

Katarzyna Osińska-Skotak

*Wydział Geodezji i Kartografii
Politechnika Warszawska*

WYKORZYSTANIE ZAKRESU TERMALNEGO ZDJĘĆ
SATELITARNYCH DO OKREŚLANIA TEMPERATURY GLEB

Wstęp

Analiza właściwości gleb z pałapu satelitarnego należy do jednych z najtrudniejszych dziedzin teledetekcji, niezależnie od wykorzystywanego zakresu promieniowania. Teledetekcyjne badania gleb mają już swoją długą historię, ale najczęściej prowadzono je na terenach pustynnych lub pustynniejących. Tereny te są najwładziejczym tematem badań właściwości gleb za pomocą technik zdalnych, ponieważ dotyczą one głównie terenów otwartych, niepokrytych roślinnością, a dodatkowo są to obszary o dużej powierzchni. Tam, gdzie przez większą część roku gleby pokryte są szatą roślinną lub gdzie prowadzona jest gospodarka rolna badania tego rodzaju są mocno utrudnione. W Polsce prace nad możliwościami wykorzystania zdjęć termalnych do badania gleb prowadzone były już w latach 70. XX wieku. Dotyczyły one głównie zastosowania lotniczych zdjęć termalnych rejestrowanych przez skaner THP-1 w zakresie promieniowania podczerwonego o długości fal 3-5,5 μm . Próby wykorzystania tych zdjęć do określenia wilgotności gleb (PW, BPWM Poznań) nie dały jednak zadowalających wyników (2, 3). Okazało się bowiem, iż na zróżnicowanie temperatury gleby większy wpływ miała pokrywa roślinna oraz aktualnie wykonywane prace polowe.

Teledetekcja termalna pozwala na rejestrację i wizualizowanie niewidocznego dla oka ludzkiego promieniowania cieplnego, które świadczy pośrednio o temperaturze obiektu i zróżnicowaniu emisyjności obiektów. Niewątpliwą zaletą tego zakresu spektralnego jest możliwość dokonywania rejestracji promieniowania cieplnego przez całą dobę. W związku z tym badania właściwości termalnych obiektów naziemnych można przeprowadzać przez całą dobę, co jest niemożliwe w przypadku technik optycznych. Niestety większość okołobiegunowych systemów satelitarnych umożliwia rejestrację jedynie w ciągu dnia, w godzinach przedpołudniowych, kiedy zróżnicowanie termiczne obiektów naziemnych jest stosunkowo niewielkie, co znacznie ogranicza możliwości monitorowania gleb.

Wykorzystywanie danych satelitarnych do badania gleb w Polsce jest utrudnione ze względu na fakt, że większość gleb w kraju pokryta jest roślinnością naturalną bądź jest użytkowana rolniczo, czyli rejestrowane promieniowanie elektromagnetyczne za-

leży także od rodzaju i kondycji pokrywy roślinnej. Oznacza to istnienie wpływu wielu zmiennych na rejestrowany obraz termalny. Z tego powodu dla celów badania gleb wykorzystuje się zdjęcia wykonane wczesną wiosną albo jesienią. Ponadto, silnie rozdrobiona struktura agrarna utrudnia badania gleb z pułapu satelitarnego, gdyż rozdzielczość przestrzenna obrazów nie pozwala na badania drobniejszych struktur.

Podstawy teoretyczne

Obliczanie temperatury obiektu na podstawie danych satelitarnych

Teledetekcyjne techniki termalne wykorzystują zjawisko emisji długofalowego promieniowania podczerwonego przez obiekty znajdujące się na powierzchni Ziemi. W myśl prawa Kirchoffa wszystkie ciała, których temperatura jest wyższa od zera bezwzględnego emitują promieniowanie cieplne. W ciągu dnia do powierzchni Ziemi dociera znaczna część promieniowania słonecznego (część ulega w atmosferze absorpcji, rozproszeniu i odbiciu), która następnie jest częściowo odbijana od poszczególnych obiektów, częściowo zaś pochłonięta i zamieniona na ciepło. Ta energia cieplna zostaje następnie wypromieniowana z powierzchni Ziemi w postaci długofalowego promieniowania podczerwonego. Właśnie to promieniowanie może być zarejestrowane przez odpowiednie urządzenia detekcyjne.

Uzyskany obraz termalny danego obiektu jest funkcją temperatury tego obiektu (widzianego przez chwilowe pole widzenia skanera) oraz jego właściwości emisyjnych. Gdyby energia wypromieniowana przez obiekt w całości docierała do sensora, to w prosty sposób, odwracając prawo Planck'a, można byłoby otrzymać temperaturę rozpatrywanego ciała. Przekształcając prawo Planck'a dla ciała doskonale czarnego:

$$M_{BB}(\lambda, T) = C_1 \lambda^{-5} \left[\exp\left(\frac{C_2}{T\lambda}\right) - 1 \right]^{-1} \quad (1)$$

gdzie: $M_{BB}(\lambda, T)$ – gęstość energii promieniowania ciała doskonale czarnego o temperaturze T , $C_1 = 2\pi hc^2$, $C_2 = \frac{hc}{k}$, h – stała Planck'a ($h = 6,62 \cdot 10^{-34}$ J · s), k – stała Boltzmann'a, do postaci:

$$T_{radiometric} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{sat}} + 1\right)} \quad (2)$$

oznaczając jako: $K_2 = \frac{hc}{k\lambda}$; $K_1 = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5}$; $L_{sat} = M(l, T) = L_{surf}$ otrzymujemy zależność, w której jedyną wielkością nieznaną jest właśnie temperatura. Wielkości K_1 i K_2 są stałe dla konkretnego urządzenia rejestrującego (zależą od długości fali w jakiej pracuje urządzenie), zaś wielkością mierzoną jest tutaj wielkość radiancji energetycznej L_{sat} .

