

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 165

KATARZYNA DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA

SZACOWANIE EWAPOTRANSPIRACJI
WILGOTNOŚCI GLEB
I MASY ZIELONEJ ŁĄK
NA PODSTAWIE
ZDJĘĆ SATELITARNYCH NOAA

WYDAWNICTWO
Continuo

PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

143. Froehlich W., *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, 1982, s. 144, 68 il., 17 fot.
144. Rościszewski M. (red.), *Różnicowanie się i nowe podziały światowej przestrzeni społeczno-gospodarczej*, 1983, s. 96, 13 il.
145. Baumgart-Kotarba M., *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, 1983, s. 145, 39 il., 13 fot.
146. Drozdowski E., *Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia wistulian w północnej części dolnego Powiśla*, 1986, s. 90, 22 il., 25 fot.
147. Kostrowicki A. S. (red.), *Studium geoekologiczne rejonu jezior wigierskich*, 1988, s. 134, 23 il.
148. Eberhardt P., *Regiony wyludniające się w Polsce*, 1989, s. 141, 10 map.
149. Szulc H., *Morfogenetyczne typy osiedli wiejskich na Pomorzu Zachodnim*, 1988, s. 138, 36 il., 3 mapy.
150. Leszczycki S., *Badania geograficzne nad osadnictwem w południowej Anatolii*, 1987, s. 113, 7 il., 45 fot.
Kawecka-Endrukajtis B., Tuszyńska-Rękawek H., *Spis zawartości Prac Geograficznych 1-150 (1954-1987)*, s. 43.
151. Rykiel Z. (red.), *Struktury i procesy społeczno-demograficzne w regionie katowickim*, 1988, s. 148, 31 il.
152. Korcelli P., Gawryszewski A. (red.), *Współczesne przemiany regionalnych systemów osadniczych w Polsce*, 1989, s. 176, 35 il.
153. Bogacki M. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, 1990, s. 145, 10 il.
154. Dziewoński K., *Koncepcje i metody badawcze z dziedziny osadnictwa*, 1990, s. 288.
155. Kotarba A. (red.), *System denudacyjny Polski*, 1991, s. 223, 83 il.
156. Kostrowicki A. S., *System „człowiek – środowisko” w świetle teorii ocen*, 1992, s. 115, 7 il.
157. Babiński Z., *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, 1992, s. 171, 62 il., 20 fot.
158. Matuszkiewicz J. M., *Krajobrazy roślinne i regiony geobotaniczne Polski*, 1992, s. 107, 24 il., 2 mapy.
159. Błażejczyk K., *Wymiana ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem w różnych warunkach środowiska geograficznego*, 1993, s. 123, 46 il.
160. Krawczyk B., *Typologia i ocena bioklimatu Polski na podstawie bilansu cieplnego ciała człowieka*, 1993, s. 96, 14 il.
161. Banach M., *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, 1994, s. 176, 54 il., 35 fot.
162. Zgliński M., *Kształtowanie się strefy żywicielskiej aglomeracji warszawskiej*, 1994, s. 164, 50 il.
163. Szulc H., *Morfogeneza osiedli wiejskich w Polsce*, 1995, s. 112, 40 il., 1 mapa.
164. Glazik R., *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*, 1995, s. 192, 56 il.

**POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA**

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 165

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 165

KATARZYNA DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA

ASSESSMENT OF EVAPOTRANSPIRATION,
SOIL MOISTURE AND GREEN BIOMASS
OF GRASSLAND USING NOAA SATELLITE IMAGES

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 165

KATARZYNA DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA

SZACOWANIE EWAPOTRANSPIRACJI
WILGOTNOŚCI GLEB
I MASY ZIELONEJ ŁĄK
NA PODSTAWIE
ZDJĘĆ SATELITARNYCH NOAA

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
Redakcja
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55

WYDAWNICTWO
Continuo

WROCŁAW 1995

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR NACZELNY: ROMAN SZCZĘSNY
CZŁONKOWIE: KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK, ANDRZEJ S. KOSTROWICKI,
LESZEK STARKEL, ANDRZEJ STASIAK, GRZEGORZ WĘCŁAWOWICZ
SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

Recenzent: Prof. dr hab. Tadeusz Górski

Praca habilitacyjna

Redaktor Wydawnictwa: Jan Kuźma
Redaktor techniczny: Maciej Szłapka

© Copyright by Wydawnictwo Continuo, Wrocław 1995

ISBN 83-86682-02-7
PL ISSN 0373-6547

Skład i łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF we Wrocławiu
Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
1. Metody pomiarów i obliczeń ewapotranspiracji	9
1.1. Metoda obszarowego bilansu wodnego	9
1.2. Metody ewaporometryczne	9
1.3. Metoda dyfuzji turbulencyjnej	10
1.4. Metoda bezpośrednia – korelacyjna (Eddy Correlation)	11
1.5. Metoda wyznaczenia ewapotranspiracji aktualnej opartej na ewapotranspiracji potencjalnej	11
1.6. Metoda bilansu cieplnego	12
2. Pomiary na obszarze badawczym	13
3. Zdjęcia satelitarne wykonane za pomocą radiometrów umieszczonych na satelitach meteorologicznych	17
4. Temperatura radiacyjna	19
4.1. Korekcja wyników pomiaru temperatury obiektów poprzez uwzględnienie wpływu atmosfery	20
4.2. Temperatura badanych roślin	23
5. Szacowanie wielkości ewapotranspiracji na podstawie danych teledetekcyjnych uzupełnionych pomiarami meteorologicznymi	26
5.1. Różnicowy strumień radiacji (RN)	27
5.2. Gęstość strumienia ciepła wymienianego pomiędzy powierzchnią czynną a podłożem (G)	32
5.3. Gęstość strumienia ciepła jawnego (H)	33
5.4. Gęstość strumienia ciepła utajonego – ewapotranspiracja	38
6. Wykorzystanie informacji o wielkości ewapotranspiracji użytków zielonych do oceny wilgotności gleby	45
7. Znormalizowany wskaźnik zieleni trwałych użytków zielonych – NDVI	57
8. Szacowanie wielkości biomasy świeżej na podstawie informacji wyprowadzonych ze zdjęć satelitarnych	62
8.1. Powierzchnia projekcyjna liści (LAI)	62
8.2. Biomasa	64
9. Zastosowanie parametrów glebowo-roślinnych obliczonych metodami teledetekcyjnymi do modyfikacji istniejących modeli plonowania	67
Podsumowanie i wnioski	75
Literatura	77
Assessment of evapotranspiration, soil moisture and green biomass of grassland using NOAA satellite images (summary)	82

WSTĘP

Jednym z głównych czynników decydujących o produkcji roślinnej jest wilgotność gleby. Jej znajomość jest niezbędna do szacowania stanu roślin, jak i prognozowania plonów. Ocenę wilgotności gleby dokonuje się zwykle na podstawie pomiarów terenowych w ograniczonej z konieczności liczbie punktów. Duża zmienność przestrzenna i czasowa wilgotności gleb sprawia, że wyniki pomiarów terenowych nie są w stanie dokładnie oddać ani przestrzennego rozkładu, ani dynamiki tego zjawiska, zwłaszcza na dużym obszarze jak na przykład region czy kraj.

Nic więc dziwnego, że od wielu lat poszukuje się innych metod określania wilgotności gleby. Jedną z nich wydaje się być metoda teledetekcyjna. Z chwilą pojawienia się satelitów, zdolnych rejestrować promieniowanie termalne z wystarczająco dużą przestrzenną zdolnością rozdzielczą, zwrócono uwagę na wykorzystanie zjawiska inercji cieplnej gruntów do szacowania ich wilgotności. Wkrótce jednak okazało się, że metoda wykorzystująca to zjawisko daje stosunkowo dobre wyniki, ale tylko w przypadku terenów nie pokrytych roślinnością. Nie jest więc praktycznie przydatna.

Znacznie lepsze wyniki w ocenie wilgotności gleb osiągnięto w przypadku eksperymentalnego wykorzystania do tego celu promieniowania mikrofalowego. Wydaje się jednak, że dopóki nie zostanie rozwiązany problem operacyjnego pozyskiwania zdjęć w mikrofalach, zwłaszcza w pasmach dłuższych, dopóty teledetekcja nie dostarczy przydatnych informacji, na podstawie których będzie można bezpośrednio wnioskować o wilgotności gleb. W tej sytuacji pozostaje metoda pośrednia, czyli wnioskowanie o wilgotności gleb na podstawie oceny ewapotranspiracji, z której można otrzymać wystarczająco dokładne informacje o niedoborach wilgotności w strefie korzeniowej roślin.

Niniejsza praca ma na celu wykazanie możliwości określenia na podstawie zdjęć satelitarnych niektórych parametrów opisujących stan układu gleba-roślinność. Same zdjęcia satelitarne są w stanie dostarczyć tylko danych o radiacyjnej temperaturze roślinności oraz o tak zwanym znormalizowanym współczynniku roślinnym i o wielkości albeda. Te dane uzupełnione dodatkowo wynikami obserwacji meteorologicznych pozwalają na otrzymanie informacji charakteryzujących zarówno ewapotranspirację, jak i wilgotność gleb. Aby wykazać przydatność zastosowania teledetekcji do określania parametrów opisujących stan układu gleba-roślinność, przeprowadzono analizę wzajemnych powiązań pomiędzy informacjami otrzymanymi w toku badań metodami tradycyjnymi a informacjami uzyskanymi dzięki teledetekcji satelitarnej.

W tym miejscu pragnę podziękować Profesorowi Andrzejowi Ciołkoszowi za inspirującą dyskusję naukową podczas pisania pracy, a koleżankom i kolegom z OPO-LIS, a w szczególności mgr inż. Maryli Gruszczyńskiej, mgr inż. Małgorzacie Janowskiej, dr. inż. Stanisławowi Lewińskiemu i dr. inż. Zbigniewowi Bochenkowi za pomoc w przeprowadzonych badaniach.

1. METODY POMIARÓW I OBLICZEŃ EWAPOTRANSPIRACJI

Ewapotranspiracja aktualna jest to ilość wody odprowadzana do atmosfery wskutek parowania z gleby oraz z masy roślinnej w wyniku transpiracji w istniejących warunkach meteorologicznych przy aktualnym stanie uwilgotnienia gleby (obejmuje również parowanie wody opadowej zatrzymanej na roślinach w wyniku intercepcji) (Soczyńska 1993). Proces ewapotranspiracji zależy od właściwości samych roślin, od warunków glebowo-wodnych oraz od warunków meteorologicznych, szczególnie od wielkości promieniowania słonecznego.

W Polsce straty ciepła związane z parowaniem stanowią główny składnik rozchodu w bilansie cieplnym powierzchni czynnej. Udział średni tych strat w skali rocznej wynosi około 50% na północy Polski do ponad 75% na południu (Paszyński 1972).

Istnieje wiele metod pomiarów i obliczeń ewapotranspiracji, które prowadzą do otrzymania ogólnych lub dokładniejszych informacji o ewapotranspiracji. Są to pomiary punktowe albo powierzchniowe terenowe. W niniejszej pracy zwrócona zostanie uwaga tylko na niektóre z nich, opisywane w literaturze, stosowane na stacjach badawczych i w pracach studialnych.

1.1. METODA OBSZAROWEGO BILANSU WODNEGO

Do metod określenia parowania powierzchniowego zalicza się metodę bilansu wodnego, opartą na czasochłonnych pomiarach terenowych. W metodzie tej muszą być znane składniki bilansu dla terenu rozpatrywanej zlewni, takie jak: opad atmosferyczny, odpływ oraz zmiany ilości wody retencjonowanej w zlewni. Według tej metody przeprowadzał badania między innymi J. Jaworski (1984). Daje ona dobre wyniki dla dużych obszarów, w długich przedziałach czasowych, ale nie jest często stosowana. W przypadku gdy metoda ta odnosi się do krótkich przedziałów czasowych, wyniki bilansu wodnego są obciążone dużym błędem, głównie z powodu błędu w wyznaczeniu zmian retencji gruntu.

1.2. METODY EWAPOROMETRYCZNE

Wśród tych metod wyróżnia się metodę atmometryczną polegającą na pomiarze strat wody ze stale zwilżonego ciała porowatego lub szalki napełnionej wodą. Metoda ta jest stosowana do wyznaczenia zdolności ewaporacyjnej powietrza i wyznaczenia wskaźnika parowania potencjalnego (Bac 1970). Do metod ewaporometrycznych

zalicza się także wyznaczenie parowania na podstawie zmian poziomu wody w odpowiednim zbiorniku napełnionym wodą, tzw. ewaporometrze. Poziom wody w tym zbiorniku mierzy się na początku i na końcu rozpatrywanego czasu bilansowania. Do obliczenia parowania potrzebna jest również informacja o wysokości opadu atmosferycznego w rozpatrywanym czasie. Parowanie obliczone w ten sposób różni się od ewapotranspiracji, co spowodowane jest między innymi różnicą w wymianie ciepła pomiędzy wodą i otoczeniem a roślinnością i otoczeniem, oraz zasadniczą różnicą w zatrzymywaniu ciepła przez wodę i roślinność. J. Doorenbos i W. O. Pruitt (1977) wprowadzili współczynnik K_p dla obliczenia ewapotranspiracji (ET) z wielkości parowania mierzonego przez ewaporometr (E_w)

$$ET = K_p E_w. \quad (1)$$

Autorzy przedstawili tabelę wielkości współczynników K_p dla różnej roślinności i średnich wartości wilgotności powietrza oraz średnich prędkości wiatru.

Do metod ewaporometrycznych zalicza się również pomiar ewapotranspiracji za pomocą lizymetrów. Są to zazwyczaj cylindry metalowe, w których znajduje się gleba wraz z roślinnością. Cylinder ten wkopany jest w grunt. W lizymetrze utrzymuje się sztucznie odpowiedni poziom wód podziemnych. Najczęściej lizymetr znajduje się na wadze, na której waży się monolit glebowo-roślinny. Wykonuje się przy tym dodatkowe pomiary, m. in. opadu, i oblicza wielkość ewapotranspiracji. Przez wielu autorów opisywane są lizymetry, w których znajduje się różna roślinność. Znane są również potężne lizymetry oparte na dokładnych wagach usytuowanych w lesie z rosnącymi drzewami (Reyenga i in. 1979; Fritschen i in. 1977). Ewapotranspiracja w tych lizymetrach mierzona jest jako średnia z godziny. W Polsce pomiary ewapotranspiracji metodą lizymetryczną prowadzone są między innymi przez Instytut Melioracji i Użytków Zielonych (IMUZ) na terenie Krowiego Bagna oraz przez Akademię Rolniczą we Wrocławiu. Pomiary wykonane ewaporometrami IGW-3000 określającymi dekadowe sumy parowania dla różnych powierzchni rolniczych opisali S. Bac i Z. Pasiński (1983, 1991).

1.3. METODA DYFUZJI TURBULENCYJNEJ

Metoda ta polega na pomiarze pionowych gradientów temperatury powietrza $\delta t/\delta z$, ciśnienia pary wodnej $\delta e/\delta z$ i prędkości wiatru $\delta u/\delta z$. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN z Instytutem Agrofizyki PAN prowadził badania na Stacji Doświadczalnej w Felinie koło Lublina dla różnych upraw, mierząc gradienty temperatury powietrza, ciśnienia pary wodnej i prędkości wiatru. Na podstawie uzyskanych gradientów określono średnie, dla okresów 30 min., wartości turbulencyjnych strumieni ciepła jawnego (H) i ciepła utajonego (E) (Paszyński, Skoczek 1989). Zakład Agrometeorologii Akademii Rolniczej w Poznaniu prowadzi od 1981 r. badania bilansu cieplnego dla wybranych elementów krajobrazu rolniczego okolic Turwi. W tych badaniach zastosowano metodę „średnich profili”, należącą do grupy metod aerodynamicznych, zakładając równość współczynników wymiany turbulencyjnej dla

pędu, ciepła i pary wodnej. Pomiary temperatury powietrza, pary wodnej i prędkości wiatru wykonywano na pięciu poziomach (Kędziora i in. 1987, 1989; Kędziora, Kapuściński 1991; Olejnik 1989). Metoda ta opisana jest również przez J. Jaworskiego (1980), E. K. Webba (1965) i W. Brutsaerta (1982).

Metodę tę zastosowano również w niniejszej pracy do porównania wielkości ewapotranspiracji obliczonej z zastosowaniem temperatury powierzchni czynnej mierzonej radiometrem AVHRR/NOAA. Wzory i dalszy opis metody podano w rozdziale 5.4.

1.4. METODA BEZPOŚREDNIA – KORELACYJNA (EDDY CORRELATION)

Metoda ta należy do jednych z najdokładniejszych. Z uwagi na bardzo drogą aparaturę nie jest stosowana w Polsce. Polega ona na wyznaczeniu średniej wartości pionowego strumienia pary wodnej E jako średniego iloczynu gęstości powietrza ρ oraz wartości chwilowych pionowej składowej prędkości wiatru w' i wilgotności powietrza q' . Znak prim oznacza wartości chwilowe. Metoda korelacyjna polega na pomiarze pulsacji w' i q' , a następnie scałkowaniu uzyskanych iloczynów $w'q'$ w przedziale czasowym kilku minut. Została ona opisana przez J. Paszyńskiego (1978). Na świecie metoda ta stosowana jest w badaniach studialnych (Tanner 1967; Penman i in. 1967).

