie natychmiastowa. Wynika to stąd, że gęstość strumienia ciepła na powierzchni gruntu w ciągu dnia znajduje się w ścisłym związku z przebiegiem natężenia całkowitego promieniowania słonecznego (Kossowski 2007). Ze względu na intensywną insolację w ciągu dnia najsilniej nagrzewa się powierzchnia gruntu, z której ciepło przekazywane jest do głębszych warstw gleby. W nocy natomiast warstwa ta wychładza się najszybciej wskutek wypromieniowania efektywnego, podczas gdy głębiej utrzymuje się znacznie wyższa temperatura (Olecki 1969).

Zachmurzenie osłabia lub całkowicie ogranicza dopływ bezpośredniego promieniowania słonecznego do powierzchni. W dniach o dużym zachmurzeniu (bez usłonecznienia) często obserwuje się opóźnienie porannego i przyspieszenie wieczornego momentu zmiany kierunku strumienia ciepła w glebie w porównaniu z dniem słonecznym (Olecki 1969). Wartości gradientów, zwłaszcza w południe i warstwie do 2 cm, są zdecydowanie mniejsze.

Analiza danych wykorzystanych w tym opracowaniu potwierdziła prawidłowość, że zakres zmian dobowych wartości temperatury gruntu oraz powierzchniowych warstw gleby jest z reguły większy aniżeli przedział zmian temperatury powietrza (Kossowski 2005). Ważne jest jednak uwzględnienie opóźnienia temperatury gleby w stosunku do temperatury powietrza, na co zwracają uwagę m.in B. Michalska i J. Nidzgorska-Lencewicz (2010). Autorki stwierdziły, że najwyższa temperatura powietrza wystąpiła godzinę wcześniej niż na powierzchni gruntu. Na głębokości 10 cm opóźnienie wynosiło 2–3 godziny, na 20 cm – 4–6 godzin, a na 50 cm – dopiero po ok. 18 godzinach. W swoich badaniach nad związkiem temperatury gleby z temperaturą powietrza B. Michalska i J. Nidzgorska-Lencewicz (2010) podkreślają konieczność brania pod uwagę temperatury powietrza zmierzonej nawet dwa dni przed pomiarem temperatury gleby na głębokości 50 cm i niższej.

W Krakowie różnice średniej rocznej temperatury w profilu glebowym 5–50 cm (0,6°C) okazały się nieznacznie wyższe w porównaniu z tymi, jakie uzyskała B. Michalska i J. Nidzgorska-Lencewicz (2010) w Ostoi (przedmieście Szczecina) z okresu 2008/2009 (0,4°C) oraz E. Jakusik i G. Owczarek (2008) w Świnoujściu (0,3°C) i Łebie (0,5°C) z lat 1981–2005.

Świeżo spadły śnieg ma zdolność silnego odbijania promieniowania słonecznego (70–80%). Jest to wartość 2–3 razy większa niż albedo gleby bez pokrywy śnieżnej. Termoizolacyjne właściwości śniegu zwiększają się wraz ze wzrostem grubości pokrywy śnieżnej. Przy cienkiej pokrywie zachodzi większe przemarzanie gruntu więc i różnice temperatury powietrza powinny się zmniejszać (Herman 1963). Z literatury dotyczącej problematyki wpływu pokrywy śnieżnej na stosunki cieplne w glebie wynika, że wzrost grubości pokrywy śnieżnej wywiera większy wpływ na zmniejszanie się głębokości zamarzania gleby aniżeli wzrost temperatury powietrza.

Istotne znaczenie ma również ustalenie się odpowiednio grubej pokrywy śnieżnej w pierwszej połowie zimy ze względu na to, że w okresie tym intensywność zamarzania gleby jest największa (Olecki 1968).

Istotnym regulatorem stosunków termicznych gleby jest również opad atmosferyczny. Zmniejsza on gradient energii cieplnej w glebie, a także wahania temperatury w ciągu doby w wyniku wzrostu wilgotności gleby po opadzie atmosferycznym. W przypadku silnego wychłodzenia wierzchniej warstwy w nocy dopływ ciepła w głąb wilgotnej gleby (będącej dobrym przewodnikiem ciepła) wyrównuje w znacznym stopniu jego ubytki (Januszewski, Szajnowska 1980). Na podstawie danych z Krakowa stwierdzono, że w dniu z mokrą powierzchnią gruntu wystąpił niewielki wzrost temperatury między porannym i południowym terminem pomiarowym, a nieznaczny spadek między 12 a 18 UTC. Wahania temperatury w przebiegu dobowym tego dnia były mniejsze, aniżeli w dniu odznaczającym się suchym stanem gruntu.