W wyniku zastosowania powyższej zależności otrzymywana jest wartość temperatury, która nie uwzględnia wpływu atmosfery na drodze obiekt – detektor oraz właściwości emisyjnych samego obiektu. Jest to temperatura radiometryczna (w wielu publikacjach zwana również ekwiwalentną temperaturą ciała doskonale czarnego), która jest wynikiem pomiaru mocy sygnału odbieranego przez detektor. Po wprowadzeniu korekcji wpływu atmosfery uzyskać można wartość temperatury jaką otrzymano by, gdyby na drodze obiekt – detektor nie występowała atmosfera. Temperatura ta, zwana temperaturą radiacyjną, związana jest z wypromieniowaniem energii z rozważanej powierzchni i reprezentuje bilans strumieni radiacyjnych powierzchni. Nie uwzględnia właściwości emisyjnych powierzchni i odnosi się do określonego pola widzenia skanera. Natomiast uwzględniając właściwości emisyjne obiektu otrzymuje się temperaturę powierzchni czynnej, którą można uzyskać wykorzystując prawo Stefana-Boltzmann’a dla ciała doskonale czarnego oraz dla ciała szarego:

$$T_{rad} = T_{surf} \cdot \varepsilon^{1/4} \quad (3)$$

Wielkość ε oznacza tutaj średni współczynnik emisyjności dla przedziału fal $\Delta\lambda$, rejestrowanych przez konkretny skaner. Wartość współczynnika emisyjności jest zależna od szeregu czynników, a jego uwzględnienie w przypadku badań obszarów o różnym typie pokrycia terenu jest niezmiernie trudne. Zmiana emisyjności powoduje, że obiekty o identycznej temperaturze termodynamicznej mają inną wielkość emisji niż to opisuje wzór Planck’a. Nieprawidłowe uwzględnienie współczynnika emisyjności może powodować błędy kilku lub w skrajnych przypadkach kilkunastu stopni w obliczeniu temperatury rzeczywistej obiektu. Jest to wielkość, która ma jeden z większych udziałów w dokładności określenia wartości temperatury. Z tego względu najczęściej określana jest tylko temperatura radiacyjna obiektów.

Zmienność czasowa temperatury gleb

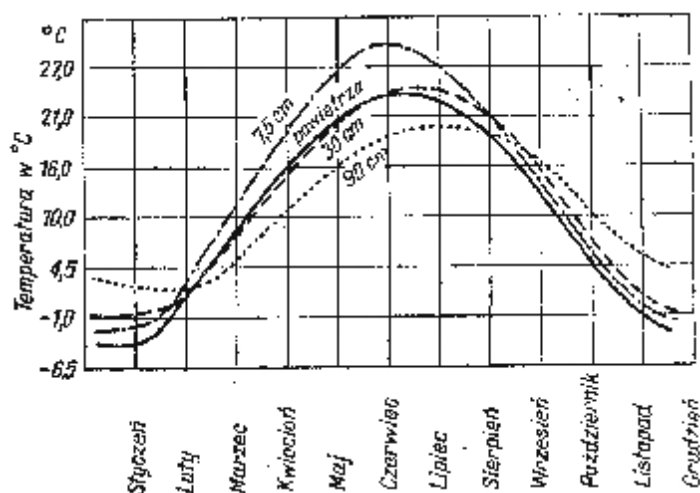
Gleba jest szczególnym rodzajem ciała składającego się zarówno z fazy stałej (cząstek mineralnych i organicznych), jak i fazy ciekłej (woda) oraz gazowej (powietrze i substancje gazowe pochodzące z procesów np. rozkładu materii organicznej). Temperatura gleby jest bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na ich rolniczą przydatność (5). Stymuluje ona reakcje chemiczne i biologiczne zachodzące w glebie oraz wpływa na rozwój roślin. Wiele procesów rozpoczyna się w glebie dopiero po osiągnięciu określonej temperatury (np. kiełkowanie nasion większości roślin następuje w temperaturze 7-10°C). Temperatura gleby zależy przede wszystkim od bilansu cieplnego powierzchni, czyli od stosunku pochłanianej energii cieplnej do energii traconej przez glebę.

Wahania sezonowe temperatury gleby zaznaczają się nawet na bardzo dużych głębokościach w profilu glebowym. Analizując rysunek 1, zamieszczony w pracy Bucmana i Bradyego (5), przedstawiający przebieg średnich miesięcznych

temperatur gleby na różnych głębokościach można stwierdzić, iż największe wahania sezonowe obserwuje się w wierzchnich warstwach gleby, czyli tych, które w głównej mierze decydują o uzyskanym obrazie termalnym. Są one wyższe niż wahania wartości średnich dobowych temperatur powietrza. Na ogół warstwa gleby do głębokości około 15 cm jest cieplejsza niż powietrze znajdujące się nad nią. Głębsze poziomy gleby są cieplejsze od powietrza jesienią i zimą, zaś chłodniejsze wiosną i latem, co wynika z opóźnionego przewodzenia ciepła. Istotne jest jednak, że zmiany temperatury w glebie zachodzą, z wyjątkiem najbardziej powierzchniowej warstwy, zawsze stopniowo, podczas gdy zmiany zachodzące w powietrzu mogą mieć charakter skokowy, spowodowany np. szybkim napływem innej masy powietrza.

Dzienne i godzinowe zmiany temperatury powietrza i gleby w klimacie umiarkowanym mogą mieć bardzo różny charakter. Dobowe zmiany temperatury gleby zależą silnie od pory roku. Z reguły najwyższe wartości, jak również największe wahania temperatury gleby w ciągu doby notowane są przy jej powierzchni. W miarę posuwania się w głąb profilu glebowego amplituda wahań dobowych staje się coraz mniejsza, a na pewnej głębokości wahania te zupełnie zanikają (13). Wiosną i latem maksimum temperatury gleby w ciągu doby przypada na godziny południowe (12⁰⁰-13⁰⁰). Dla głębszych warstw gleby maksimum to przesuną się wraz ze wzrostem głębokości coraz bardziej w stronę godzin popołudniowych (4; rys. 3, str. 288). Zimą wierzchnia warstwa gleby wykazuje mniejsze wahania temperatury, a sam moment wystąpienia maksimum temperatury jest trudny do uchwycenia.

W zależności od rodzaju gleby dobowy przebieg temperatury ma różną amplitudę. Z badań opisywanych przez Chama'yó'a i Legros'a (6) wynika, że dobowe wahania temperatury powierzchni gleby piaszczystej mogą wynieść nawet 40,0°C,



Rys. 1. Sezonowy przebieg średnich miesięcznych wartości temperatury gleby i powietrza obserwowany w okresie 12 lat w miejscowości Lincoln w stanie Nebraska, $\phi = 40,3^\circ\text{N}$
 Źródło: Buckman H. C. i Brady N. C., 1971 (5).

gleby mułowej – 33,6°C, a gliniastej – 21,5°C. Już na głębokości 5 cm fluktuacje te ulegają szybkiemu zmniejszeniu i wynoszą odpowiednio dla gleby: piaszczystej – 19,4°C; mułowej – 18,5°C i gliniastej – 13,7°C. Im większa głębokość, tym mniejsze są zmiany dobowe temperatury. Na głębokości 10 cm fluktuacje temperatury dla omawianych gleb obniżają się do wartości: 12,3°C dla gleby piaszczystej, 10,7°C dla mułowej i 7,7°C dla gliniastej, zaś na głębokości 30 cm osiągają już odpowiednio: 1,6; 0,7 i 0,6°C. Wieloletnie obserwacje pokazują, że dobowe wahania temperatury w glebie zanikają na głębokości kilkudziesięciu centymetrów, natomiast wahania roczne sięgają nawet do kilkunastu metrów (13).