1.5. METODA WYZNACZENIA EWAPOTRANSPIRACJI AKTUALNEJ OPARTEJ NA EWAPOTRANSPIRACJI POTENCJALNEJ

Pojęcie ewapotranspiracji potencjalnej wprowadził H. L. Penman (1956), określając ją jako „ilość wody transpirowanej w jednostce czasu przez niskie zielone o jednakowej wysokości rośliny całkowicie zakrywające powierzchnię gleby w warunkach optymalnej wilgotności”. Według Penmana ewapotranspirację potencjalną można wyrazić wzorem

$$ET_p = \Delta / (\Delta + \gamma) (R_n + G) + \gamma / (\Delta + \gamma) 0,26 (0,75 - 0,0062 u_2) (e_s - e_a), \quad (2)$$

gdzie:

Δ – nachylenie krzywej prężności pary wodnej nasyconej w danej temperaturze (średniej dobowej) [hPa K⁻¹];

γ – stała psychrometryczna równa 0,66 [hPa K⁻¹];

R_n – bilans promieniowania [mm];

G – strumień ciepła płynący z gleby [mm];

u_2 – prędkość wiatru na wysokości 2 m [km doba⁻¹];

e_s – ciśnienie pary wodnej nasyconej w temperaturze t [hPa];

e_a – średnie dobowe ciśnienie pary wodnej [hPa].

Wzór Penmana został zmodyfikowany przez J. L. Monteitha (1965) i jest stosowany jako wzór Penmana–Monteitha przez wielu autorów. Do wyznaczenia ewapotranspiracji potencjalnej A. Kędziora i R. Ciesielski (1984) zastosowali uproszczoną metodę Penmana w różnych regionach klimatycznych Polski.

Ze względu na związek ewapotranspiracji aktualnej i potencjalnej wyprowadzono wzór na obliczenie ewapotranspiracji aktualnej w funkcji potencjalnej, wprowadzając współczynnik k_0 . K. Matul i M. Dworska (1974) oraz S. Bac i M. Rojek (1979) podali wartości współczynników k_0 dla Polski.

1.6. METODA BILANSU CIEPLNEGO

W bilansie cieplnym ilość energii potrzebnej do zamiany wody w parę wodną wyraża ewapotranspiracja. Wymiana energii pomiędzy powierzchnią czynną a otoczeniem określona jest następującym (uproszczonym) wzorem:

$$R_n = LE + H + G. \quad (3)$$

Za pomocą tego równania można obliczyć ewapotranspirację (LE), jeżeli mierzony jest strumień różnicowy promieniowania (R_n), turbulencyjna wymiana ciepła jawnego (H) oraz strumień ciepła przewodzonego w podłożu (G). Główną trudnością w tej metodzie jest pomiar strumienia ciepła jawnego (H). Jedną z metod pomiaru tego strumienia, polegającą na pomiarze pionowego gradientu temperatury $\delta T/\delta z$ i ciśnienia pary wodnej $\delta e/\delta z$, przedstawił I. S. Bowen (1926). Wprowadził on pojęcie wskaźnika, zwanego od jego nazwiska wskaźnikiem Bowena (B), będącego stosunkiem ciepła jawnego (H) do utajonego (LE)

$$B = H/LE = (C_p K_H \delta T/\delta z) / (L K_w \delta e/\delta z) = \gamma(\delta T/\delta z) / (\delta e/\delta z), \quad (4)$$

gdzie:

K_H, K_w – bezwymiarowy współczynnik turbulencyjności wymiany energii cieplnej (K_H) oraz pary wodnej (K_w) uwzględniający stan równowagi cieplnej. Zakłada się równość tych współczynników;

$\delta T/\delta z$ – gradient temperatury [Km^{-1}];

$\delta e/\delta z$ – gradient prężności pary wodnej [$hPa m^{-1}$].

Wielu badaczy stosuje tę metodę do wyznaczenia ewapotranspiracji, mając odpowiednią aparaturę do wykonania pomiarów temperatury i prężności pary wodnej na dwóch wysokościach. Metoda ta została szczegółowo opisana przez R. D. Slatyera i I. C. McIlroy'a (1961).

Metoda bilansu cieplnego została zastosowana także w niniejszej pracy. Zasadniczą różnicą pomiędzy metodą przedstawioną powyżej a prezentowaną w niniejszej pracy jest sposób wyznaczenia gęstości ciepła jawnego, do czego zastosowano dane uzyskane z odpowiednio przetworzonych zdjęć satelitarnych oraz z wykonanych pomiarów parametrów meteorologicznych tylko na jednej standardowej wysokości.

2. POMIARY NA OBSZARZE BADAWCZYM

W latach 1989–1992 były prowadzone pomiary na obszarze o powierzchni około 20 km², położonym w zachodniej części Polski, pomiędzy 52° a 52° 10' szerokości geograficznej północnej oraz pomiędzy 16° 10' a 16° 20' długości geograficznej wschodniej. Obszar ten znajduje się w dolinie rzeki Obry i odwadniany jest przez zespół kanałów. Środkowy Kanał Obry dzieli go na część północną, należącą do Państwowego Gospodarstwa Rolnego, mającego tu suszarnię traw, gdzie odbywało się dokładne ważenie trawy po skoszeniu i suszeniu, oraz część południową, należącą do prywatnych gospodarstw. Większość łąk była trzykrotnie koszona.

Pokrywa glebowa tego obszaru została scharakteryzowana przez zespół pod kierunkiem A. Kędziory (1989) na podstawie 15 profili glebowych. W typie gleb murszowych wyróżniono następujące podtypy: torfowo-murszowe, mułowo-murszowe, gytioowo-murszowe, mineralno-murszowe, murszowate właściwe i murszaste. Pokrywę glebową stanowią w większości płaty glebowe zaliczane do gleb torfowo-murszowych, mineralno-murszowych i murszowatych właściwych. Gleby torfowo-murszowe pokrywają większą część badanego obszaru, natomiast gleby mineralno-murszowe i murszowate właściwe występują głównie w części północnej. Gleby torfowo-murszowe wypełniają najniższe położone tereny. Miąższość utworów organicznych, o zawartości ponad 20% substancji organicznej, wynosi od 35 do 80 cm. Zalegają one na podłożu piaszczystym, stanowiącym piaski luźne, drobnoziarniste i średnie.

Gleby mineralno-murszowe pokrywają grzbiety lokalnych wzniesień, rozległe płaskie powierzchnie, a także płytkie, rozległe zagłębienia, ich miąższość wynosi od 20 do 55 cm, o zawartości organicznej 20–60%. Gleby murszowate właściwe występują na grzbiętach lokalnych wzniesień lub na ich stokach. Zawartość materii organicznej w tych glebach wynosi 10–20%. Według mapy glebowo-rolniczej Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego (PTG) badany obszar należy do kompleksu użytków zielonych średnich.

Skład florystyczny runii kompleksu łąkowego został określony również przez zespół A. Kędziory (1989), który wyróżnił następujące gatunki roślin: wiechlina łąkowa 40%, kupkówka pospolita 15%, kostrzewa łąkowa 15%, tymotka łąkowa 5%, koniczyna biała 7%, mniszek pospolity 10%, inne zioła i chwasty 3%, perz właściwy 5%.

Poszczególnych gatunków traw nie da się bezpośrednio wyróżnić na zdjęciach satelitarnych, natomiast w sposób pośredni oddziałują one na zróżnicowanie wartości LAI, znormalizowanego wskaźnika zieleni – NDVI oraz biomasy. Te parametry zostały wyznaczone z pomiarów wykonanych przez radiometr AVHRR/NOAA oraz z pomiarów meteorologicznych.

W latach 1989–1992 na tym obszarze w okresie wzrostu traw, a więc od maja do sierpnia, zostały przeprowadzone badania terenowe. Terminy badań były związane z przelotem satelity NOAA, który w tym samym czasie obrazował obszar poligonu. O częstotliwości badań terenowych decydowały warunki pogodowe, przede wszystkim brak zachmurzenia (promieniowanie widzialne i długofalowa podczerwień rejestrowane przez AVHRR/NOAA są tłumione przez chmury). To właśnie warunki pogodowe sprawiły, że w ciągu trzech pierwszych lat otrzymano zaledwie 7 zdjęć przydatnych do analizy. W ostatnim roku sytuacja pogodowa nad poligonem okazała się znacznie lepsza, czego rezultatem jest aż 5 dobrej jakości zdjęć satelitarnych.

Na obszarze badawczym zostały wykonane pomiary terenowe w 30 punktach wybranych tak, aby charakteryzowały one w pełni warunki glebowo-roślinne. Najczęściej kilka punktów znajdowało się na obszarze odpowiadającym pikselowi (1,1 km × 1,1 km) zdjęcia NOAA. W każdym punkcie pobrano próbki gleby z głębokości 0–10, 10–20, 20–30 cm w celu określenia wilgotności gleby metodą objętościową. Dla 15 punktów wykonano krzywe pF, przedstawiające zależność pomiędzy siłą wiązania wody w glebie a wilgotnością gleby. Zostały również wykonane pomiary biomasy świeżej poprzez ścięcie i zważenie trawy z powierzchni 1 m². Po wysuszeniu traw została określona biomasa sucha. Każdorazowo zmierzono również powierzchnię projekcyjną liści urządzeniem LAI-2000 Plant Canopy Analyzer, wysokość roślin oraz w wybranych punktach temperaturę radiacyjną roślin. Jedynie w 1989 r. z powodu braku aparatury wskaźnik projekcyjny liści został określony poprzez wymierzenie powierzchni liści w wybranych próbkach na wybranych powierzchniach.

W latach 1989–1991 na obszarze badawczym zostały wykonane pomiary parametrów meteorologicznych przez pracowników Zakładu Agrometeorologii Akademii Rolniczej w Poznaniu pod kierunkiem Prof. A. Kędziory. Za pomocą automatycznego systemu komputerowego na dwóch stanowiskach oddalonych od siebie około 1 km mierzono w odstępach godzinnych następujące parametry: temperaturę powietrza, ciśnienie pary wodnej, prędkość wiatru (na pięciu poziomach pomiarowych) oraz promieniowanie słoneczne, promieniowanie powierzchni czynnej i gęstość strumienia ciepła glebowego.

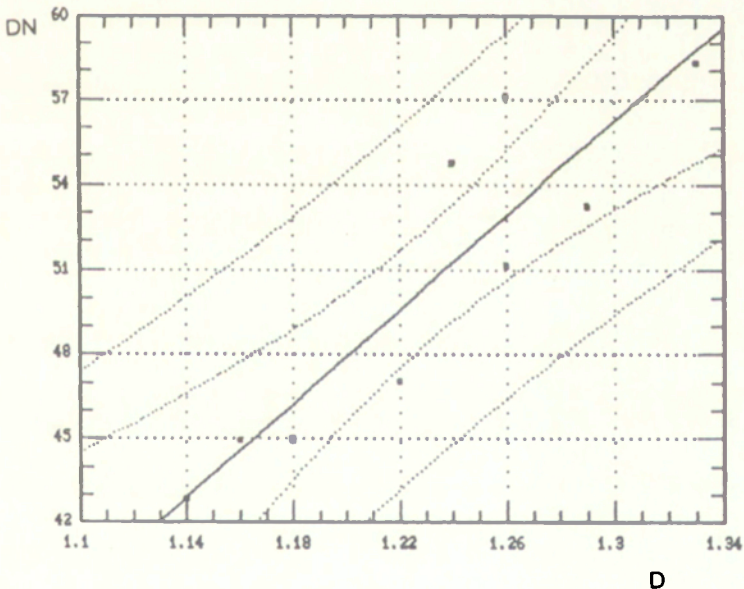
Parametry te zostały zmierzone jako wielkość średnia z 60 do 100 pomiarów, wykonanych w ciągu 12–15 minut w odstępach godzinnych. System pomiarowy pozwolił na pomiar temperatury z dokładnością do 0,01°C, pomiar prędkości wiatru z dokładnością do 0,05 ms⁻¹, pomiar promieniowania z dokładnością do 5% i pomiar gęstości strumienia glebowego z dokładnością 5–10%.

W 1992 r. ze względu na brak aparatury wykonano pomiary parametrów meteorologicznych na jednym poziomie (2 m) na stacji przenośnej Enerco 411 przez pracowników Instytutu Geodezji i Kartografii (IGiK-OPOLIS). Odczyt wartości parametrów meteorologicznych odbywał się co pół godziny oraz dodatkowo podczas każdej rejestracji satelitarnej. Pomiar promieniowania wykonywany był z dokładnością 5%, pomiar temperatury powietrza z dokładnością do 0,1°C, a pomiar prędkości wiatru z dokładnością do 0,5 ms⁻¹. Strumień przepływu ciepła w glebie nie był mierzony tak jak w poprzednich latach, lecz został obliczony za pomocą wyprowadzonej relacji pomiędzy strumieniem różnicowym i temperaturą powietrza (ryc. 5).

Podczas wykonywania zdjęć przez radiometr AVHRR umieszczony na satelicie NOAA została zmierzona temperatura powierzchniowej warstwy wody w Jeziorze Dominickim w celu porównania wyników korekty wpływu atmosfery na wielkość temperatury obiektów, przeprowadzonej różnymi metodami.

W ciągu trzech pierwszych lat realizacji badań terenowych wykonano również zdjęcia lotnicze w zakresie podczerwieni. Zdjęcia te posłużyły do wyboru punktów pomiarowych na obszarze badawczym oraz do przeprowadzenia badań uzupełniających, mających na celu określenie wpływu niejednorodności pokrycia terenu na uśrednienie wartości poszczególnych pikseli zdjęcia satelitarnego wykonanego radiometrem AVHRR. Na podstawie zdjęcia lotniczego zostały określone średnie parametry glebowo-roślinne dla obszarów odpowiadających każdemu pikselowi zdjęcia satelitarnego NOAA. Następnie wykonano barwną mozaikę, zamieniając tony szarości na barwy. Poszczególnym barwom przyporządkowano średnią wartość parametrów glebowo-roślinnych. W celu określenia jednej wartości poszczególnych parametrów, dla każdego piksela NOAA zastosowano metodę wartości średniej ważonej względem powierzchni charakteryzujących się różną gęstością optyczną. Średnia arytmetyczna wartości uzyskanych z pomiarów terenowych, obliczona dla każdego piksela NOAA, byłaby niedokładna.

Dla każdego piksela NOAA zaznaczonego na zdjęciu lotniczym została obliczona średnia wartość gęstości optycznej (D), a następnie dla tych samych pikseli została wyciągnięta średnia gęstość optyczna (DN) zdjęcia w podczerwieni (kanał 4), wykonanego przez satelitę Landsat TM (ryc. 1). Zdjęcia te były robione w tym samym dniu.



Ryc. 1. Związek pomiędzy odbiciem spektralnym (DN) zarejestrowanym w kanale 4 przez satelitę Landsat TM a gęstością optyczną (D) zdjęcia lotniczego dla tych samych powierzchni wyznaczonych przez piksele zdjęcia NOAA

Relation between spectral response (DN) registered in channel 4 of Landsat TM satellite and spectral density (D) of aerial photograph for the same areas limited by NOAA pixel

Celem porównania tych dwóch wartości gęstości optycznej było zbadanie możliwości stosowania zdjęcia Landsat TM, aby dokonać uśrednienia parametrów glebowo-roślinnych dla obszarów poszczególnych pikseli. Stosowanie zdjęć Landsat TM byłoby korzystne ze względu na numeryczny zapis, jak również ze względu na to, że koszty zdjęcia lotniczego stały się większe niż zakup zdjęcia wykonanego przez satelitę Landsat TM.

Równanie (5) opisuje liniową zależność przedstawioną na rycinie 1

$$DN = -52,04 + 83,27 D, \quad (5)$$

$r = 0,91$ dla 9 obserwacji; odchylenie standardowe – 2,6.

3. ZDJĘCIA SATELITARNE WYKONANE ZA POMOCĄ RADIOMETRÓW UMIESZCZONYCH NA SATELITACH METEOROLOGICZNYCH

Do badań parametrów roślinno-glebowych wybrano dane rejestrowane przez satelitę NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), który został skonstruowany głównie na potrzeby służb meteorologicznych. Jest to jedyny satelita, oprócz Landsata TM, rejestrujący promieniowanie w podczerwieni termalnej od 10,5 do 12,5 μm .