Uzyskane wyniki analizy stanowią obraz przebiegu temperatury gleby determinowanego poszczególnymi elementami meteorologicznymi, odznaczającymi się różnym stopniem oddziaływania oraz osobliwą złożonością parametrów, która charakteryzuje każdy z dni. Często nie sposób ocenić, który z czynników ostatecznie zdecyduje o typie pogody w danym dniu. W przypadku temperatury gleby wiele elementów meteorologicznych bezpośrednio wpływa na jej przebieg. Z tegoż powodu w niniejszej publikacji uwzględnione zostały najważniejsze z nich.

Literatura

- Bryś K., 2004, *Wieloletnia zmienność termiki gleby we Wrocławiu-Swojcu i jej radiacyjne i cyrkulacyjne uwarunkowania*, *Acta Agrophys.*, 3 (2), 209–219.
- Bryś K., 2008, *Wieloletni wpływ pokrywy roślinnej na termikę gleby*, *Acta Agrophys.*, 12 (1), 39–53.
- Herman K., 1959, *Przyczynki do poznania klimatu gleby*, *Gazeta Obserwatora PIHM*, 12, 7–11.
- Herman K., 1962, *Wpływ niskiej szaty roślinnej na przebieg temperatury gleby na głębokości 5 cm*, *Gazeta Obserwatora PIHM*, 15, 1–2, 5–8.
- Herman K., 1963, *Wpływ pokrywy śnieżnej na temperaturę gleby*, *Gazeta Obserwatora PIHM*, 16, 5, 7–10.
- Herman K., 1965, *Jak zanikająca pokrywa śnieżna wpływa na termikę gleby*, *Gazeta Obserwatora PIHM*, 4 (208), 6–10.
- Jakusik E., Owczarek M., 2008, *Zmienność temperatury gruntu na polskim wybrzeżu*, *Acta Agrophys.*, 12 (2), 367–380.
- Janiszewski F., 1965, *Zamarzanie gruntu*, *Gazeta Obserwatora PIHM*, 6, 3, 9–12.
- Janiszewski F., 1966, *Znaczenie obserwacji nad pokrywą śnieżną*, *Gazeta Obserwatora PIHM*, 10–13.
- Januszewski J., Szajnowska A., 1980, *Elementy podstaw przyrodniczych rolnictwa*, UŚ, Katowice.

- Kędziora A., 1995, Podstawy agrometeorologii, PWRiL, Poznań.
- Kossowski J., 2005, *Związek amplitud dobowych temperatury gleby w warstwie przy powierzchniowej z amplitudami temperatury powietrza i innymi elementami meteorologicznymi*, Acta Agrophys., 5 (3), 657–667.
- Kossowski J., 2007, *O relacji między strumieniem ciepła w glebie a promieniowaniem słonecznym*, Acta Agrophys., 10 (1), 121–135.
- Koźmiński C., 1983, *Kształtowanie się temperatury gleby na głębokości 5 cm na stacji agrometeorologicznej w Lipkach k. Stargardu Szczecińskiego od czynników meteorologicznych*, Zeszyty Naukowe AR, Ser. Przynr., 81–92.
- Michalska B., Nidzgorska-Lencewicz J., 2005, *Elementy meteorologiczne kształtujące temperaturę gleby nieporośniętej i pod żytem na stacji agrometeorologicznej w Lipkach*, Acta Agrophys., 6 (2), 425–441.
- Michalska B., Nidzgorska-Lencewicz J., 2010, *Dobowa zmienność temperatury w profilu gleby porośniętej w stacji meteorologicznej w Ostoi*, Folia Pomer. Univ. Technol. Agric., 279 (15), 63–72.
- Molga M., 1953, *O klimacie gleby*, Gazeta Obserwatora PIHM, 4 (64), 9–13.
- Molga M., 1958, *Meteorologia rolnicza*, PWRiL, Warszawa.
- Molga M., 1959, *Siła ssąca gleby*, Gazeta Obserwatora PIHM, 12 (134), 3–6.
- Nieróbca A., 2005, *Porównanie temperatury gleby na ugorze i pod murawą*, Acta Agrophys., 6 (2), 443–453.
- Olecki Z., 1968, *Przebieg roczny temperatury gleby w pogórskim odcinku doliny Raby*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne (18), 71–85.
- Olecki Z., 1969, *Wpływ zachmurzenia na przebieg dobowy temperatury gleby w okresie letnim w piętrze pogórskim Karpat*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne (25), 99–116.
- Orlik T., 1979, *Wstępne badania temperatury gleby w kilku elementach rzeźby terenu*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 222, 59–75.
- Pieślak Z., 1949, *O temperaturze gruntu*, Gazeta Obserwatora IMGW, 2, 11 (23), 9–12.
- Usowicz B., Marczewski W., 2005, *Rozkład właściwości cieplnych gleby na czarnym ugorze i pod murawą*, Acta Agrophys., 5 (3), 745–757.

Dominika Ciaranek
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Jagielloński
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
e-mail: dominika.ciaranek@uj.edu.pl