Istotnym elementem w procesie kształtowania się warunków termicznych gleby jest szata roślinna. Jej obecność wpływa na ograniczenie zarówno zróżnicowania pionowego temperatury w glebie, jak i na wielkości zmian w czasie (13). Temperatura mierzona tuż pod powierzchnią gleby niepokrytej roślinnością może być o kilkanaście stopni wyższa niż gdyby ta sama gleba była porośnięta roślinami. Wielkość wahań dobowych może być kilkukrotnie mniejsza w przypadku gleby pokrytej roślinnością niż gleby odkrytej (13, za Kossowskim). W przypadku gleb bardziej porowatych i suchych wahania te są większe niż dla gleb zwięzłych i wilgotnych.

Typowe profile temperatury minimalnej i maksymalnej dla gleby pokrytej zieloną trawą oraz gleby odkrytej w różnych okresach roku przedstawia rysunek w pracy Bonn'a i O'Neill'a (4). Wynika z niego, że wpływ roślinności uwidacznia się w mniejszych amplitudach temperatury. Natomiast podobieństwo profili temperatury maksymalnej gleby odkrytej i porośniętej trawą w maju spowodowane jest słabym jeszcze rozwojem roślinności. W późniejszym okresie w sposób silniejszy uwidacznia się wpływ roślinności. Największa różnica pomiędzy temperaturą gleby odkrytej a temperaturą powietrza – mierzoną na wysokości 2 m – występuje w miesiącach letnich, zwłaszcza w sierpniu. Podczas słonecznego dnia temperatura gleby będzie zawsze wyższa od temperatury powietrza nad nią znajdującego się. Temperatura suchej gleby może osiągać nawet 50-55°C. Wartości maksymalne temperatury osiągają w glebie piaszczystej – 53,5°C, glebie mułowej – 46,7°C, a glebie gliniastej – 35,9°C (6). W przypadku gleb wilgotnych maksimum może ulec obniżeniu nawet o 20-30°C, w zależności od stopnia ich uwilgotnienia.

Duży wpływ na temperaturę gleby mają również warunki pogodowe. Podczas całkowicie pochmurnych dni zmiany temperatury gleby w ciągu doby są znacznie mniejsze niż ma to miejsce przy bezchmurnej pogodzie.

Podsumowując powyższe analizy można stwierdzić, że najwyższą temperaturą charakteryzować się będą gleby o niskiej zawartości próchnicy, czyli gleby słabe, o niewielkiej wilgotności, które są niezbyt przydatne dla celów rolnictwa.

Właściwości emisyjne gleb

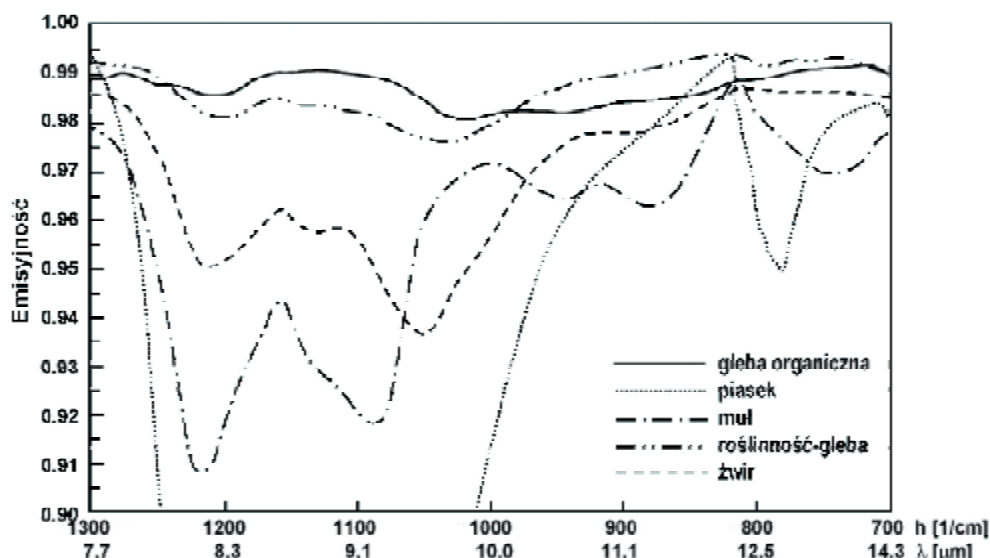
Z punktu widzenia zdalnej rejestracji wypromieniowania z powierzchni gleby istotnym elementem są właściwości emisyjne gleb. Wpływ na zróżnicowanie współczynnika emisyjności mają: właściwości fizykochemiczne gleby (m.in. wilgotność, skład

granulometryczny, zgrużenie, porowatość, zawartość próchnicy, barwa) oraz ich właściwości cieplne (m.in. przewodnictwo cieplne, pojemność i bezwładność cieplna).

W świetle zebranej literatury wynika, że gleby piaszczyste charakteryzują się emisyjnością w zakresie promieniowania cieplnego o długości fal 8-14 μm od 0,88 do 0,94; gleby gliniaste od 0,95 do 0,96; ropy od 0,91 do 0,93, a gleby mułowe około 0,94 (10). Gleby pochodzenia wapiennego mają zdolność emisyjną 0,95, a gleby bagienne 0,997. Te same gleby w zależności od długości fali mają różne wartości współczynników emisyjności. Generalnie, można stwierdzić, iż emisyjność jest niższa dla fal krótszych (3-5 μm), a wyższa dla fal dłuższych (8-14 μm).

Analizując przebieg zmienności współczynnika emisyjności piasku (rys. 2) można zauważyć występowanie dwóch minimów w obszarze dalszej podczerwieni (ok. 8-9 μm i ok. 12-13 μm). Minima czy też maksima emisyjności można zauważyć również dla innych gleb czy skał. Przykładowo, minimum wypromieniowania dla krzemionki występuje dla fali o długości około 9 μm , a dla węgla wapnia w pobliżu 7 μm . Tak różnorodne rozłożenie ekstremów emisji teoretycznie daje możliwość identyfikacji różnych typów gleb poprzez różnice ich temperatur.

Ważnym elementem wpływającym na emisję ciepła przez glebę jest jej wilgotność. Im gleba bardziej wilgotna, tym jej zdolność emisyjna jest większa (12). Wynika to z dużej emisyjności samej wody. Podobna zależność występuje dla zawartości próchn-



Rys. 2. Przebieg emisyjności spektralnej gleby organicznej, piasku, mułu, żwiru oraz powierzchni typu roślinność-gleba pomierzonej za pomocą skanera MODIS¹ w zakresie podczerwieni termalnej

Źródło: Opracowano na podstawie pracy Snydera W. C. i in., 1997 (14).