Pierwszy satelita meteorologiczny – TIROS-1 (Television Infrared Observation Satellite) – został wystrzelony w 1960 r. przez USA. W 1966 r. Operacyjny System TIROS (TOS) rozpoczął pierwszy kontynuowany rejestr obserwacji meteorologicznych dla całego globu ziemskiego. W 1970 r. został wprowadzony na orbitę satelita ITOS (ulepszony TOS), rozpoczynając drugą generację satelitów meteorologicznych. Nowym urządzeniem na tym satelicie był system APT, umożliwiający automatyczne przekazywanie danych radiometrycznych do stacji naziemnych. Zmodyfikowany ITOS został oznaczony kodem NOAA.

Pierwsze satelity serii NOAA miały nowy sensor VHRR (Very High Resolution Radiometer) o zdolności rozdzielczej 1 km. Na ich pokładzie był też zainstalowany radiometr skanujący SR (Scanning Radiometer) oraz radiometr do mierzenia profili pionowych temperatur (VTPR) i radiometr do pomiaru strumienia protonów i elektronów (SPM). Nowa generacja ITOS to satelity TIROS-N zaopatrzone w radiometr o bardzo dużej rozdzielczości AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) należące do grupy satelitów NOAA. Obecnie w przestrzeni wokółziemskiej krążą 4 satelity serii NOAA (NOAA9, NOAA10, NOAA11 i NOAA12) po orbitach wokółbiegunowych zsynchronizowanych ze Słońcem. Tak więc w ciągu doby można otrzymać czterokrotnie zdjęcia powierzchni Ziemi wykonane radiometrem AVHRR. Radiometr ten rejestruje promieniowanie w 5 zakresach widma: w dwu pierwszych kanałach rejestrowane jest promieniowanie o długości 0,58–0,68 μm i 0,72–1,1 μm , odpowiadające kanałom 5 i 7 skanera MSS. W trzecim kanale skaner AVHRR rejestruje bliską podczerwień termalną (3,55–3,93 μm), w czwartym i piątym długofalowe promieniowanie podczerwone (10,3–11,3 μm oraz 11,5–12,5 μm). Radiometr AVHRR ma pole widzenia 1,4 miliradianów, co daje rozdzielczość terenową 1,1 km w nadirze. AVHRR może rejestrować temperaturę z dokładnością 0,2°C. Szerokość rejestrowanego pasa wynosi 2700 km. Każdy obraz satelitarny składa się z 4000 linii, każda zaś linia z 2048 pikseli. Radiometr wykonuje pomiary odbicia i emisji promieniowania wzdłuż jednej linii w czasie 1/16 s. Wartości pikseli zapisane są na taśmie w układzie 10-bitowym o wartościach od 0 do 1023. Oprócz AVHRR na satelicie

NOAA znajduje się również system TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) składający się z HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder), o rozdzielczości 17 km, mierzący w atmosferze między innymi zawartość CO₂, O₃ i H₂O, a także urządzenie MSU (Microwave Sounder Unit), o rozdzielczości 109 km do sondowania mikrofalowego, oraz urządzenie SSU (Stratospheric Sounder Unit), o rozdzielczości 147 km, służące do wykreślenia map rozkładu temperatury w górnych warstwach stratosfery.

W latach 1978–1980 przebywał na orbicie eksperymentalny satelita HCMM (Heat Capacity Mapping Mission), który rejestrował powierzchnię Ziemi w pasmach widzialnych i w podczerwieni termalnej. Przeznaczony był do pomiarów pojemności cieplnej poprzez pomiar maksymalnej i minimalnej temperatury obiektów (Ciołkosz, Kęsik 1989). Rozdzielczość terenowa zdjęć wykonywanych przez tego satelitę była bardzo duża i wynosiła 500 × 500 m w pasmie widzialnym i 600 × 600 m w pasmie podczerwieni termalnej. Zdjęcia te wykorzystano między innymi do badań temperatury roślin (Byrne i in. 1981).

Na pokładzie satelity ERS-2, który ma wejść na orbitę w 1995 r., będzie znajdować się radiometr ATSR-2 (Along Track Scanning Radiometer), działający w podobnym zakresie co AVHRR, a więc będzie miał 2 kanały rejestrujące promieniowanie widzialne i 3 termalne. Precyzja pomiaru będzie większa niż AVHRR, dzięki pomiarowi tej samej powierzchni z dwóch różnych punktów w przestrzeni.

Obecnie dostępne są dane dotyczące pomiaru temperatury powierzchni w zakresie 8–12 μm przez AVHRR/NOAA oraz Landsat TM. Różnice ceny pomiędzy danymi z tych dwóch satelitów są duże. Trzeba jeszcze dodać, że temperatura roślin rejestrowana jest przez AVHRR/NOAA codziennie przez cały okres wegetacji, podczas gdy Landsat TM rejestruje badany obszar co 16 dni. Możliwość występowania wówczas chmur jest duża. Dane transmitowane przez AVHRR są rejestrowane w ponad 10 stacjach na świecie i udostępniane w formie cyfrowej za stosunkowo niewielką opłatą. W Polsce znajduje się stacja odbioru danych AVHRR w Instytucie Meteorologii i Gospodarki Wodnej (Zakład Prognoz Regionalnych) w Krakowie, jak również, od niedawna, w Instytucie Badawczym Leśnictwa w Warszawie.

W pracy wykorzystano dane z satelity NOAA, rejestrowane na stacji IMGW w Krakowie, a następnie przetworzone w Ośrodku Teledetekcji i Informacji Prze-strzennej OPOLIS na systemie ERDAS.

4. TEMPERATURA RADIACYJNA

Na podstawie zdjęć satelitarnych wykonanych z satelitów serii NOAA skanerem AVHRR można obliczyć temperaturę radiacyjną obiektów zobrazowanych na zdjęciu. Na taśmach magnetycznych zawierających surowe dane rejestrowane przez skaner AVHRR wartości liczbowe charakteryzujące poszczególne piksele podane są w liczbach całkowitych (DN) w przedziale 0–1023. Aby uzyskać wartości temperatury, należy dane te przeliczyć na wielkość spektralnej luminancji energetycznej (R) według równania (6), wprowadzając wartości współczynników G i I, podawanych każdorazowo w nagłówku taśmy zawierającej dane satelitarne. Wartości R wprowadza się następnie do równania (7), obliczając temperaturę radiacyjną obiektu.

Do określenia radiacyjnej temperatury łąk wykorzystano informacje pozyskane przez skaner AVHRR w dwóch ostatnich kanałach, czyli w zakresie podczerwieni termalnej. Pominięto rejestrację w bliskiej podczerwieni termalnej (w kanale 3), gdyż występują tu zakłócenia spowodowane odbiciem promieni słonecznych, stąd też dane te wykorzystuje się jedynie w zobrazeniach nocnych

$$R = DN \cdot G + I. \quad (6)$$

Następnie wielkość spektralnej luminancji energetycznej została przeliczona na temperaturę według odwrotnego równania Plancka

$$T = C_2 \cdot \nu / [\ln(C_1 \cdot \nu^3 / R + 1)], \quad (7)$$

gdzie:

T – temperatura radiacyjna [K];

R – spektralna luminancja energetyczna [$\text{mWm}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{cm}$];

ν – liczba falowa dla środka przedziału długości fal rejestrowanych w kanale 4 i 5 [cm^{-1}];

C_1, C_2 – stałe: $C_1 = 1,1910659 \cdot 10^{-5}$ [$\text{mWm}^{-2} \text{sr cm}^4$];

$C_2 = 1,43833$ [cm K].

Obliczona w ten sposób temperatura radiacyjna roślin została następnie skorygowana, uwzględniając tłumienie transmisji promieniowania podczerwieni termalnej przez parę wodną zawartą w atmosferze.

4.1. KOREKCJA WYNIKÓW POMIARU TEMPERATURY OBIEKTÓW POPRAZ UWZGLĘDNIENIE WPŁYWU ATMOSFERY

Pomiar temperatury obiektów na powierzchni Ziemi za pomocą danych pozyskiwanych przez satelitę może być obciążony błędami spowodowanymi obecnością pary wodnej w atmosferze ziemskiej, tłumiącej długofalowe promieniowanie podczerwone, emitowane z powierzchni obiektów odwzorowanych na zdjęciach. Również zawartość w atmosferze CO₂, ozonu i aerozoli może wpłynąć na wielkość błędu określenia temperatury powierzchni Ziemi, rejestrowanej przez satelitę (Cogan, Willand 1976). Nieczęste pomiary zawartości tych gazów i aerozoli w atmosferze wykonywane przez sondy dają wyniki, które nie mogą być wykorzystywane do obliczenia poprawki temperatury dla dużego obszaru. W Polsce nie są prowadzone rutynowe pomiary zawartości aerozoli i dwutlenku węgla.

Najmniejszy wpływ zawartości pary wodnej w atmosferze ziemskiej na pomiar radiacyjnej temperatury obiektów obserwuje się w pasmie bliskiej podczerwieni termalnej – około 3,7 μm (Deschamps, Phulpin 1980). Ten zakres promieniowania jest rejestrowany w kanale 3 radiometru AVHRR/NOAA. Jednakże rejestracja tego promieniowania w ciągu dnia charakteryzuje się licznymi zakłóceniami, spowodowanymi częściowym odbiciem promieniowania słonecznego od obiektów emitujących promieniowanie w zakresie średniej podczerwieni. Stąd też, jak już zaznaczono, w przeprowadzonych badaniach nie wykorzystano informacji rejestrowanych w kanale 3 radiometru AVHRR.

Wobec niemożliwości ilościowego określenia zawartości pary wodnej i innych gazów, a także aerozoli w atmosferze ziemskiej w danej chwili i w danym miejscu, opracowano metodę określenia wielkości tłumiącego wpływu atmosfery ziemskiej na transmisję długofalowego promieniowania podczerwonego, tak aby do otrzymania radiacyjnej temperatury obiektów można było wykorzystać tylko te dane, które zostały zarejestrowane przez satelitę. Metoda bazuje na analizie różnicy tłumienia promieniowania podczerwonego w zależności od długości fali.

P. Y. Deschamps i T. Phulpin (1980) opracowali metodę korekty temperatury rejestrowanej w trzech kanałach termalnych – 3,7, 11 i 12 μm (kanały 3, 4 i 5), najlepsze jednak efekty otrzymali biorąc pod uwagę kombinacje dwóch kanałów – trzeciego i piątego. E. P. McClain, W. G. Pichel i Ch. C. Walton (1985) wyprowadzili 3 algorytmy na obliczenie temperatury powierzchni Ziemi z uwzględnieniem wpływu atmosfery. Jest to tak zwana metoda „rozszczonego okna”, uwzględniająca wpływ pary wodnej w atmosferze na różnice rejestracji długofalowego promieniowania podczerwonego, rejestrowanego przez radiometr AVHRR odpowiednio w kanałach 3, 4, 5 tego radiometru. Współczynniki równania liniowego można było wyliczyć, mierząc temperaturę powierzchniowej warstwy dużych akwenów wodnych (Sea Surface Temperature – SST). Wyprowadzone przez autorów równania, z uwzględnieniem wpływu atmosfery, przedstawiają się następująco:

$$SST = 1,5018 T_{3,7} - 0,4930 T_{11} - 273,34, \quad (8)$$

$$SST = 3,6139 T_{11} - 2,5789 T_{12} - 283,18, \quad (9)$$

$$SST = 1,0170 T_{11} + 0,9694 (T_{3,7} - T_{12}) - 276,58, \quad (10)$$

gdzie:

$T_{3,7}$, T_{11} , T_{12} – temperatury rejestrowane kolejno w kanałach 3, 4 i 5 radiometru AVHRR;

SST – temperatura powierzchni wody przy założeniu, że woda jest ciałem doskonale czarnym, a emisyjność jej jest równa 1.

Oprócz powyższych trzech równań (8–10) często spotykane w literaturze jest równanie zaproponowane przez J. C. Price'a (1984), który wprowadził następujący algorytm obliczania temperatury radiacyjnej wody zarejestrowanej na zdjęciach satelitarnych wykonanych w pasmie 8–14 μm :

$$SST = T_4 + 3,33(T_4 - T_5), \quad (11)$$

gdzie: T_4 i T_5 – temperatury rejestrowane kolejno w kanałach 4 i 5 AVHRR/NOAA.

J. P. Lagouarde (1991) uzyskał satysfakcjonujące wyniki korekty atmosferycznej stosując równanie

$$SST = 2,84 + 3,77 T_4 - 2,77 T_5. \quad (12)$$

W celu określenia, które z proponowanych równań pozwala na obliczenie radiacyjnej temperatury obiektów odwzorowanych na zdjęciach satelitarnych z dokładnością maksymalnie zbliżoną do wartości ich temperatury radiacyjnej, lecz zmierzonej za pomocą radiometru ręcznego z wysokości około 1,5 m, porównano wyniki pomiarów uzyskanych ze zdjęć satelitarnych z wynikami pomiarów bezpośrednich. Pomiar temperatury traw (T_s) były wykonane radiometrem ręcznym Heimanna, który mierzy spektralną luminancję (R), a dzięki filtrom dopuszcza jedynie energię w zakresie 8–14 μm (w tych samych zakresach co AVHRR/NOAA) i przelicza ją na temperaturę (T_s) według prawa Stefana–Boltzmannia dotyczącego ciała doskonale czarnego

$$R = \epsilon \delta T_s^4, \quad (13)$$

gdzie:

ϵ – emisyjność;

δ – stała Stefana–Boltzmannia równa $5,674 \cdot 10^{-8} [\text{Wm}^{-2} \text{K}^{-4}]$.

Pomiary temperatury radiacyjnej radiometrem nie zostały skorygowane ze względu na wpływ pary wodnej, ponieważ jej wpływ w oknie 8–14 μm na pomiar temperatury radiacyjnej jest nieistotny, jeżeli odbywa się z wysokości mniejszej niż 154 m (Lorenz 1968).

Równanie „rozszczonego okna” o współczynnikach wyprowadzonych przez G. Dalu'ego i G. L. Libertiego (1988) dawało najlepsze wyniki, to znaczy pomiar temperatury radiacyjnej za pomocą zdjęć satelitarnych, po uwzględnieniu wpływu pary wodnej, miał zbliżone wartości do pomiarów radiometrycznych prowadzonych w terenie radiometrem działającym w pasmie 8–14 μm , (Dąbrowska-Zielińska i in. 1991b)

$$T_s = T_4 + 2,68(T_4 - T_5) - 0,4, \quad (14)$$

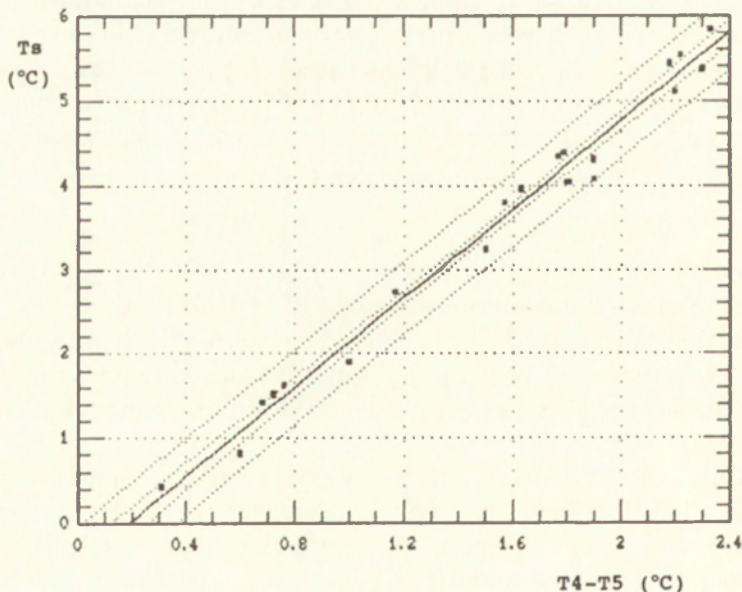
gdzie:

T_s – temperatura skorygowana ze względu na wpływ pary wodnej [$^{\circ}\text{C}$];

T_4, T_5 – temperatura rejestrowana w kanałach 4 i 5 AVHRR/NOAA [K zamienione na $^{\circ}\text{C}$].

Temperatura obliczona według równania (14), uwzględniającego wpływ atmosfery, była najbardziej zbliżona do temperatury powierzchni łąk mierzonej radiometrem ręcznym. Ta temperatura była także bardzo bliska temperaturze powierzchni łąk, określonej na podstawie zdjęcia satelitarnego wykonanego radiometrem AVHRR. W tym jednak przypadku wpływ atmosfery uwzględniono poprzez porównanie temperatury powierzchni wody w pobliskim Jeziorze Dominickim, określonej na podstawie zdjęć satelitarnych, a także zmierzonej termometrem kontaktowym w 10 punktach w środkowej części tego zbiornika wodnego. Pomiaru te wykonano w okresie zbliżonym do momentu przelotu satelity (Dąbrowska-Zielińska 1991a, 1993).