¹ MODIS - Moderate Resolution Imaging Spectrometer rejestruje w 36 kanałach promieniowanie z zakresu 0,60-14,54 μm

nicy – im bardziej zasobna w materię organiczną gleba, tym większy ma współczynnik emisyjności (12), co również ilustruje rysunek 2.

W zależności od zawartości wody zmieniają się wszystkie właściwości cieplne gleb. Zmienność ta następuje z różną intensywnością. Wilgotność gleby jest jednym z najistotniejszych czynników decydujących o pojemności cieplnej gleb, a tym samym o możliwości ich nagrzewania i ochładzania. W miarę wzrostu wilgotności gleb wzrastają: przewodnictwo cieplne, pojemność cieplna oraz bezwładność cieplna. Wielkość pojemności cieplnej wpływa na wartość temperatury powierzchni gleby w taki sposób, że im większa pojemność cieplna gleby, tym niższą temperaturą charakteryzuje się jej powierzchnia, gdyż ciepło odprowadzone zostaje do głębszych warstw gleby.

Przykład badań termiki gleb powiatu wyszkowskiego

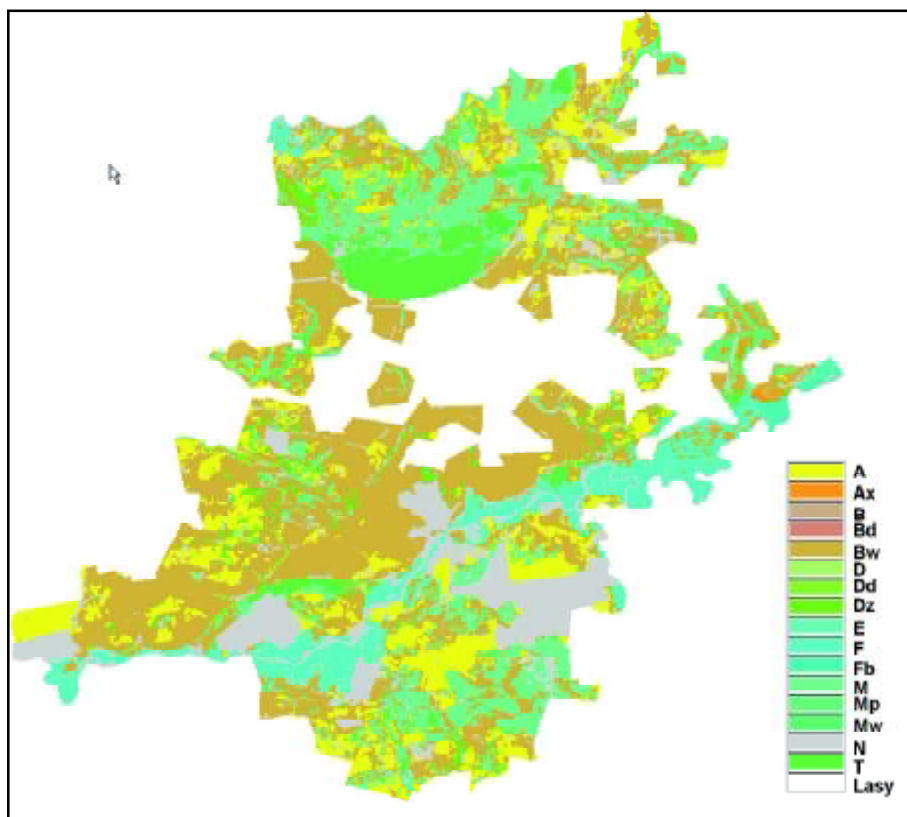
Z analizy przeprowadzonej powyżej wynika, że generalnie gleby słabe, o niskiej zawartości próchnicy, charakteryzują się wysokimi wartościami temperatury i stosunkowo niską emisyjnością. Natomiast gleby wilgotne, z zasady bardziej zasobne w składniki odżywcze, mają dużo niższe wartości temperatury i na ogół wysokie współczynniki emisyjności. Czyli można przypuszczać, iż obrazy termalne będą pomocne przy wskazywaniu obszarów o wyjątkowo niekorzystnych warunkach do uprawy roślin.

Przeprowadzone w niniejszej pracy badania miały na celu poszukiwanie zależności między temperaturą radiacyjną wierzchniej warstwy gleby – obliczoną na podstawie zdjęć satelitarnych – a różnymi właściwościami gleby. Istotą było stwierdzenie faktu, czy i jak silny wpływ na wartość rejestrowanej temperatury mają poszczególne cechy gleby. Chodzi również o to czy faktycznie wyższa temperatura gleby zawsze oznacza gleby o niekorzystnych właściwościach dla prowadzenia uprawy roślin.

Obszar badań

Badaniami objęto powiat wyszkowski, położony na granicy dwóch makroregionów: Niziny Północnomazowieckiej i Niziny Środkowomazowieckiej (7). Powiat wyszkowski zlokalizowany jest pomiędzy dwoma dolinami: Doliną Dolnej Narwi oraz Doliną Dolnego Bugu. Północna część powiatu wyszkowskiego położona jest na łąkowym, podmokłym tarasie zalewowym meandrującej rzeki Narwi. Południowa część powiatu stanowi łąkowy taras zalewowy Bugu z licznymi starorzeczami oraz w dużym stopniu zalesiony piaszczysty taras wydmy. Centralna część badanego obszaru to wysoczyzna morenowa oraz równina sandrowa Międzyrzecza Łomżyńskiego, której południową i wschodnią część zajmują bory sosnowe Puszczy Białej, a północne rejony są użytkowane rolniczo.

Analizowany obszar położony jest na wysokości 85-115 m n.p.m. i ma charakter równiny o bardzo niewielkich deniwelacjach (rzędu 5 m). Jedynie krawędź pomiędzy Międzyrzeczem Łomżyńskim a Doliną Dolnego Bugu stanowi miejscami obszar o znaczących deniwelacjach, gdzie wysokość utworzonej skarpy dochodzi do 30 m.



Rys. 3. Typy gleb powiatu wyszkowskiego – wizualizacja danych z bazy danych o glebach
Źródło: Opracowanie własne.

Na obszarze powiatu wyszkowskiego występują gleby (symbole przyjęto według oznaczeń na mapie glebowo-rolniczej): bielcowe (A), płowe (Ax), rdzawe (Bw), czarne ziemie (D, Dd, Dz), mady (F, Fb), gleby mułowo-torfowe i torfowo-mułowe (E), gleby torfowe i murszowo-torfowe (T) oraz murszowo-mineralne (M, Mw) i murszowate (Mp). Ich przestrzenne rozmieszczenie na badanym obszarze zilustrowano na rysunku 3. Na gruntach ornych dominują gleby słabej jakości. Ponad 60% powierzchni gruntów ornych stanowią klasy V i VI, 20% to gleby klas IVa i IVb, a jedynie ok. 5% stanowią gleby dobre i bardzo dobre. Na badanym obszarze dominują gleby 6 i 7 kompleksu przydatności rolniczej, a gleby kompleksów 4 i 5 stanowią jedynie około 20% powierzchni gruntów ornych.

Źródła danych

W pracy wykorzystano dwa zdjęcia satelitarne zarejestrowane w tym samym roku, ale w różnych jego porach. Jedno ze zdjęć zarejestrowano z pokładu satelity LANDSAT 7 w dniu 7 maja 2000 r., zaś drugie pozyskano 28 września 2000 r. za pomocą skanera ASTER umieszczonego na amerykańskim satelicie TERRA. Dokładność z jaką można obliczyć temperaturę radiometryczną na podstawie obu typów danych wynosi 0,3 K. Nie oznacza to oczywiście, że z taką dokładnością można określić temperaturę powierzchni konkretnego obiektu. Zawsze podczas analizy danych satelitarnych należy mieć na uwadze rozmiar chwilowego pola widzenia skanera, czyli wielkość najmniejszego obiektu, jaki można „zobaczyć” z poziomu satelitarnego. Jeśli jest on większy niż chwilowe pole widzenia skanera, to uzyskana wartość temperatury radiometrycznej wynikać będzie tylko z emisji promieniowania przez ten konkretny obiekt. Jeśli zaś obiekt będzie mniejszy niż chwilowe pole widzenia skanera, to wartość temperatury radiometrycznej wynikać będzie z wypadkowego promieniowania emitowanego przez obiekty mieszczące się w chwilowym polu widzenia skanera.

Skaner ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) umieszczony na satelicie LANDSAT 7 rejestruje promieniowanie termalne w zakresie fal o długości 10,40-12,5 μm z rozdzielczością przestrzenną 60×60 m (najmniejszy rejestrowany obiekt). Rejestracja danych odbywa się zawsze o tej samej godzinie lokalnego czasu słonecznego, tj. o 10⁰⁰.

Skaner ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) rejestruje natomiast promieniowanie termalne w pięciu, węższych niż ETM+, zakresach spektralnych:

Kanał	10	11	12	13	14
Zakres (μm)	8,125-8,475	8,475-8,825	8,925-9,275	10,25-10,95	10,95-11,65

ale ze słabszą rozdzielczością przestrzenną wynoszącą 90×90 m. W przypadku tych danych rejestracja odbywa się o godzinie 10³⁰ lokalnego czasu słonecznego.

Do przeprowadzenia tych analiz wykorzystano bazę danych o glebach dla powiatu wyszkowskiego, która powstała w ramach prac prowadzonych przez W y s z y ń s k ą (15) i P l u t o - K o s s a k o w s k ą (11). Baza danych powstała poprzez wektoryzację map glebowo-rolniczych w skali 1 : 25 000, a jej treść zaktualizowano na drodze interpretacji zdjęć satelitarnych SPOT oraz w wyniku weryfikacji terenowej. Dane zawarte w bazie obejmują: typ i podtyp gleb, uziarnienie warstwy powierzchniowej, głębokość zmiany składu granulometrycznego, uziarnienie warstwy podpowierzchniowej, kompleks przydatności rolniczej oraz użytkowanie według mapy glebowo-rolniczej.

Metodyka badań

Rozkład temperatury radiacyjnej obliczono na podstawie omówionych powyżej zdjęć satelitarnych przy zastosowaniu metodyki opracowanej i zweryfikowanej w rozprawie doktorskiej (10).

Omawiane tutaj badania przeprowadzono jedynie dla gleb nieporośniętych roślinnością zieloną, tak aby zminimalizować wpływ m.in.: stopnia pokrycia roślinnością, wysokości i rodzaju roślinności, czy biomasy na wyniki prowadzonych analiz. Obszary gleb niepokrytych roślinnością określono również na podstawie zdjęć satelitarnych przy wykorzystaniu wskaźnika roślinności NDVI. Na jego podstawie wykonano maskę gleb niepokrytych roślinnością zieloną dla każdego z analizowanych terminów. Jako wartość graniczną NDVI przyjęto 0,1. Następnie wykonano obliczenia wartości średniej temperatury radiacyjnej (obliczonej na podstawie zdjęć satelitarnych) oraz odchylenia standardowego dla każdej jednostki glebowej, czyli poligonu z bazy danych o glebach. Dane te wykorzystano do przeanalizowania zależności między temperaturą radiacyjną warstwy wierzchniej gleby a różnymi cechami gleb. Dokonano analizy zależności między temperaturą radiacyjną gleb a ich typem, kompleksem przydatności rolniczej i uziarnieniem warstwy wierzchniej.

Dyskusja wyników

Ze względu na fakt, iż na wartość temperatury warstwy powierzchniowej gleby ma wpływ aktualna sytuacja meteorologiczna konieczne jest uzyskanie informacji o sytuacji pogodowej panującej co najmniej w dniu rejestracji zdjęcia satelitarnego. Równie przydatne są informacje o opadach, jakie mogły wystąpić w dniach poprzedzających pozyskanie zdjęć.

Dzień 7 maja 2000 r. był wyjątkowo ciepły i słoneczny. Temperatura powietrza już o godzinie 9⁰⁰ wynosiła 18°C, a godzinę później wzrosła do 19,5°C. Wilgotność powietrza o godzinie 9³⁰ wynosiła 45%. W godzinach przedpołudniowych obserwowano miejscami jedynie niewielkie zachmurzenie, wiał słaby wiatr (3-4 m · s⁻¹) z kierunków południowego i południowo-wschodniego. Temperatura gruntu w 5 cm warstwie gleby na stacji Warszawa-Bielany o godzinie 6⁰⁰ wynosiła 16°C, a o 12⁰⁰ już 27,2°C. Wysokość słońca w momencie rejestracji danych LANDSAT ETM+ wynosiła 50°.

Z kolei dzień 28 września 2000 r. był pogodny i bezchmurny, wiał słaby wiatr południowy i południowo-wschodni (3-4 m · s⁻¹). Temperatura powietrza o godzinie 9³⁰ wynosiła 13°C, zaś w południe wzrosła do 20°C. Wilgotność powietrza osiągnęła 77%. Również dni poprzedzające moment rejestracji były pogodne i ciepłe, bez opadów deszczu. W dniu 28 września 2000 r. – w momencie rejestracji danych ASTER/TERRA – wysokość słońca wynosiła 34°.