Jak istotny wpływ wywiera zawartość pary wodnej w atmosferze na pomiar temperatury obiektów, świadczą wyniki uzyskane z wykorzystania danych rejestrowanych odpowiednio w kanałach 4 i 5. Promieniowanie rejestrowane w kanale 5 ulega większemu osłabieniu przy przejściu przez atmosferę, stąd też temperatura obiektów obliczana na podstawie danych rejestrowanych w tym kanale jest niższa od obliczonej na podstawie danych rejestrowanych w kanale 4. Dlatego w przypadku dużych różnic (powyżej 2°C) w obliczaniu temperatury z danych kanałów 4 i 5, co może mieć miejsce np. w przypadku mgiełki atmosferycznej lub chmur typu *cirrus*, temperatura byłaby zaniżona o 5°C (ryc. 2).



Ryc. 2. Wpływ zawartości pary wodnej, wyrażonej różnicą temperatur ($T_4 - T_5$), na zniżenie wartości temperatury (T_s) rejestrowanej w kanale 4

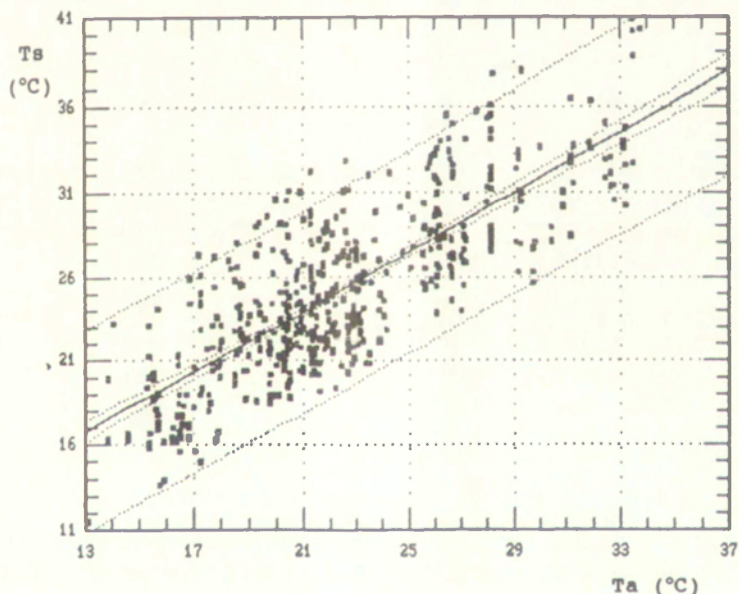
The influence of air vapour expressed by the difference of temperatures ($T_4 - T_5$) on reduction of temperature of the object (T_s) recorded in channel 4

4.2. TEMPERATURA BADANYCH ROŚLIN

Porównując rezultaty pomiarów temperatury obiektów, otrzymane w wyniku zastosowania równań (8–12), można wnioskować, że wykorzystanie wzoru (14) daje najlepsze efekty. Wzór ten został w dalszej pracy zmodyfikowany w zależności od różnicy temperatury $T_4 - T_5$ (równanie 50), związanej z występowaniem bardzo rzadkich chmur, trudno dostrzegalnych na zdjęciu satelitarnym.

Energia cieplna roślin jest funkcją ich temperatury (T_s). Temperatura roślin regulowana jest w procesie wymiany ciepła z otoczeniem poprzez wypromieniowanie, konwekcję oraz transpirację. J. L. Monteith i G. Szeicz (1962) zdefiniowali temperaturę roślin jako temperaturę równowagi między przychodem energii z radiacji słonecznej i stratami, jakie powstają przy wytworzeniu się ciepła jawnego i utajonego pomiędzy rośliną a powietrzem.

W prowadzonych badaniach na terenach łąkowych otrzymano silny związek pomiędzy temperaturą radiacyjną roślin (T_s) mierzoną radiometrem a temperaturą powietrza (T_a). W większości przypadków temperatura roślin była wyższa od temperatury powietrza (ryc. 3).



Ryc. 3. Związek między radiacyjną temperaturą traw (T_s) mierzoną radiometrem a temperaturą powietrza (T_a)

Relationship between radiative temperature of grassland (T_s) measured by radiometer and air temperature (T_a)

Na podstawie tylko radiacyjnej temperatury powierzchni roślin (T_s), bez uwzględnienia warunków meteorologicznych, można określać jedynie względne różnice pomiędzy poszczególnymi punktami pomiarowymi zakładając, że temperatura ta jest

mierzona we wszystkich punktach o zbliżonej godzinie i w tych samych warunkach meteorologicznych. Stąd też na podstawie jedynie temperatury radiacyjnej niemożliwe jest porównywanie warunków roślinno-glebowo-wodnych różnych terenów odzoborowanych na tym samym zdjęciu satelitarnym, a tym bardziej na zdjęciach wykonanych w różnych terminach.

Dla przykładu w tabeli 1 podano kilka wartości pomiarów temperatury trawy w dwóch kolejnych dniach dla pola testowego 1, gdzie wystąpiły te same warunki glebowo-wilgotnościowe przy różnej wysokości trawy. Temperatura traw była wyższa w przypadku mniejszej ich wysokości i malała wraz ze wzrostem wysokości, co jest związane z tym, że transpiracja większej masy roślinnej jest większa, a rośliny wskutek wydalania ciepła silnie się ochładzają.

Jak wynika również z tabeli 1, temperatura radiacyjna traw była różna także w przypadku tej samej wysokości roślin (h) i tej samej wilgotności gleby. Spowodowane to było innymi warunkami zewnętrznymi, takimi jak temperatura powietrza, promieniowanie słoneczne czy prędkość wiatru, panującymi na tym terenie następnego dnia.

T a b e l a 1. Zmienność temperatury roślin w zależności od temperatury powietrza i wysokości roślin

Variability of vegetation temperature caused by air temperature and height of vegetation

Obszar testowy	Data	Godzina	Ts°C	Ta°C	h (m)
1	16. 05. 1989	14 ³⁰	27,5	20,3	0,05
1	16. 05. 1989	14 ³⁰	32,0	20,3	0,20
1	16. 05. 1989	14 ³⁰	21,7	20,3	0,40
1	16. 05. 1989	14 ³⁰	20,5	20,3	0,60
1	17. 05. 1989	13 ¹⁵	28,5	22,1	0,05
1	17. 05. 1989	13 ¹⁵	25,3	22,1	0,20
1	17. 05. 1989	13 ¹⁵	24,9	22,1	0,30
1	17. 05. 1989	13 ¹⁵	23,1	22,1	0,40
1	17. 05. 1989	13 ¹⁵	22,7	22,1	0,60
1	17. 05. 1989	13 ¹⁵	21,5	22,1	0,70

Należy również zwrócić uwagę, że wzrost temperatury roślin może być też spowodowany ich chorobą i nie mieć nic wspólnego z wilgotnością gleby. Dlatego rozpoznanie stanu zdrowotnego roślin jest niezbędne.

Różnica (Ts – Ta) pomiędzy temperaturą radiacyjną (Ts) a temperaturą powietrza (Ta) może być wskaźnikiem wilgotności gleby. R. D. Jackson, S. B. Idso, R. J. Reginato (1977) wprowadzili pojęcie „dzienny wskaźnik stresu”, będący sumą wartości różnic temperatur (Ts – Ta) mierzonych w południe każdego dnia podczas okresu wegetacyjnego.

Wzór (15) opisuje liniową zależność przedstawioną na rycinie 3.

$$T_s = 0,88T_a + 5,29, \quad (15)$$

$r = 0,78$ dla 528 pomiarów; odchylenie standardowe – 3,03.

Jak widać z ryciny 3, istnieje wyraźna tendencja wzrostu temperatury radiacyjnej roślin wraz z temperaturą powietrza, niemniej wyznaczenie temperatury roślin na podstawie temperatury powietrza byłoby obarczone dużym błędem.

Rycina 26 (wkładka) przedstawia rozkład temperatury radiacyjnej w dniu 16. 05. 1989 r. na obszarze badawczym, obliczonej na podstawie danych z radiometru AVHRR i skorygowanej ze względu na zawartość pary wodnej w atmosferze.

5. SZACOWANIE
WIELKOŚCI EWAPOTRANSPIRACJI
NA PODSTAWIE DANYCH TELEDETEKCYJNYCH
UZUPEŁNIONYCH POMIARAMI METEOROLOGICZNYMI

Temperatura powierzchni łąk, po uwzględnieniu niezbędnych poprawek wywołanych osłabieniem natężenia promieniowania podczerwonego po przejściu przez atmosferę ziemską, została wykorzystana do obliczenia wielkości ciepła utajonego. W tym celu zastosowano równanie bilansu cieplnego, przedstawiające wymianę energii pomiędzy roślinami i ich otoczeniem

$$RN = LE + H + G + Ph + Q + D, \quad (16)$$

gdzie:

- RN – strumień różnicowy promieniowania (saldo promieniowania);
- LE – gęstość strumienia ciepła utajonego biorącego udział w procesach parowania i kondensacji (oznaczona dalej jako E – ewapotranspiracja);
- H – gęstość turbulencyjnego strumienia ciepła jawnego biorącego udział w procesach ogrzewania atmosfery lub płynącego z atmosfery do powierzchni czynnej;
- G – gęstość strumienia ciepła wymianianego pomiędzy powierzchnią czynną a podłożem;
- Ph – gęstość strumienia promieniowania słonecznego asymilowanego przez rośliny;
- Q – gęstość strumienia ciepła magazynowanego przez rośliny;
- D – ciepło wymieniane drogą poziomego przepływu. Wartości wszystkich strumieni wyrażone są w Wm^{-2} .

W równaniu (16) ilość radiacji zużytej przez roślinność łąkową w procesie fotosyntezy (Ph) jest niewielka i nie przekracza 3% (wg Denmeada 1969; Monteitha 1973). Promieniowanie to zostanie omówione szerzej w rozdziale 9. Ciepło wymienione drogą poziomego przepływu (D) należy uwzględnić w przypadku analizowania terenów o silnie zróżnicowanym sposobie użytkowania ziemi i dużych różnicach wilgotności gleb. W omawianych badaniach wielkość ta została pominięta, ze względu na podobieństwo analizowanego obszaru do sąsiednich łąk i terenów rolniczych. Również wielkość strumienia ciepła magazynowanego lub uwalnianego przez rośliny, ze względu na jej małą wartość, może zostać pominięta. A zatem uwzględniając powyższe uwagi równanie (16) można uprościć do postaci

$$RN = LE + H + G. \quad (17)$$

Tak więc ilość dostarczonej energii wykorzystana jest głównie na zamianę wody

w parę wodną, na ciepło wytworzone wskutek różnicy temperatur pomiędzy roślinami i atmosferą oraz na ciepło przepływu w glebie.

E. Lemon (1963) stwierdził, że dla obszarów łąkowych o raczej wilgotnych warunkach 75–85% radiacji dochodzącej podczas dnia jest zamieniona na ewapotranspirację, 5–10% jest absorbowana przez glebę, podobna ilość przekazana jest do atmosfery przez konwekcję i nie więcej niż 5% zużyta jest w procesie fotosyntezy.

5.1. RÓŻNICOWY STRUMIEŃ RADIACJI (RN)

Różnicowy strumień radiacji (RN), tzw. saldo promieniowania lub bilans promieniowania, jest sumą różnic promieniowania krótkofalowego i długofalowego dochodzącego do powierzchni roślin i wychodzącego z nich

$$RN = (R_{sd} - R_{su}) + (R_{Ld} - R_{Lu}), \quad (18)$$

gdzie:

R_{sd} i R_{su} – promieniowanie krótkofalowe dochodzące i wychodzące z powierzchni ziemi;

R_{Ld} i R_{Lu} – promieniowanie długofalowe dochodzące do powierzchni ziemi i wychodzące z niej.

Promieniowanie krótkofalowe R_{su} wychodzące z powierzchni i skierowane ku górze może być zastąpione iloczynem albedo (a) i promieniowania krótkofalowego R_{sd} . Albedo jest stosunkiem promieniowania wychodzącego do promieniowania padającego. Zatem albedo można wyrazić za pomocą wzoru

$$a = R_{su} / R_{sd} \quad (19)$$

stąd też

$$R_{su} = a R_{sd}. \quad (20)$$

Zatem równanie (18) można przedstawić także w postaci

$$RN = R_{sd}(1 - a) + R_{Ld} - R_{Lu}. \quad (21)$$

Promieniowanie długofalowe skierowane ku górze R_{Lu} wyrażone jest wzorem

$$R_{Lu} = \epsilon \delta T_s^4. \quad (22)$$

Wielkość współczynnika emisji ϵ dla traw przyjęto za W. Brutsaertem (1982) jako 0,98. Ten sam autor przedstawił także wzór na promieniowanie długofalowe skierowane ku powierzchni ziemi (R_{Ld})

$$\epsilon_{ac} = R_{Ld} / \delta T_a^4, \quad (23)$$

$$R_{Ld} = \delta T_a^4 \epsilon_{ac}, \quad (24)$$

gdzie:

ϵ_{ac} – emisyjność atmosfery przy bezchmurnym niebie;

Ta – temperatura powietrza [K];

$\delta = 5,6697 \cdot 10^{-8}$ [Wm⁻² K⁻⁴].

S. B. Idso i R. D. Jackson (1969) przedstawili inny wzór na obliczenie emisyjności atmosfery uwzględniający tylko temperaturę powietrza

$$\epsilon_{ac} = 1 - 0,261 \exp[-7,77 \cdot 10^{-4} (273 - Ta)^2], \quad (25)$$

podczas gdy W. Brutsaert (1982) wyprowadził wzór na emisyjność atmosfery w funkcji temperatury powietrza (Ta) oraz prężności pary wodnej (ea)

$$\epsilon_{ac} = 1,24 (ea/Ta)^{1/7}. \quad (26)$$

Powyższe wzory zostały przytoczone po to, aby wykazać, że istnieje możliwość obliczenia wartości strumienia różnicowego radiacji (RN), tam gdzie ten parametr nie jest mierzony. W Polsce strumień różnicowy radiacji mierzony jest zaledwie na 7 stacjach meteorologicznych, natomiast promieniowanie słoneczne R_{sd} na 25 stacjach.

Obliczenie wartości albedo (a) oraz temperatury powierzchni roślin (Ts) daje więc możliwość obliczenia wartości strumienia różnicowego radiacji i zastosowania metody bilansu cieplnego ze znacznie lepszymi rezultatami i większą dokładnością niż interpolowanie wartości RN na podstawie pomiarów dokonanych na odległych stacjach. Wiadomo również, że wartość RN zależy od rodzaju użytkowania ziemi i dlatego geometryczna interpolacja pomiarów może powodować znaczne błędy.

Wprowadzając zatem do równania (18) wzory (19–26) możemy otrzymać wzór na obliczenie strumienia różnicowego radiacji

$$RN = (1 - a) R_{sd} + \delta Ta^4 1,24 (ea/Ta)^{1/7} - \epsilon \delta Ts^4. \quad (27)$$

Według danych z literatury wartość albedo dla traw wynosi 0,15–0,25. T. Kozłowska-Szczęśna (1973) przedstawiła wartości albedo dla Polski dla różnych powierzchni roślin w różnych stadiach ich rozwoju, pochodzące z bezpośrednich pomiarów (Kozłowska-Szczęśna, Kluge 1969) i danych literaturowych. Wartości te posłużyły do opracowania map wielkości albedo dla Polski w poszczególnych miesiącach i na ich podstawie została wyznaczona wielkość promieniowania słonecznego pochłoniętego przez rośliny w poszczególnych miesiącach. Dla łąk, pastwisk i traw wielkość albedo wynosi od 0,15 (trawa odrastająca po pokosie) do 0,24–0,26 (trawy podmokłe, soczyste i rzadkie, te ostatnie z powodu prześwietu gleby pochłaniającej promieniowanie).

Roczny przebieg albedo dla powierzchni trawiastej na obszarach poszczególnych stacji aktynometrycznych IMGW przedstawili K. Miara, J. Paszyński (1984) oraz J. Paszyński, K. Miara (1990).

Wartość albedo dla obszaru przeprowadzonych badań została obliczona z danych rejestrowanych przez radiometr AVHRR w kanale 2, które przetworzono równaniem liniowym, opracowanym przez National Oceanic Atmospheric Administration i zamieszczonym w NOAA Technica I Memorandum NESS 107/1979

$$a = G \cdot DN + I, \quad (28)$$

gdzie:

a – albedo;

DN – surowa wartość piksela odczytana w kanale 2;

G – współczynnik (gain);

I – współczynnik (intercept).

Wartości obydwu współczynników podawane są każdorazowo w nagłówku taśmy zawierającej zapis transmisji obrazu satelitarnego.

Albedo jest stosunkiem promieniowania odbitego zarejestrowanego w kanale 2 do stałej słonecznej reprezentującej w tym wypadku promieniowanie padające. Wielkość albedo została określona dziesięciokrotnie dla obszaru badanych łąk na podstawie zdjęć satelitarnych. Wielkość ta zależy od kąta padania promieni słonecznych, a więc jest zmienna w przypadku zdjęć wykonanych o różnych porach. Dla pola testowego łąk z 10 zdjęć rejestrowanych radiometrem AVHRR/NOAA otrzymano średnią wartość albedo 0,24 dla rejestracji blisko-południowej. Natomiast zbyt późne lub wczesne zobrazowanie terenu, przy małym kącie padania promieni słonecznych, daje zaniżone wartości (tab. 2).