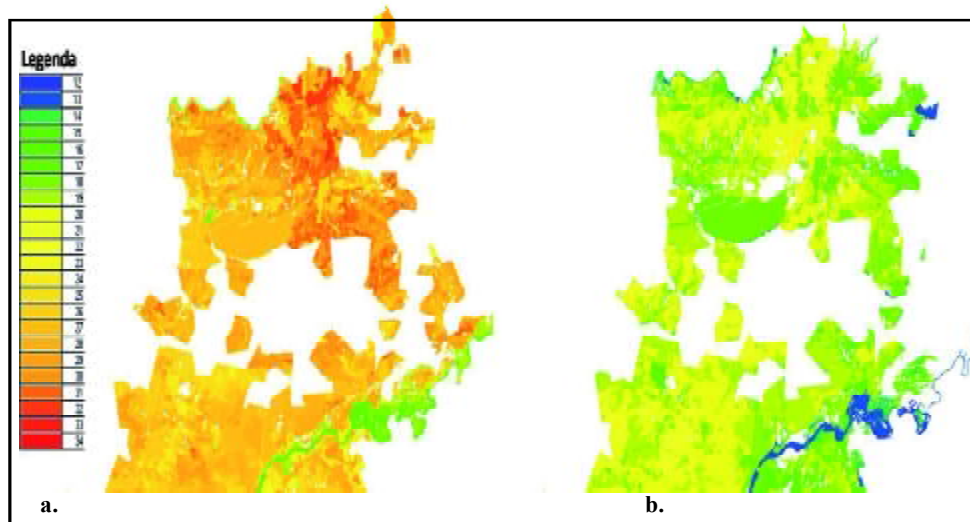
Wyniki przeprowadzonych analiz wskazują, że 7 maja 2000 r. średnia wartość temperatury radiacyjnej w poszczególnych jednostkach glebowych waha się w zakresie od 16 do 34°C (rys. 4), natomiast 28 września 2000 r. od 12 do 23°C. Wymienione tu wartości są wartościami średnimi dla poszczególnych jednostek glebowych. Nie

oznacza to jednak, że nie występują wyższe lub niższe wartości temperatury radiacyjnej dla fragmentów wyróżnionych jednostek glebowych. Analizując odchylenie standardowe wartości temperatury dla poszczególnych typów gleb zauważyć można, iż dla gleb torfowych, torfowo-mułowych, mad oraz gleb murszowych występują najwyższe wartości, zaś najniższe dla gleb rdzawych. Zależność ta jest jak najbardziej prawidłowa, gdyż gleby o dużej zasobności próchnicy, w zależności od położenia, mogą charakteryzować się większą wilgotnością, ze względu na swoje właściwości absorpcyjne. Gleby rdzawe (Bw) charakteryzują się zaś słabym uwilgotnieniem, czyli wartość ich temperatury powinna być zróżnicowana w niewielkim stopniu.

Poniżej zaprezentowane zostały wykresy przedstawiające średnie wartości temperatury radiacyjnej gleb gruntów ornych w zależności od: typu gleby, uziarnienia jej warstwy wierzchniej, kompleksu przydatności rolniczej.

Zależność średniej temperatury radiacyjnej gleb gruntów ornych od typu gleby wykazuje logiczny przebieg (rys. 5). Gleby wilgotniejsze (czarne ziemie (D), mady (F, Fb), gleby mułowo-torfowe i torfowo-mułowe (E)), o większej zawartości próchnicy, mają niższe wartości temperatury radiacyjnej niż gleby suchsze piaszczyste (bielico-we (A), płowe (Ax), rdzawe (Bw)). Gleby murszowo-mineralne, murszowo-torfowe, torfowe i czarne ziemie deluwialne w obu terminach mają zbliżone wartości temperatury radiacyjnej. Zróżnicowanie wartości średniej temperatury radiacyjnej gleb w zależności od typu gleby w przypadku terminu jesiennego jest znacznie mniejsze niż ma to miejsce dla terminu wiosennego, ale zależność ma podobny przebieg.

W obu analizowanych terminach gleby murszowo-mineralne mają temperaturę radiacyjną zbliżoną do stwierdzonej u gleb płowych i rdzawych. Wynika to stąd, iż na badanym obszarze gleby murszowo-mineralne występują na piaskach, stąd charakte-



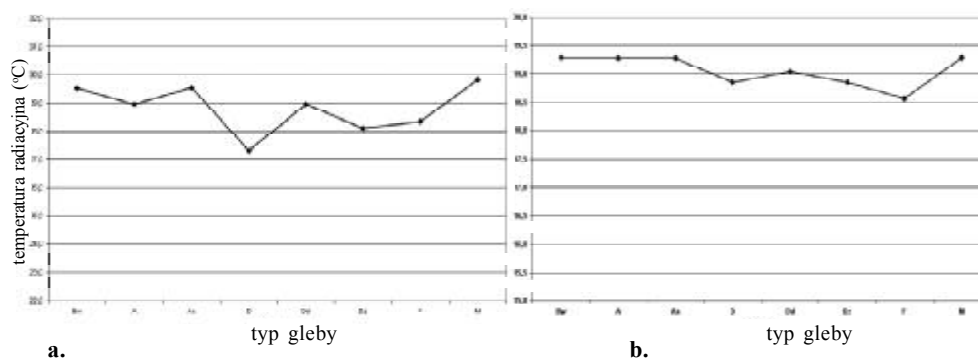
Rys. 4. Średnia temperatura radiacyjna w °C poszczególnych jednostek glebowych uzyskana na podstawie zdjęć satelitarnych zarejestrowanych: a. 7 maja 2000 r. i b. 28 września 2000 r. Źródło: Opracowanie własne.

ryzują się słabą wilgotnością, a co za tym idzie wyższą temperaturą radiacyjną warstwy wierzchniej.

Istotną rolę w kształtowaniu się warunków termicznych w glebie odgrywa uziarnienie warstwy wierzchniej. Analizując wpływ uziarnienia wierzchniej warstwy gleby na wartość temperatury radiacyjnej zauważyć można, że dla większości typów gleby obserwuje się następującą zależność: im „drobniejsza/cięższa frakcja” występuje w tej warstwie, tym niższa jest jej temperatura radiacyjna. Dla tego samego typu gleby, w zależności od uziarnienia warstwy powierzchniowej, różnica temperatury radiacyjnej może sięgać 3-4°C. W przypadku danych z 7 maja 2000 r. (rys. 6a) największa rozpiętość temperatur występuje dla gleb bielcowych (A) oraz rdzawych (Bw). Z kolei najmniejszym zróżnicowaniem temperatur, wynikającym z różnego uziarnienia wierzchniej warstwy gleby, charakteryzują się gleby płowe (Ax), czarne ziemie (D) i murszowo-mineralne (M). Jesienią, mimo pewnych różnic, zależność wygląda podobnie (rys. 6b). Wysokie wartości temperatury radiacyjnej gleb murszowo-mineralnych wytłumaczyć można tym, że na badanym obszarze występują – jak już wspomniano – na piaskach.