W 1990 r. na terenie badawczym wykonywane były pomiary albedo. W dniu 23. 05. 1990 r. dla godziny 14⁰⁰ wartość albedo wynosiła 0,19, a na podstawie zdjęcia satelitarnego 0,21. W dniu 3. 08. 1990 r. o godzinie 14²⁷ pomierzone albedo było równe 0,21, a ze zdjęcia AVHRR/NOAA wynosiło 0,19. Należy podkreślić, że pomiary wykonane przez AVHRR są uśrednioną wartością z kilku kilometrów kwadratowych.

Tabela 2 przedstawia wartości albedo oraz wartości różnicowego strumienia radiacji (RN), mierzonego na stacji znajdującej się na terenie badawczym oraz obliczonego według wzoru (27).

T a b e l a 2. Albedo (a), temperatura (Ts), różnicowy strumień radiacji (RNo) obliczony według wzoru (27) oraz strumień różnicowy radiacji (RNm) mierzony na stacji
Albedo (a), temperature (Ts), net radiation (RNo) calculated by means of equation (27) and net radiation (RNm) measured at the station

Data	Godzina	a	Ts°C	RNo obliczone Wm ⁻²	RNm obliczone Wm ⁻²
16. 05. 1989	16 ⁴⁰	0,11	22,97	358	333
23. 07. 1989	14 ²⁰	0,24	27,20	572	504
23. 05. 1990	14 ⁰⁸	0,21	28,32	465	402
3. 08. 1990	14 ²⁷	0,19	32,18	395	315
8. 07. 1991	14 ⁵⁷	0,22	32,23	565	417
24. 07. 1991	13 ³⁵	0,19	27,23	579	452
7. 08. 1991	14 ¹¹	0,18	32,36	386	350
24. 05. 1992	15 ⁵²	0,23	24,14	386	338
25. 05. 1992	15 ⁴³	0,23	22,95	403	415
25. 06. 1992	14 ³²	0,17	29,30	503	470
28. 06. 1992	9 ¹⁸	0,11	29,83	385	322
26. 06. 1992	9 ⁴²	0,12	22,36	387	318
10. 08. 1992	13 ³⁰	0,09	42,20	423	370
23. 09. 1992	9 ¹⁹	0,06	17,30	210	119

Temperatura (T_s) występująca we wzorze (27) jest średnią temperaturą z trzech najbliższych pikseli łukowych, sąsiadujących ze stacją meteorologiczną na terenie testowym. Temperatura ta została zarejestrowana w kanałach 4 i 5 AVHRR/NOAA i skorygowana ze względu na wpływ pary wodnej w atmosferze według równania (14).

Wartości albedo (a) w tabeli 2 zostały obliczone na podstawie danych zarejestrowanych w kanale 2 radiometru AVHRR satelity NOAA, temperatura (T_s) została pomierzona przez AVHRR i skorygowana według wzorów (14) i (50).

Porównując wyniki zawarte w tabeli 2, można zauważyć, że obliczone wartości strumienia różnicowego radiacji są wyższe niż pomierzone. Wartości parametrów meteorologicznych uzyskane na stacji są wartościami mierzonymi o pełnej godzinie, gdy tymczasem określone na podstawie zdjęć satelitarnych dotyczą momentu przelotu satelity. Pomiary terenowe są obciążone pewnym błędem, wynikającym z niedoskonałości aparatury. Według A. Kędziory (1988–1991) błąd ten może dochodzić do 5%. W przypadku szacowania wielkości różnicowego strumienia radiacji wykorzystując zdjęcia satelitarne, należy liczyć się z błędami wynikającymi z niedoskonałości współczynników algorytmu, określającego wpływ pary wodnej na tłumienie promieniowania podczerwonego podczas jego przechodzenia przez atmosferę ziemską. Również wielkość obliczonej wartości albedo jest zbyt mała ze względu na zbyt wąski zakres widma widzialnego rejestrowanego przez satelitę.

R. V. Taylor (1990) polecał obliczenie albedo dla szerszego zakresu tzw. „broad band” (A) wprowadzając do wzoru wartości albedo a_1 i a_2 obliczone w kanałach 1 i 2

$$A = 0,347 a_1 + 0,650 a_2 + 0,746. \quad (29)$$

Obliczona tak wartość albedo była mniejsza niż obliczona jedynie z wartości rejestrowanych w kanale 2, prawdopodobnie ze względu na zbyt niskie wartości współczynników podanych przez Taylora. Dlatego wzoru tego nie zastosowano w pracy.

Jak już wspomniano, różnicowy strumień radiacji był mierzony o równych godzinach, co najczęściej nie było zsynchronizowane z wykonaniem zdjęć satelitarnych. Stąd też w tabeli 2 znajdują się wartości średnie (RNm) z dwóch sąsiadujących godzin, jak np. w dniu 3. 08. 1990 r., kiedy zdjęcie wykonane zostało o godzinie 14²⁷. Tego dnia wartość strumienia różnicowego radiacji o godzinie 14⁰⁰ wynosiła 353 Wm⁻², a o godzinie 15⁰⁰ tylko 277 Wm⁻², co wskazywałoby na wystąpienie zachmurzenia. Dlatego średnia wynosząca 315 Wm⁻² wydaje się być wartością zaniżoną i dość znacznie odbiega od wartości obliczonej. Na zawyżone wartości obliczonego różnicowego strumienia radiacji ma wpływ zaniżona wartość albedo. W godzinach rannych, tak jak 23. 09. 1992 r., silnie wzrasta promieniowanie słoneczne, stąd też 19 minut po godzinie 9⁰⁰ bilans promieniowania dla badanego terenu mógł być większy o 100 Wm⁻² niż pomierzony na stacji w Sławie.

Wykorzystanie temperatury radiacyjnej oraz albedo rejestrowanych przez radiometr AVHRR/NOAA i obliczenie strumienia różnicowego radiacji wydaje się być bardzo użyteczne ze względu na niewielką liczbę stacji meteorologicznych przeprowadzających pomiary tych parametrów, dużej ich zmienności przestrzennej uzależnionej od rodzaju pokrycia terenu.

Ponieważ na badanym terenie w dniach 8. 07. 1991 r. oraz 25. 06, 10. 08, 23. 09

1992 r. nie były mierzone parametry meteorologiczne, uznano, że wartości różnicowego strumienia radiacji, obliczonego według równania (27) dla poligonu badawczego, będą dokładniejsze niż pomierzone na stacji w Sławie, ze względu na różnicę w zachmurzeniu pomiędzy tymi dwoma obszarami.

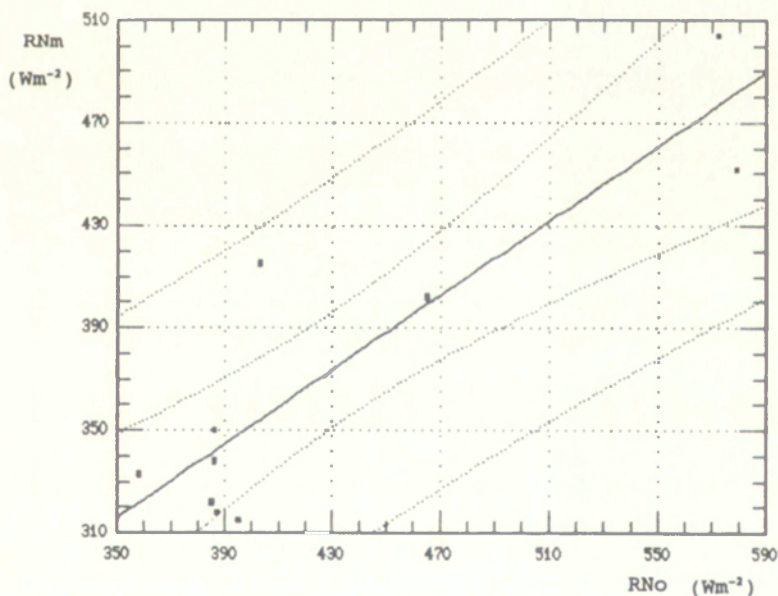
Rycina 4 pokazuje relację pomiędzy obliczonym a pomierzonym strumieniem różnicowym na poligonie badawczym. Relacja ta jest opisana wzorem (30). Na wykresie zostało uwzględnionych 10 pomiarów, ponieważ dla 10 rejestracji satelitarnych strumień różnicowy radiacji (RN) był mierzony na obszarze testowym

$$RNm = 0,72RNo + 62,20, \quad (30)$$

$r = 0,89$ dla 10 obserwacji; odchylenie standardowe – 30,9.

Obliczenie wielkości bilansu promieniowania jest ważne dla określenia wielkości dalszych składników bilansu cieplnego i ich wzajemnej relacji oraz warunków termicznych, w jakich wzrastały rośliny. W odpowiednich warunkach meteorologicznych, kiedy jest możliwe wykonanie zdjęcia satelitarnego, można kilka razy w ciągu dnia uzyskać wartości RN.

Rozkład geograficzny średnich miesięcznych wartości składników bilansu promieniowania dla Polski w latach 1956–1975 przedstawili K. Miara, J. Paszyński i J. Grzybowski (1987). Mapy te mogłyby być uaktualniane na podstawie wyżej przedstawionej metody opartej na pomiarach satelitarnych.



Ryc. 4. Relacja pomiędzy różnicowym strumieniem radiacji obliczonym (RNo) według wzoru (27) a mierzonym (RNm)

Relationship between net radiation calculated (RNo) by means of equation (27) and measured (RNm)

Opisana metoda wyznaczenia bilansu z zastosowaniem zdjęć NOAA mogłaby również dostarczyć informacji dla rejonów nie objętych pomiarami aktywnymi.

5.2. GĘSTOŚĆ STRUMIENIA CIEPŁA WYMIENIANEGO POMIĘDZY POWIERZCHNIĄ CZYNNĄ A PODŁOŻEM (G)

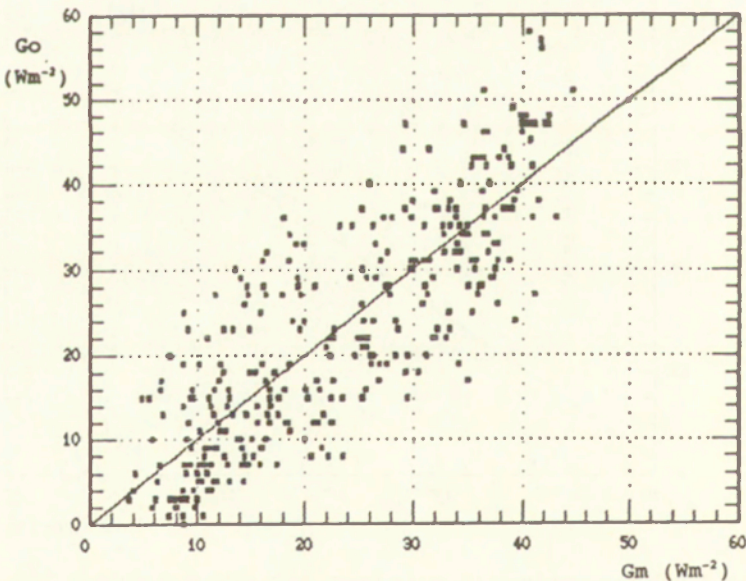
Wielkość przepływu ciepła w glebie jest proporcjonalna do gradientu temperatury gleby. B. A. Kimball i R. D. Jackson (1979) zastosowali następujący wzór na obliczenie przepływu ciepła (G):

$$G = \lambda dT/dz, \quad (31)$$

gdzie: λ – przewodnictwo cieplne gleby.

R. Geiger (1959) przedstawił tablice z wartościami λ , które przyjmują wartość 2,2 dla wilgotnych piasków i 0,25 dla suchych glin.

Na polu testowym pomiary przepływu ciepła w glebie wykonywane były w jednym punkcie. Ze względu na gęste pokrycie gleby roślinami wartości ciepła zużytego na ogrzanie gleby były niewielkie i kształtowały się na poziomie 10% wartości RN. Przepływ ciepła w glebie nie jest mierzony na żadnej stacji meteorologicznej w Polsce. Gęstość strumienia ciepła wymianianego pomiędzy powierzchnią czynną a podłożem (G) została obliczona w funkcji temperatury powietrza (T_a) i strumienia różnicowego radiacji (RN) na podstawie dwuletnich pomiarów prowadzonych na poligonie



Ryc. 5. Związek pomiędzy strumieniem (G_m) mierzonym a obliczonym (G_o) według wzoru (32)
Relationship between heat flux calculated (G_o) by means of equation (32) and measured (G_m)

łąkowym przez zespół z Zakładu Agrometeorologii Akademii Rolniczej w Poznaniu. Przepływ ciepła w glebie pozostaje w silnej zależności od temperatury powietrza T_a i różnicowego strumienia radiacji R_N (ryc. 5). Zależność tę przedstawia wzór

$$G = -2,28 + 0,064 R_N + 0,417 T_a, \quad (32)$$

$r = 0,82$ dla 328 obserwacji; odchylenie standardowe – 3,4.

Nieco lepsze wyniki oszacowania wielkości przepływu ciepła w glebie otrzymano biorąc pod uwagę gęstość roślin wyrażoną poprzez wskaźnik LAI (powierzchnię projekcyjną liści), lub przez znormalizowany indeks zieleni (NDVI), który również charakteryzuje gęstość roślin, a który jest obliczony z wielkości promieniowania odbitego, rejestrowanego przez radiometr AVHRR/NOAA w kanałach 1 i 2. W tym przypadku znaleziony związek można opisać równaniem

$$G = -4,27 + 0,063 R_N + 0,355 T_a + 0,87 LAI, \quad (33)$$

$r = 0,84$ dla 328 obserwacji; odchylenie standardowe – 3,0.

5.3. GĘSTOŚĆ STRUMIENIA CIEPŁA JAWNEGO (H)

Następnym składnikiem bilansu cieplnego jest gęstość turbulencyjnego ciepła jawnego (H). Wielkość tego ciepła jest trudna do zmierzenia ze względu na drogą aparaturę stosowaną na przykład w metodzie „Eddy correlation”, gdzie wykonany jest pomiar fluktuacji temperatury nad powierzchnią roślin (Tanner 1967), lub w metodzie aerodynamicznej polegającej na pomiarach gradientu temperatury.

Ta ostatnia metoda stosowana była na obszarze badawczym przez zespół Prof. A. Kędziory. Wartości zarówno gęstości turbulencyjnej ciepła jawnego jak i ewapotranspiracji, obliczonej z gradientu pionowego ciśnienia pary wodnej, były traktowane w niniejszej pracy jako wartości pomierzone, do których odniesiono wartości ewapotranspiracji i strumienia ciepła jawnego obliczone z pomiarów temperatury rejestrowanej przez radiometr AVHRR satelity NOAA.

Wielkość turbulencyjnego ciepła jawnego (H) zależy od różnicy temperatur pomiędzy powierzchnią a powietrzem i od oporu powietrza na transport tego ciepła

$$H = \rho C_p (T_s - T_a) / r_a, \quad (34)$$

gdzie:

- ρ – gęstość powietrza [kg m^{-3}];
- C_p – ciepło właściwe powietrza [$\text{J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$];
- T_s – temperatura powierzchni [$^\circ\text{C}$];
- T_a – temperatura powietrza [$^\circ\text{C}$];
- r_a – opór powietrza [sm^{-1}].

5.3.1. OPÓR AERODYNAMICZNY (RA)

Wartość oporu powietrza (r_a) jest odwrotnie proporcjonalna do prędkości wiatru i wprost proporcjonalna do szorstkości powierzchni roślinnej

$$r_a = [\ln(z - d/z_0)]^2 / k^2 u, \quad (35)$$

gdzie:

z – wysokość pomiarów nad powierzchnią ziemi [m];

z_0 – parametr szorstkości powierzchni charakteryzujący jej aerodynamiczną szorstkość [m];

d – wysokość przesunięcia płaszczyzny zerowej [m];

u – pozioma składowa prędkości wiatru mierzona na wysokości 2 m;

k – stała Karmana (0,41).

Wartości z oraz d zostały obliczone w funkcji wysokości roślin (h) według J. L. Monteitha (1973); dla traw wynoszą one odpowiednio

$$z_0 = 0,13h; d = 0,66h. \quad (36)$$

Wartość wysokości roślin nie zawsze można określić, szczególnie gdy nie można wykonywać pomiarów naziemnych na dużych obszarach. Do otrzymania wartości h wykorzystano więc wielkość znormalizowanego indeksu zieleni (NDVI) opisanego w rozdziale 7.

Wzór (35) na obliczenie oporu aerodynamicznego można zastosować jedynie w warunkach atmosfery stabilnej, natomiast w większości przypadków w ciągu dnia występują warunki niestabilne i niezbędne jest wprowadzenie poprawki. Istnieje w literaturze kilka wzorów, które uwzględniają poprawkę ze względu na niestabilność atmosfery i trudno powiedzieć, który z nich jest najbardziej dokładny. Na przykład J. L. Monteith (1963) dla traw otrzymał wzór korygujący wielkość oporu aerodynamicznego

$$r_a = \ln[(z - d)/z_0]^2 / u k^2 (1 - \sigma R_i), \quad (37)$$

gdzie:

σ – wartość stała wyznaczona empirycznie, która wynosi 10;

R_i – liczba Richardsona.

W opracowaniach J. L. Hatfield i in. (1984), B. J. Choudhury i S. B. Idso (1985), R. J. Reginato i in. (1985) przedstawiony został inny wzór

$$r_{a_c} = r_a [1 - n(z - d) g(T_s - T_a)] / Tu^2, \quad (38)$$

gdzie:

r_{a_c} – opór aerodynamiczny skorygowany;

g – przyspieszenie ziemskie ($9,8 \text{ ms}^{-2}$);

T – temperatura absolutna [K] wzięta jako średnia temperatura roślin i powietrza;

n – współczynnik równy 5 (Monteith 1973).

W niniejszej pracy przyjęto poprawkę na niestabilność atmosfery zaproponowaną przez R. D. Jacksona i in. (1987) dla traw. Wielkość oporu aerodynamicznego (r_{a_c}),

z uwzględnieniem niestabilności atmosfery, została obliczona następującymi wzorami:

dla warunków gdy $T_s - T_a < 0$

$$ra_c = \{ \ln[(z - d + z_0)/z_0] / k \}^2 (1 + 5Ri)^{1/2} / u, \quad (39)$$

a dla warunków gdy $T_s - T_a > 0$

$$ra_c = \{ \ln[(z - d + z_0)/z_0] / k \}^2 \{ 1 - 15Ri / [1 + C(-Ri)^{1/2}] \}^{-1} / u, \quad (40)$$

$$Ri = g/T (T_2 - T_1) (z_2 - z_1) / (u_2 - u_1)^2, \quad (41)$$

gdzie:

Ri – liczba Richardsona;

T_1 – jako T_s [K];

u_1 – prędkość wiatru = 0;

u_2 – prędkość wiatru mierzona nad roślinami na poziomie z_2 ;

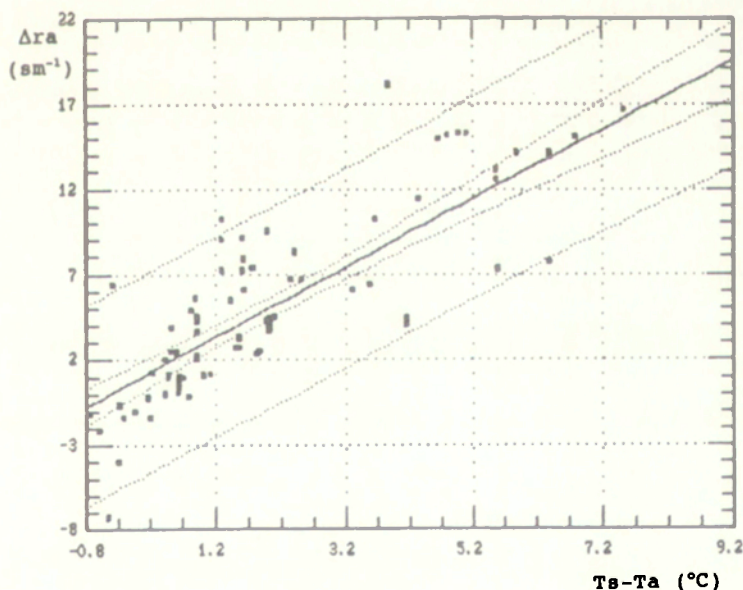
T_2 – jako T_a [K];

T – jest średnią T_s i T_a [K];

z_1 – jako $(d + z_0)$.

Wielkość poprawki oporu aerodynamicznego ($ra - ra_c$) równa Δra kształtowała się od $-0,8$ do $+17 \text{ sm}^{-1}$.

Rycina 6 przedstawia wykres wyznaczający wpływ różnicy pomiędzy temperaturą roślin (T_s) a temperaturą powietrza (T_a) na wielkość tej poprawki. Relacja ta opisana jest wzorem (42).



Ryc. 6. Wpływ różnicy temperatur ($T_s - T_a$) na wielkość poprawki (Δra)
Influence of the difference of temperatures ($T_s - T_a$) on corrected values of (Δra)

W warunkach dużej niestabilności powietrza i dużej różnicy $T_s - T_a$ równej $5-7^\circ\text{C}$ wielkość tej poprawki jest duża i wynosi $12-17 \text{ sm}^{-1}$. Najmniejsza różnica pomiędzy r_a i r_{ac} występuje gdy $T_s - T_a$ jest bliskie 0°C , a więc najmniej istotna jest wówczas ta poprawka

$$\Delta r_a = 2,02(T_s - T_a) + 0,88. \quad (42)$$

Jako przykład można podać, że w dniu 23. 05. 1990 r. wartość r_a obliczona dla jednego z pikseli zdjęcia satelitarnego wynosiła $53,3 \text{ sm}^{-1}$, natomiast r_{ac} $38,02 \text{ sm}^{-1}$. Obliczona dla tego momentu wielkość ciepła jawnego (H) wynosiła 153 Wm^{-2} , gdyby jednak nie uwzględniono poprawki na niestabilność atmosfery i obliczono H dla warunków neutralnych, ciepło to wyniosłoby zaledwie 109 Wm^{-2} . Podobnie w dniu

T a b e l a 3. Wartości gęstości strumienia ciepła jawnego (H_{ob}) obliczonego według wzoru (34) (stanowisko 1 i 2), temperatura traw (T_s) mierzona przez AVHRR/NOAA oraz wartości gęstości strumienia ciepła jawnego obliczonego (H_m) (wzór 46)

Values of sensible heat (H_{ob}) calculated by means of equation (34), where grass temperature (T_s) was measured by radiometer AVHRR/NOAA (post 1 and 2) and sensible heat calculated (H_m) by means of equation (46)

Data godzina (stanowisko)	$H_{ob} \text{ Wm}^{-2}$	$H_{ob} \text{ śr} \text{ Wm}^{-2}$	$H_m \text{ Wm}^{-2}$	$H_m \text{ śr} \text{ Wm}^{-2}$	$T_s^\circ\text{C}$ NOAA	$T_s^\circ\text{C}$ symulowane dla H_m
16. 05. 1989 16 ⁴⁰						
(1)	-36	-29,5	-83	-32,5	22,97	22,70
(2)	-23		18			
23. 07. 1989 14 ²⁰						
(1)	-76	-110	-72	-63	28,60	27,70
(2)	-144		-54			
23. 05. 1990 14 ⁰⁸						
(1)	-133	-87	-135	-101	28,59	29,12
(2)	-41		-68			
3. 08. 1990 14 ²⁷						
(1)	-151	-135	-52	-86	29,20	28,20
(2)	-119		-120			
24. 07. 1991 13 ³⁵						
(1)	14	16,5	-62	-94	27,30	30,70
(2)	19		-126			
7. 08. 1991 14 ¹¹						
(1)	24	9,5	-23	-54,5	31,70	33,40
(2)	-5		-95			

25. 06. 1992 r., gdy różnica temperatury roślin i powietrza ($T_s - T_a$) wynosiła 7°C , a wielkość $r_a - r_c$ była równa $14,5 \text{ sm}^{-1}$, wówczas uwzględniając poprawkę, ciepło jawne (H) wyniosło 265 Wm^{-2} , natomiast nie uwzględniając jej – zaledwie 182 Wm^{-2} . Błąd więc wynikający z nieuwzględnienia warunków niestabilnych może wynosić do 30% wartości ciepła jawnego, co wpływa na wynik oszacowanej wartości ciepła utajonego, a więc ewapotranspiracji.

Wielkość gęstości strumienia ciepła jawnego (H) zależy od różnicy temperatury roślin i powietrza ($T_s - T_a$). Temperatura traw (T_s) dla każdego piksela została obliczona na podstawie zdjęć satelitarnych. W większości analizowanych przypadków temperatura traw była wyższa od temperatury powietrza.

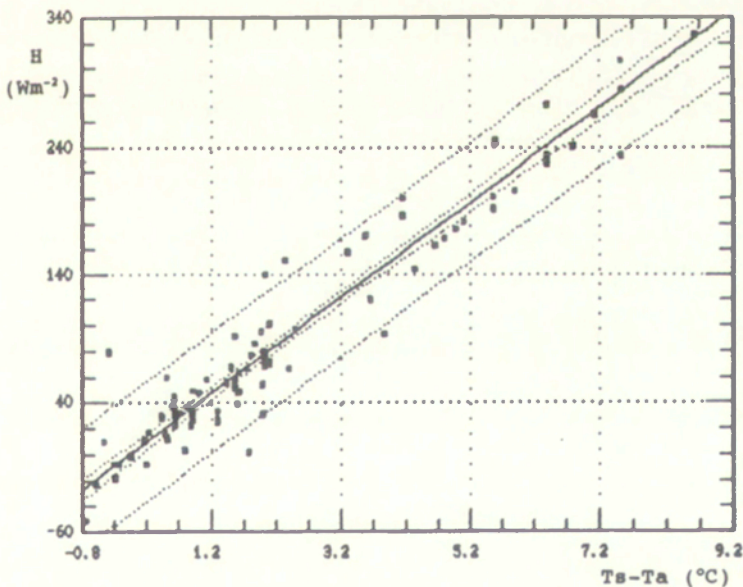
Rycina 7 przedstawia wartości ciepła jawnego (H) w zależności od różnicy temperatury powierzchni roślin (T_s) i powietrza (T_a). Zależność ta opisana jest wzorem (43). Najwyższa różnica pomiędzy temperaturami $T_s - T_a$ wynosiła $8-9^\circ\text{C}$, wówczas wielkość ciepła jawnego H była wysoka i wynosiła około 300 Wm^{-2} .

Warunki występowania zarówno wysokich jak i niskich wartości H opisane zostały w rozdziale 6.

$$H = 37,2 (T_s - T_a) + 2,51. \quad (43)$$

Znak (-) zgodnie z przyjętymi zasadami odzwierciedla kierunek przepływu ciepła (straty).

W tabeli 3 temperatura powierzchni traw rejestrowana przez radiometr AVHRR satelity NOAA i skorygowana ze względu na wpływ atmosfery ($T_s^\circ\text{C NOAA}$) została



Ryc. 7. Wartości H w zależności od różnicy temperatur ($T_s - T_a$)
Values of H depending on the difference of temperatures ($T_s - T_a$)

zastosowana do obliczenia gęstości strumienia ciepła jawnego (wzór 34) uśrednionego dla obszaru łąk (Hob śr). T_s °C symulowane jest to temperatura, która występowałaby, gdyby obliczona gęstość ciepła jawnego (Hob) była równa Hm. Różnice pomiędzy temperaturą rejestrowaną i symulowaną zostaną omówione w rozdziale 6.4.

5.4. GĘSTOŚĆ STRUMIENIA CIEPŁA UTAJONEGO – EWAPOTRANSPIRACJA

Wartość ewapotranspiracji (LE) została obliczona z równania (17)

$$LE = RN - H - G. \quad (44)$$

Uzyskane wyniki zostały następnie porównane z wartościami gęstości strumienia ciepła utajonego (LEm), obliczonego metodą profilową (przedstawioną w rozdziale 1.3 jako metoda dyfuzji turbulencyjnej) według następującego wzoru:

$$LEm = \rho c_p / \gamma k^2 (z - d)^2 \delta u / \delta z \delta e / \delta z (\Phi_V \Phi_M)^{-1}. \quad (45)$$

Również wartości strumienia ciepła jawnego (Hm) zostały obliczone metodą profilową

$$Hm = \rho c_p k^2 (z - d)^2 \delta u / \delta z \delta t / \delta z (\Phi_H \Phi_M)^{-1}, \quad (46)$$

gdzie:

γ – stała psychrometryczna równa 0,66 [hPa K⁻¹];

$\delta u / \delta z$ – gradient prędkości wiatru [s⁻¹];

$\delta e / \delta z$ – gradient pionowy ciśnienia pary wodnej [hPa m⁻¹];

$\delta t / \delta z$ – gradient pionowy temperatury [K m⁻¹];

Φ_V, Φ_H, Φ_M – bezwymiarowy współczynnik turbulencyjnej wymiany odpowiednio: pary wodnej, energii cieplnej oraz pędu, uwzględniający stan równowagi termodynamicznej atmosfery, oblicza się go na podstawie wartości liczby Richardsona (Ri). Pozostałe parametry jak w równaniach (34), (35)

$$Ri = g/T \delta t / \delta z / (\delta u / \delta z)^2, \quad (47)$$

gdzie:

g – przyspieszenie ziemskie równe 9,81 ms⁻²;

T – temperatura powietrza [K].

A. S. Thom (1975) przedstawił wzór dla współczynników w warunkach stabilnych, gdy liczba Richardsona jest większa od 0

$$\Phi_V = \Phi_H = \Phi_M = (1 - 5Ri)^{-1}, \text{ gdy } Ri > 0. \quad (48)$$

A. J. Dyer i B. B. Hicks (1970) dla warunków niestabilnych ($Ri < 0$) przedstawili następujący wzór dla współczynników $\Phi_V \Phi_H \Phi_M$

$$\Phi_V = \Phi_H = \Phi_M = (1 - 16Ri)^{-1/2}, \text{ gdy } Ri < 0. \quad (49)$$

W tabeli 3 pokazano wartości strumienia ciepła jawnego Hm, a w tabeli 4 wartości strumienia ciepła utajonego Em, które traktowane są w niniejszej pracy jako war-

tości reperowe, w stosunku do których porównywane są wyniki strumienia ciepła jawnego (H) i utajonego (E), obliczone z zastosowaniem temperatury radiacyjnej (T_s), określanej na podstawie zdjęć satelitarnych (wzory 34 i 44).

Pomiar strumieni ciepła metodą profilową jest dokładny i obecnie w Polsce nie ma możliwości przeprowadzenia takich pomiarów z większą dokładnością. Aparatury do pomiarów strumieni ciepła nie ma na żadnej stacji IMGW.

Jak już zostało podane w rozdziale 3, pomiary parametrów meteorologicznych wykonywano w odstępach godzinnych, jako średnią z 60–100 pomiarów wykonanych w ciągu 12–15 minut (Kędziora 1988–1991).

Ze względu na to, że pomiar temperatury radiacyjnej traw przez radiometr AVHRR/NOAA był dokonywany zazwyczaj w innym czasie niż pomiar parametrów meteorologicznych na stacji, wartości temperatury powietrza, prędkości wiatru oraz strumienia różnicowego zostały uśrednione z dwóch sąsiednich godzin, co mogło wpłynąć na wielkość obliczonej ewapotranspiracji oraz strumienia ciepła jawnego.

W latach 1989–1991 pomiary parametrów meteorologicznych prowadzone były na dwóch stanowiskach. Pierwsze z nich reprezentowało pierwsze trzy piksele łąkowe, przedstawiające obszary nieco mniej wilgotne, stanowisko drugie natomiast reprezentowało 12 pozostałych pikseli NOAA, spośród 15 przyjętych w relacjonowanych badaniach.

W tabeli 4 przedstawiono wartości ewapotranspiracji aktualnej (chwilowej), oszacowanej za pomocą równania (44), gdzie temperatura rejestrowana przez radiometr AVHRR była skorygowana ze względu na zawartość pary wodnej według metody rozszczepionego okna (równanie 14). Wyniki oszacowania wielkości ewapotranspiracji zostały porównane z wielkością ewapotranspiracji obliczonej metodą profilową (E_m) według równania (45). Ze względu na to, że w 1992 r. wykonywano pomiary parametrów meteorologicznych na jednym poziomie, nie ma wartości ewapotranspiracji E_m dla tego roku.

Ewapotranspiracja (E_o) została obliczona dwukrotnie: $E_o I$ – gdy strumień różnicowy radiacji był mierzony (RNm), $E_o II$ – gdy strumień radiacji był obliczony wzorem (27).

Trudno jest określić granice obszarów, które reprezentują pomiary wykonane na stanowiskach 1 i 2. Obszary te nie różnią się wiele od siebie. Dlatego też, dla całego pola testowego, a więc dla stanowisk 1 i 2, uśredniono ewapotranspirację obliczoną (E_o) oraz mierzoną (obliczoną metodą profilową – E_m) dla poszczególnych terminów wykonania zdjęć satelitarnych, co przedstawia tabela 5.