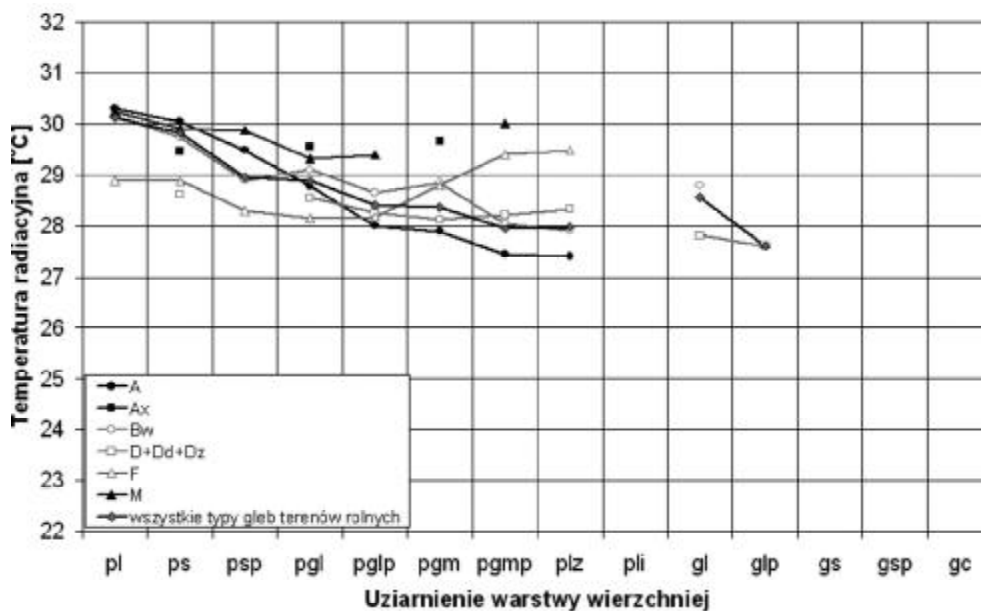
Na rysunku 6b (dla danych z września) widoczna jest wyjątkowo niska wartość temperatury radiacyjnej gleb rdzawych i mad, których warstwa powierzchniowa utworzona jest z piasków gliniastych mocnych. Okazało się, iż leżą one w pobliżu rzek i strumieni, i w związku z występującym podsiąkaniem są wilgotniejsze.

Analiza wartości średniej temperatury radiacyjnej gleb gruntów ornych w zależności od kompleksu przydatności rolniczej wykazała, że im słabszy kompleks przydatności rolniczej (kompleksy od 2 do 7), tym wyższa wartość temperatury radiacyjnej (rys. 7). Średnio różnica wartości temperatury między najslabszym a najlepszym kompleksem przydatności rolniczej wynosiła 2-3°C. W przypadku terminu jesiennego kontrast termiczny jest znacznie mniejszy, co wynika zarówno z niższej temperatury powietrza, jak również innych warunków nasłonecznienia (niższe położenie słońca nad horyzontem). W obu analizowanych terminach gleby kompleksu 8, charakteryzujące się większą

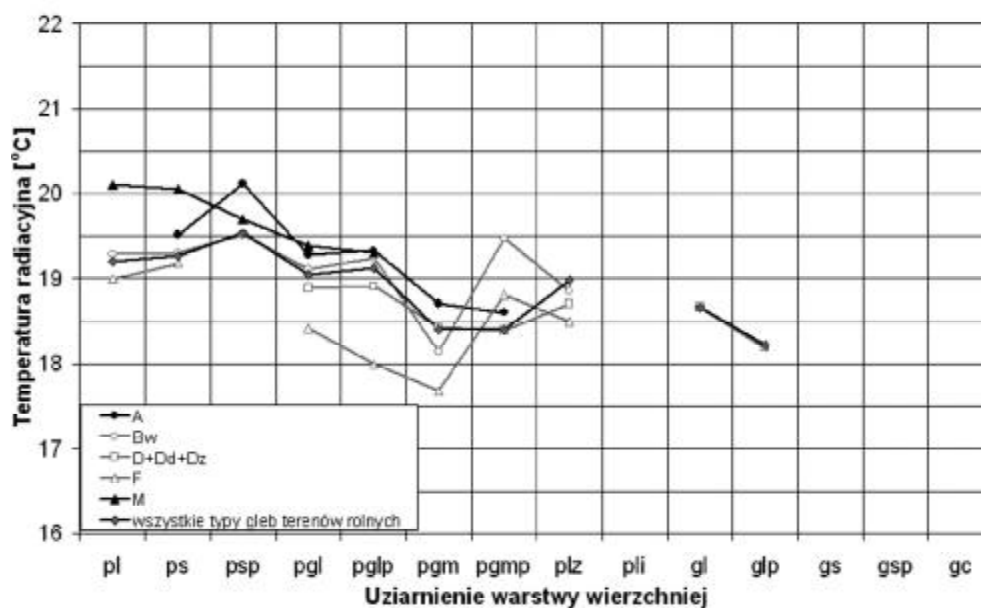


Rys. 5. Średnia temperatura radiacyjna gleb gruntów ornych w zależności od typu gleby uzyskana na podstawie zdjęć satelitarnych zarejestrowanych: a. 7 maja 2000 r. i b. 28 września 2000 r.

Źródło: Opracowanie własne.



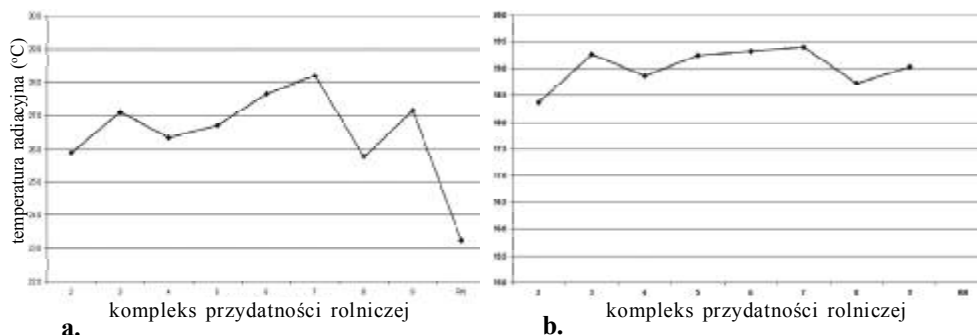
a.



b.