Analizując wyniki ewapotranspiracji obliczeniowej (E_o) (tab. 5), można zauważyć, że największy błąd występuje w dniach 24. 07 i 7. 08. 1991 r. Wówczas różnica pomiędzy temperaturą powierzchni zarejestrowanej przez satelitę AVHRR/NOAA a temperaturą, jaka powinna wystąpić, aby wyniki obliczone i „reperowe” gęstości strumieni ciepła były zbliżone, wynosi odpowiednio: 3,4 i 1,7°C (tab. 3). W dniach tych była słaba przejrzystość powietrza spowodowana pokrywą chmur *cirrus*, które na przetworzonym zdjęciu satelitarnym są niewidoczne. Różnica pomiędzy temperaturą zarejestrowaną w kanałach 4 i 5 ($T_4 - T_5$) była wysoka (2,2 i 2,3°C). Na wykresie (ryc. 2) widać, że przy tak dużej różnicy $T_4 - T_5$ poprawka na temperaturę rejestrowaną przez radiometr AVHRR/NOAA wynosi ponad 5°C.

T a b e l a 4. Wartości gęstości strumienia ciepła utajonego (Eo) obliczonego według wzoru (44) (stanowisko 1 i 2), temperatura traw (Ts) mierzona przez AVHRR/NOAA oraz wartości gęstości strumienia ciepła utajonego obliczonego (Em) (wzór 45)

Values of latent heat (Eo) calculated by means of equation (44) (post 1 and 2) where grass temperature (Ts) measured by AVHRR/NOAA and latent heat calculated (Em) by means of equation (45)

Data Godzina (stanowisko)	Eo Wm ⁻² gdy RNm	% błędu	Eo Wm ⁻² gdy RNo	% błędu	Em Wm ⁻²
16. 05. 1989 16 ⁴⁰					
(1)	-272	21,0	-297	32,5	-224
(2)	-285	12,0	-310	4,6	-325
23. 07. 1989 16 ²⁰					
(1)	-381	1,0	-449	16,6	-385
(2)	-313	22,0	-381	5,4	-403
23. 05. 1990 14 ⁰⁸					
(1)	-231	0,8	-294	28,3	-229
(2)	-323	9,0	-386	30,4	-296
3. 08. 1990 14 ²⁷					
(1)	-186	29,2	-266	1,1	-263
(2)	-176	6,3	-256	36,0	-188
24. 07. 1991 13 ³⁵					
(1)	-434	17,0	-532	40,5	-370
(2)	-450	47,0	-536	71,5	-306
7. 08. 1991 14 ¹¹					
(1)	-337	15,4	-385	31,8	-292
(2)	-308	40,0	-344	56,3	-220
Średni błąd		18,4		29,6	

T a b e l a 5. Uśrednione wyniki ewapotranspiracji obliczonej (Eo) i mierzonej (Em) oraz błąd w %, z jakim ewapotranspiracja została obliczona
Average values of calculated evapotranspiration (Eo), measured (Em) and the error of calculated evapotranspiration in percentage

Data, godzina	Eo Wm ⁻²	Em Wm ⁻²	(Eo - Em) / Em %
16. 05. 1989 16 ⁴⁰	-280	-274	2,2
23. 07. 1989 14 ²⁰	-342	-394	13,1
23. 05. 1990 14 ⁰⁸	-275	-262	4,9
3. 08. 1990 14 ²⁷	-181	-225	19,5
24. 07. 1991 13 ³⁵	-442	-338	30,0
7. 08. 1991 14 ¹¹	-322	-256	25,7
Średni błąd			15,9

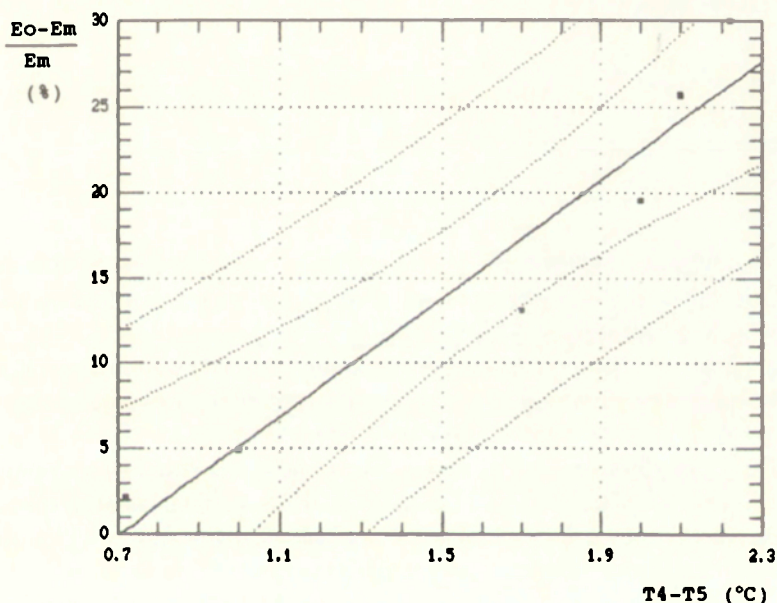
W warunkach zamglenia spowodowanego występowaniem chmur *cirrus*, gdy różnica temperatur $T_4 - T_5$ wynosiła powyżej 2°C , wartości współczynników algorytmu korygującego zawartość pary wodnej w atmosferze (równanie 14) są zbyt niskie i powinny być zwiększone. Proponuję więc następujące równanie:

$$T_s = T_4 + 3,4 (T_4 - T_5) - 0,4. \quad (50)$$

Rycina 8 przedstawia wpływ wielkości $T_4 - T_5$ na błąd oszacowania ewapotranspiracji $((E_o - E_m) / E_m)$. Wzór (51) opisuje tę zależność.

$$(E_o - E_m) / E_m = 17,28 (T_4 - T_5) - 12,16, \quad (51)$$

$r = 0,96$ dla 6 obserwacji; odchylenie standardowe – 3,39.



Ryc. 8. Wpływ różnicy temperatury ($T_4 - T_5$) na błąd oszacowania ewapotranspiracji
The effect of the difference of temperatures ($T_4 - T_5$) on the error of evapotranspiration assessment

Różnica w wyznaczeniu ewapotranspiracji dnia 3. 08. 1990 r. spowodowana była tym, że rejestracja AVHRR/NOAA odbywała się o godzinie 14^{27} . Wielkość strumienia różnicowego radiacji o godzinie 14^{00} wynosiła 353 Wm^{-2} , a o godzinie 15^{00} – 277 Wm^{-2} , co wskazuje, że o godzinie 15^{00} było zachmurzenie i uśredniona wielkość pomiędzy tymi dwoma wielkościami jest zaniżona. Stąd też wartość RN obliczona wydaje się być dokładniejsza. Zwrócono na to uwagę omawiając tabelę 2.

Analizując tabelę 5 widzimy, że wielkość ewapotranspiracji mierzonej w dniu 23. 07. 1989 r. o godz. 14^{20} jest wyższa od obliczonej. O godzinie 14^{00} strumień różnico-

wy radiacji wynosił 504 Wm^{-2} , natomiast o godzinie 15^{00} – 221 Wm^{-2} . Różnica ta wskazuje na silny wzrost zachmurzenia. Stąd też dla godziny 14^{20} przyjęto wartości RN i Em, takie jak dla godziny 14^{00} , co mogło spowodować zawyżone wartości Em. Tabela 6 przedstawia wyniki ewapotranspiracji skorygowane dla dni 24. 07 i 7. 08. 1991 r.

T a b e l a 6. Uśrednione wyniki ewapotranspiracji obliczonej (Eo) i mierzonej (Em) oraz błąd, z jakim ewapotranspiracja została obliczona po skorygowaniu poprawki na temperaturę (Ts) według wzoru (50) dla dni 24. 07 i 7. 08. 1991 r.

Average results of calculated evapotranspiration (Eo), measured (Em) and the error of calculated evapotranspiration after correction of temperature (Ts) by means of equation (50) for the day of 24. 07 and 7. 08. 1991

Data, godzina	Eo Wm^{-2}	Em Wm^{-2}	(Eo – Em) / Em %
16. 05. 1989 16 ⁴⁰	-280	-274	2,2
23. 07. 1989 14 ²⁰	-342	-394	13,1
23. 05. 1990 14 ⁰⁸	-275	-262	4,9
3. 08. 1990 14 ²⁷	-181	-225	19,5
24. 07. 1991 13 ³⁵	-368	-338	8,8
7. 08. 1991 14 ¹¹	-280	-256	9,3
Średni błąd			9,6

Należy również wziąć pod uwagę, że wielkość ewapotranspiracji obliczonej metodą profilową jest również obciążona błędem większym, gdy wartości są uśredniane z dwóch sąsiednich godzin.

Rycina 26 (wkładka) przedstawia przestrzenny rozkład ewapotranspiracji chwilowej, obliczonej według wzoru (44), na obszarze poligonu doświadczalnego podczas wykonywania zdjęcia satelitarne AVHRR/NOAA.

Wielkość ewapotranspiracji oszacowanej na podstawie chwilowego pomiaru temperatury radiacyjnej może być zastosowana do oszacowania ewapotranspiracji dobowej, którą wykorzystuje się w modelach hydrologicznych, jak również może ona służyć do oszacowania ewapotranspiracji dekadowej.

Ze względu na ścisłą zależność ewapotranspiracji od wielkości strumienia różnicowego radiacji określono wielkość ewapotranspiracji dobowej (Ed), wychodząc z założenia, że stosunek ewapotranspiracji chwilowej (Eo) do wielkości dobowej (Ed) jest wprost proporcjonalny do stosunku różnicowego strumienia radiacji chwilowej (RNi) do dobowej (RNd), co przedstawia poniższe równanie (Dąbrowska-Zielińska 1991a),

$$Eo / Ed = RNi / RNd, \quad (52)$$

stąd też

$$Ed = Eo RNd / RNi. \quad (53)$$

Równanie to nie jest dokładne w przypadku, kiedy w ciągu dnia występuje zachmurzenie (oprócz momentu wykonania zdjęcia satelitarne) z uwagi na to, że warunki panujące w czasie rejestracji satelitarnej nie są reprezentatywne dla warunków całodziennych.

R. D. Jackson i in. (1983) wprowadzili zależność między ewapotranspiracją chwi-

lową (E_o) a dzienną (E_d), równą stosunkowi radiacji słonecznej chwilowej (R_{si}) do dobowej (R_{sd})

$$E_d = E_o R_{sd}/R_{si}. \quad (54)$$

W tabeli 7 zostały umieszczone wartości chwilowe strumienia różnicowego radiacji (R_{Ni}), dobowe (R_{Nd}) oraz wartości chwilowe promieniowania słonecznego (R_{si}) i dobowego (R_{sd}). Wartości te są powtórzone, ponieważ reprezentują oba stanowiska.

T a b e l a 7. Wartości gęstości różnicowego strumienia radiacji chwilowej (R_{Ni}) i dobowej (R_{Nd}) oraz radiacji słonecznej chwilowej (R_{si}) i dobowej (R_{sd})
Values of instantaneous net radiation (R_{Ni}), daily (R_{Nd}) and instantaneous solar radiation (R_{si}) and daily (R_{sd})

Data (stanowisko)	R_{Ni} Wm^{-2}	R_{si} Wm^{-2}	R_{Nd} Wm^{-2}	R_{sd} Wm^{-2}
16. 05. 1989				
(1)	333	594	4055	7224
(2)	333	594	4055	7224
23. 07. 1989				
(1)	504	670	3832	6518
(2)	504	670	3832	6518
23. 05. 1990				
(1)	402	743	3414	6551
(2)	402	743	3414	6551
3. 08. 1990				
(1)	315	681	3203	6280
(2)	315	681	3203	6280
24. 07. 1991				
(1)	452	763	3269	5916
(2)	452	763	3269	5916
7. 08. 1991				
(1)	350	563	3290	5523
(2)	350	563	3290	5523

Tabela 8 zawiera dobowe wartości ewapotranspiracji (E_{do1}) otrzymanej stosując wzór (53) oraz uśrednione z dwóch stanowisk (E_{do1sr}). Dobowe wartości ewapotranspiracji (E_{do2}) zostały obliczone według wzoru (54) i uśrednione z dwóch stanowisk (E_{do2sr}). W tabeli tej znajdują się również dobowe wartości ewapotranspiracji mierzonej (E_{dm}).

Wartości ewapotranspiracji chwilowej (E_o) ze wzorów (52) i (53) zostały wzięte z tabeli 4, oprócz wartości dla 7. 08 i 24. 07. 1991 r., które zostały ponownie obliczone dla każdego stanowiska uwzględniając korektę atmosfery według równania (50).

Jak widać z porównania wyników pomiędzy ewapotranspiracją dobową obliczoną i mierzoną (tab. 7 i 8), znacznie lepsze wyniki otrzymano stosując wzór (53) (średni błąd 13,8 %, biorąc pod uwagę dwa stanowiska, oraz 11,10% dla wartości ewapotranspiracji dobowej; oszacowanej dla wszystkich pikseli łąkowych). Błąd obliczenia ewapotranspiracji dobowej według wzoru (54) wynosi odpowiednio 16,2 oraz 13,8%.

T a b e l a 8. Wartości ewapotranspiracji dobowej obliczonej według wzorów (53) (Edo1) i (54) (Edo2) oraz wartości ewapotranspiracji dobowej mierzonej (Edm)
 Values of daily evapotranspiration calculated by means of equation (53) (Edo1) and (54) (Edo2) and values of daily evapotranspiration measured (Edm)

Data (stanowisko)	Edo1 mm	Edo2 mm	Edm mm	Edo1 mm śr.	Edo2 mm śr.	Edm mm śr.
16. 05. 1989				5,05	5,05	4,59
(1)	4,94	4,93	4,18			
(2)	5,17	5,17	5,01			
23. 07. 1989				3,93	5,03	4,60
(1)	4,32	5,53	4,40			
(2)	3,55	4,54	4,80			
23. 05. 1990				3,50	3,64	3,01
(1)	2,92	3,03	2,75			
(2)	4,09	4,25	3,28			
3. 08. 1990				2,74	2,60	3,13
(1)	2,82	2,78	3,44			
(2)	2,67	2,42	2,84			
24. 07. 1991				3,89	4,17	4,01
(1)	3,81	4,08	4,03			
(2)	3,98	4,27	3,24			
7. 08. 1991				3,94	4,11	4,32
(1)	3,98	4,15	4,33			
(2)	3,90	4,07	3,07			
Błąd %	13,8	16,2		11,1	13,8	

Do obliczenia ewapotranspiracji dobowej wprowadzenie wartości RN, która jest związana z rodzajem pokrycia powierzchni, daje lepsze wyniki niż branie jedynie pod uwagę radiacji słonecznej.

Wartości ewapotranspiracji dobowej obliczonej są na ogół większe niż mierzone, co głównie powodują zawyżone wartości obliczenia ewapotranspiracji aktualnej (jak to już wspomniano wcześniej). Na błąd wpływa również zaniżona wartość strumienia różnicowego radiacji, która nie jest wartością chwilową. Wartości zarówno różnicowego strumienia radiacji (RN_d), jak również wartości ewapotranspiracji (Edm) zostały obliczone jako sumy z godzin od 8⁰⁰ do 18⁰⁰ włącznie, ponieważ dla tych trzech lat badań dysponowano odpowiednimi pomiarami.

Badania nad określeniem dokładnego czasu przeprowadzenia pomiaru temperatury radiacyjnej roślin, tak aby określić ewapotranspirację chwilową, a następnie z największą dokładnością ewapotranspirację dobową, prowadzono mierząc temperaturę radiacyjną traw radiometrem ręcznym, rejestrującym ten sam zakres podczerwieni termalnej co radiometr AVHRR satelity NOAA.

Stwierdzono, że najlepszą godziną pomiaru jest pierwsza po południu (Dąbrowska-Zielińska i in. 1991). Należy zaznaczyć, że satelita NOAA wykonywał zdjęcia badanego obszaru w godzinach pomiędzy 14⁰⁰ a 16⁰⁰, a więc w porze często nie najkorzystniejszej do określenia wielkości ewapotranspiracji dobowej.

6. WYKORZYSTANIE INFORMACJI O WIELKOŚCI EWAPOTRANSPIRACJI UŻYTKÓW ZIELONYCH DO OCENY WILGOTNOŚCI GLEBY

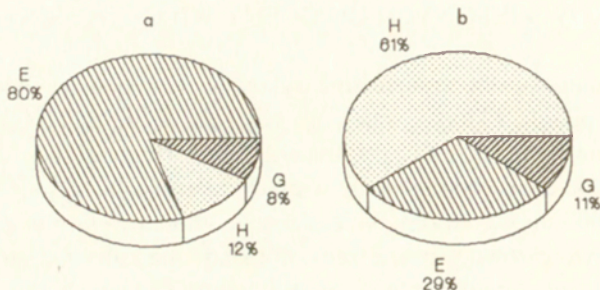
Jak już wspomniano, zdjęcie satelitarne wykonywane za pomocą radiometru AVHRR jest utworzone z pikseli, z których każdy ma wielkość terenową 1100×1100 m. Informacje dostarczone przez tak duży piksel są więc bardzo uśrednione. Aby więc określić stopień tego uśrednienia, wykorzystano w pracy zdjęcia lotnicze, wykonywane z wysokości około 1600 m w podczerwonym zakresie widma elektromagnetycznego. Celem tych zdjęć było zarówno sporządzenie podkładu, na którym z dużą dokładnością można by lokalizować punkty pomiarów wilgotności gleby, biomasy, powierzchni projekcyjnej liści i wysokości trawy, jak również stworzenie fotoszkieca, na którym wniesiono układ pikseli tworzących zdjęcie satelitarne. Układ tych pikseli pozwolił zorientować się co do zmienności zjawisk glebowo-roślinnych uśrednionych na zdjęciu satelitarnym do postaci jednej liczby. Czarno-białe zdjęcie lotnicze zostało zamienione na barwne, poprzez przypisanie odpowiednim tonom achromatycznym różnych barw. Ten zabieg miał na celu zwiększenie czytelności zdjęcia. W każdym pikselu określony został udział powierzchni zajętej przez różne barwy. W każdym pikselu zostały również naniesione punkty pomiarów wilgotności gleby, biomasy, LAI i wysokości roślin.