Rys. 6. Średnia temperatura radiacyjna gleb gruntów ornyc w zależności od uziarnienia warstwy wierzchniej uzyskana na podstawie zdjęć satelitarnych zarejestrowanych:
a. 7 maja 2000 r. i b. 28 września 2000 r.

Źródło: Opracowanie własne.



Rys. 7. Średnia temperatura radiacyjna gleb gruntów ornych w zależności od kompleksu przydatności rolniczej uzyskana na podstawie zdjęć satelitarnych zarejestrowanych:

a. 7 maja 2000 r. i b. 28 września 2000 r.

Źródło: Opracowanie własne.

wilgotnością, mają niższą temperaturę radiacyjną. Ponieważ gleby kompleksu 3 z natury są suchsze niż kompleksów 2 i 4, to w ich przypadku obserwuje się wyższą temperaturę radiacyjną.

Podsumowanie

Przeprowadzone analizy wpływu różnych właściwości gleb na wartość temperatury radiacyjnej ich powierzchni (obserwowanej z pułapu satelitarnego) wykazały, że istotny wpływ na wartość tej temperatury ma głównie kompleks przydatności rolniczej, czyli ogół cech decydujących o zakwalifikowaniu gleby do danego kompleksu, oraz typ gleby. Słabsze korelacje z wartościami temperatury radiacyjnej zauważono w przypadku składu granulometrycznego warstwy wierzchniej gleby i warstwy podpowierzchniowej. Oznacza to, że zdalne techniki termalne mogą okazać się pomocne przy określaniu gleb słabych, czyli niekorzystnych dla uprawy roślin. Gleby te powinny charakteryzować się wysoką temperaturą radiacyjną. Ważne jest jednak, aby podczas analizy uwzględniać różne czynniki wpływające na właściwości radiacyjne gleby, m.in. warunki pogodowe, pokrycie roślinnością, nasłonecznienie, położenie itp. Jak się okazuje niższe niekiedy wartości temperatury radiacyjnej są wynikiem np. bliskości rzek czy lasów. Podczas prowadzenia analiz zauważono, że obszary położone w pobliżu lasu, szczególnie te graniczące z nim od strony południowo-wschodniej, mają niższe (o kilka stopni) wartości temperatury niż obszary położone w pobliżu lasu od jego północno-zachodniej strony. I nie jest to wynik mieszanej struktury pikseli granicznych, gdyż różnice te sięgają nawet 2-3 pikseli od granicy lasu. Z kolei wyższe temperatury radiacyjne niektórych gleb mogą wynikać z faktu, że występują na podłożu innym niż ma to na ogół miejsce.

Obecnie właściwości cieplne powierzchni ziemi można badać z pułapu satelitarnego, m.in. z systemów satelitarnych NOAA/AVHRR, ENVISAT/MERIS, LANDSAT/ETM+, ASTER/TERRA. Jednak najwyższą rozdzielczość przestrzenną mają obrazy

pozyskane ze skanera ETM+ (60 x 60 m) i to one dają możliwość prowadzenia badań o większej szczegółowości w sensie przestrzennym.

Literatura

1. Becker F., Nerry F., Rammanantsizehena P., Stoll M.P.H.: Mesures d'emissivite angulaire par reflexion dans l'infrarouge thermique - implications pour la teledetection. International Journal of Remote Sensing, 1986, **7(12)**: 1751-1762.
2. Białousz S.: Zastosowania teledetekcji w badaniach pokrywy glebowej. W: Praca zbiorowa pod red. S. Zawadzkiego. Gleboznawstwo. PWRiL Warszawa, 1999.
3. Białousz S., Pietrzak E.: Soil interpretation on thermal images from scanner THP-1. Prace Komisji Naukowych Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego, Warszawa, 1988, **105**.
4. Bonn F.J., O'Neill N.T.: Thermal infrared remote sensing of soils: evolution, trends and perspectives. Remote Sensing Reviews, 1993, **7**: 281-302.
5. Buckman H.C., Brady N.C.: Gleba i jej właściwości. PWRiL Warszawa, 1971.
6. Chamayou H., Legros J.P.: Les Bases physiques - chimiques et minéralogiques de la science du sol. Agence de Cooperation Culturelle et Technique Conseil International de la Landue Française, Presses Universitaires de France, 1989.
7. Kondracki J.: Geografia fizyczna Polski. PWN Warszawa, 1974.
8. Musy A., Soutter M.: Physique du sol. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, France, 1991.
9. Normann J.M., Castello S., Balick L.K.: Directional infrared temperature and emissivity of vegetation: measurements and models. ISPRS'94, „Physical measurements and signatures in remote sensing”. Val d'Isere, France, 1994, 749-758.
10. Osińska-Skotak K.: Analiza wybranych metod przetwarzania satelitarnych zdjęć termalnych LANDSAT TM. Rozprawa doktorska, Wydział Geodezji i Kartografii Politechniki Warszawskiej, 2001, ss. 212.
11. Pluto-Kossakowska J.: Analiza metod przetwarzania i interpretacji zdjęć satelitarnych SPOT z punktu widzenia potrzeb systemu informacji o glebach. Rozprawa doktorska, Wydział Geodezji i Kartografii Politechniki Warszawskiej, 2003, ss. 193.
12. Salisbury J.W., D'Aria D.M.: Infrared (8-14 mm) remote sensing of soil particle size. Remote Sensing of Environment, 1992, **42**: 157-165.
13. Skawina T., Kossowski J., Stępniewski W., Walczak R.: Fizyczne właściwości gleb. W: Praca zbiorowa pod red. S. Zawadzkiego. Gleboznawstwo. PWRiL Warszawa, 1999.
14. Snyder W.C., Wan Z., Zhang Y., Feng Y.Z.: Thermal infrared (3-14 mm) bidirectional reflectance measurements of sands and soils. Remote Sensing of Environment, 1997, **60**: 101-109.
15. Wyszynska A.: Korekcja geometryczna map glebowo-rolniczych 1 : 25 000 dla systemu informacji geograficznej o glebach. Praca dyplomowa, Wydział Geodezji i Kartografii Politechniki Warszawskiej, 2002.

Adres do korespondencji:

dr inż. Katarzyna Osińska-Skotak
Zakład Fotogrametrii, Teledetekcji i Systemów Informacji Przestrzennej
Wydział Geodezji i Kartografii
Politechnika Warszawska
pl. Politechniki 1
00-661 Warszawa
tel./fax: (022) 621-36-80, (022) 234-72-23
k.osinska-skotak@gik.pw.edu.pl