Następnie przeprowadzono wagowanie wartości tych pomiarów względem powierzchni gęstości optycznych. Wydaje się, że jest to jedyna możliwość przypisania danemu pikselowi jednej tylko wartości z wielu pomiarów wykonywanych na obszarze reprezentowanym przez ten piksel. Określanie wartości parametrów glebowo-roślinnych metodą średniej arytmetycznej z wielu pomiarów, wykonywanych na obszarze objętym jednym pikselem, nie jest niestety dokładne, zwłaszcza wtedy, gdy punkt, w którym dokonywano pomiarów tych parametrów, został zlokalizowany na wzniesieniu. W takim to przypadku wilgotność gleby jest z reguły znacznie mniejsza, a także mniejsza jest wielkość LAI i biomasy, co rzutuje na obniżenie średnich wartości mierzonych parametrów.

Obliczona dla każdego piksela zdjęcia NOAA wartość ewapotranspiracji aktualnej, według wzoru (44), została następnie zastosowana do określenia wielkości wilgotności gleb w strefie korzeniowej traw dla poszczególnych pikseli. Jako wskaźnik uwilgotnienia został wprowadzony iloraz będący stosunkiem ciepła jawnego do utajonego (H/E).

Kiedy gleba jest sucha, większość dostarczonej energii jest zamieniona na ciepło jawne, które przyjmuje wówczas duże wartości. Ciepło utajone (E) jest natomiast w takim przypadku małe, a iloraz (H/E) wysoki.

W okresie prowadzonych badań można rozpatrzeć przykładowo dwa dni i prześledzić procentowy udział poszczególnych składników bilansu cieplnego. W jednym z tych dni (24. 05. 1992 r.) wilgotność gleby (W) była największa $W = 55\%$, w drugim natomiast (23. 09. 1992 r.) wilgotność gleby była bardzo niska – $W = 27,2\%$. Wartości podawane są jako średnie ze wszystkich rozpatrywanych pikseli łąkowych w profilu 0–30 cm (ryc. 9).



Ryc. 9. Procentowy udział poszczególnych składników bilansu cieplnego dla dni 24. 05. 1992 r. (a) i 23. 09. 1992 r. (b)

The percentage distribution of the energy balance components for the days of 24. 05. 1992 (a) and 23. 09. 1992 (b)

W dniu 24. 05. 1992 r. (ryc. 9a) o godzinie 15⁵² blisko 80% strumienia różnicowego radiacji zostało zamienione na energię związaną z zamianą wody w parę wodną, natomiast tylko 12% na energię związaną z wymianą ciepła z otoczeniem. Różnica pomiędzy temperaturą traw mierzona przez radiometr AVHRR a temperaturą powietrza była wówczas niewielka i wynosiła 0,65 °C.

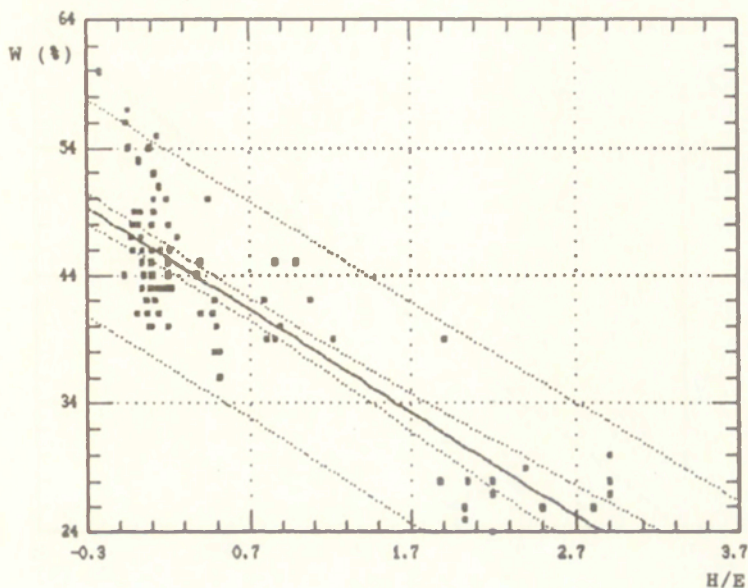
Inne natomiast warunki panowały podczas wykonywania zdjęć przez radiometr AVHRR w dniu 23. 09. 1992 r. (ryc. 9b) o godzinie 9¹⁹, kiedy to wilgotność gleby była niska i wynosiła 27,5%. Wówczas strumień różnicowy radiacji wynosił 119 Wm^{-2} . Ewapotranspiracja stanowiła 28,5%, a 60% strumienia różnicowego radiacji zostało zamienione na strumień ciepła jawnego (H). Różnica pomiędzy temperaturą powierzchni traw rejestrowanej przez AVHRR a temperaturą powietrza wynosiła wtedy 2,05°C. Porównując te dwa wybrane dni, można zauważyć, że rozkład poszczególnych składników bilansu cieplnego różni się znacznie. W pierwszym przypadku stosunek ciepła jawnego do utajonego jest mały (0,12); natomiast w drugim jest wysoki (2,7).

W niniejszej pracy zastosowano relację pomiędzy stosunkiem ciepła jawnego do utajonego jako wskaźnik wilgotności (ryc. 10). Wzór (55) przedstawia tę zależność

$$W = -7,98H/E + 46,9, \quad (55)$$

$r = -0,85$ dla 88 obserwacji; odchylenie standardowe – 4,2.

Ciepło jawne (H) zostało oszacowane według równania (34), gdzie temperatura radiacyjna (T_s) mierzona była przez radiometr AVHRR/NOAA, a wielkość ewapotranspiracji została obliczona według równania (44). Na wykresie (ryc. 10) wilgotność



Ryc. 10. Zależność pomiędzy wilgotnością (W) w warstwie 0–30 cm a wskaźnikiem H/E
Relationship between soil moisture (W) in the layer of 0–30 cm and H/E index

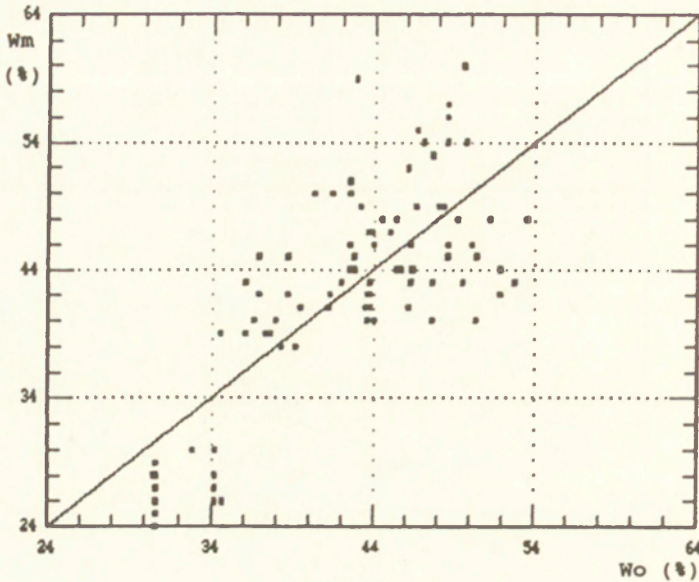
została przedstawiona jako średnia ważona wartość dla każdego piksela. Duża wilgotność gleby (54–60%) odpowiada niskim wartościom wskaźnika H/E (–0,22 – 0,1). Różnica temperatur roślin (T_s) i powietrza (T_a), decydująca o wielkości ciepła jawnego, była niska (–0,75 – 0,6°C), wartości ciepła jawnego (H) były małe (–51 – 44 Wm^{-2}), a wartości ewapotranspiracji duże (430 – 330 Wm^{-2}). Dla warunków suchych, gdy wilgotność gleby była niska, poniżej 32 %, różnice temperatur ($T_s - T_a$) były znacznie większe (2,0–5,6°C), niewielka ilość energii została zużyta na parowanie, współczynnik H/E był wysoki i wynosił 1,8–2,9.

Jak już wspomniano, w dniu 23. 09. 1992 r. gleba była najbardziej sucha, jednak różnica temperatur ($T_s - T_a$) nie była w tym dniu największa (2,0°C). Podczas wykonywania zdjęć różnicowy strumień radiacji (RN) wynosił 119 Wm^{-2} , co było spowodowane dosyć wczesną godziną (9¹⁹), w której te zdjęcia zostały wykonane. Jest to dowodem, że nie można rozpatrywać warunków wilgotnościowych gleb, biorąc pod uwagę jedynie różnicę temperatur ($T_s - T_a$). Do regresji wilgotności względem różnicy temperatur ($T_s - T_a$) wprowadzono różnicowy strumień radiacji (RN). Rycina 11 i wzór (56) przedstawiają znaną zależność. Jednak do określenia wilgotności gleby wskaźnik H/E jest znacznie lepszy (ryc. 10, 11).

$$W_o = 0,044RN - 2,1(T_s - T_a) + 29,71, \quad (56)$$

$r = 0,76$ dla 88 obserwacji; odchylenie standardowe – 5,4.

W dniu 25. 05. 1992 r. przy dużej wilgotności gleby, powyżej 54%, temperatura radiacyjna traw (T_s) była niższa niż temperatura otoczenia (T_a), powstała inwersja



Ryc. 11. Związek pomiędzy wilgotnością gleby mierzoną (W_m) w warstwie 0–30 cm a obliczoną (W_o) równaniem (56)

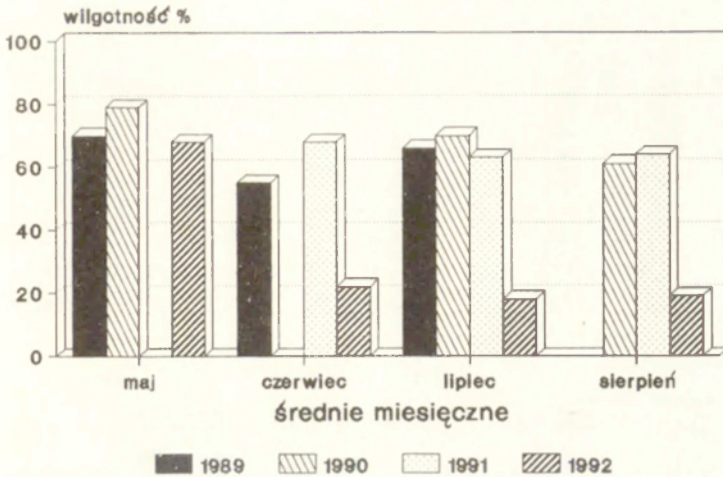
Relationship between soil moisture measured (W_m) in the layer of 0–30 cm and calculated (W_o) by means of equation (56)

w warstwie przyściennej, czyli w warstwie powietrza nad powierzchnią traw, w wyniku czego strumień ciepła jawnego był skierowany w kierunku roślin. Parowanie wówczas było duże, a znak H/E ujemny.

Wilgotność gleby na badanym obszarze w poszczególnych punktach była zróżnicowana. Zmienność wilgotności w wybranych punktach pomiarowych oraz wskaźnika wilgotności H/E można prześledzić na podstawie rycin 12–14. Przez cały okres badań najwilgotniejszym punktem był punkt 20, najsuchszym 11, a punkt 10 był punktem pośrednim. Na rycinach 12–14 przedstawiono wilgotność w formie diagramu słupkowego, jako średnią wartość z pomiarów w miesiącach maj–sierpień w latach 1989–1992.

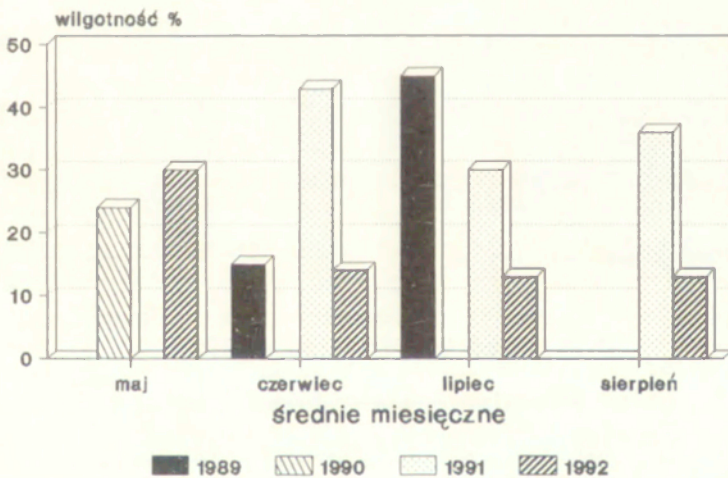
Jak widać, w maju we wszystkich latach wilgotność w punktach była wysoka i wyrównana. W 1992 r. panowała susza, która zaznaczyła się we wszystkich punktach spadkiem wilgotności gleby, i tak np. w punkcie 10 wilgotność zmalała o blisko 40% (ryc. 12) w porównaniu z latami ubiegłymi. W trakcie pomiarów wilgotności gleby wykonywane były także pomiary radiometrem ręcznym. Dla poszczególnych punktów została obliczona ewapotranspiracja według równania (44), gdzie T_s było temperaturą mierzoną radiometrem w godzinach 12⁰⁰–14⁰⁰.

Dla zobrazowania zmniejszającej się wilgotności gleby i wzrastającej suszy w 1992 r. przedstawiono przebieg wskaźnika wilgotności H/E dla trzech wybranych



Ryc. 12. Średnia wilgotność w warstwie 0–30 cm w latach 1989–1992 dla punktu 10 – pomiary terenowe

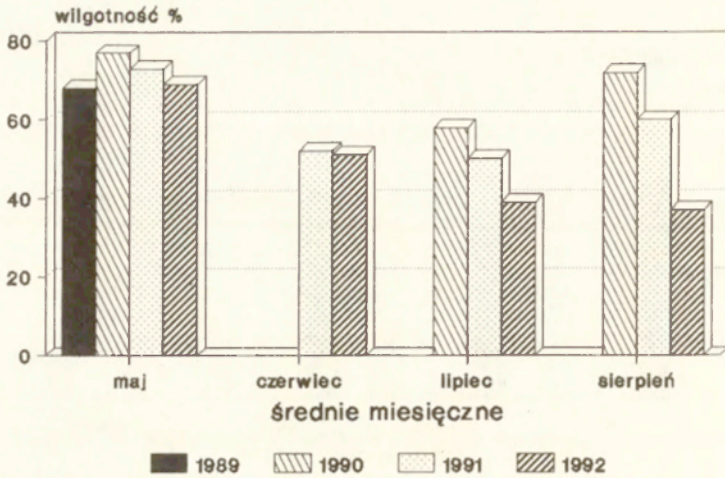
Average soil moisture in the layer of 0–30 cm for 1989–1992 for the point 10 – ground measurements



Ryc. 13. Średnia wilgotność w warstwie 0–30 cm w latach 1989–1992 dla punktu 11 – pomiary terenowe

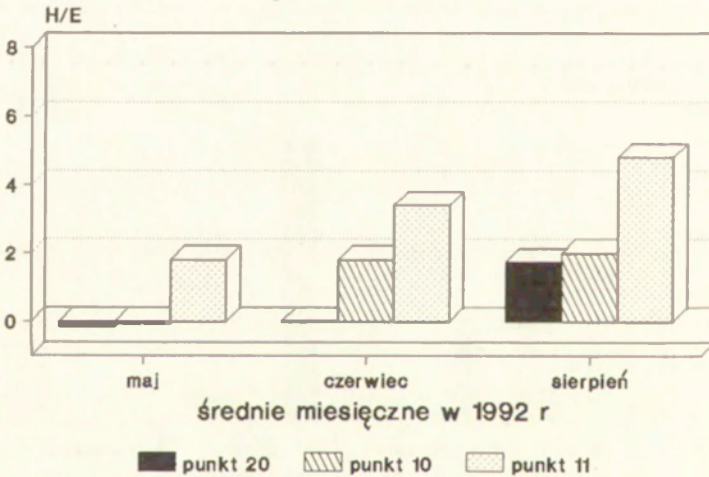
Average soil moisture in the layer of 0–30 cm for 1989–1992 for the point 11 – ground measurements

punktów (ryc. 15). Najwyższa wartość H/E występuje w punkcie 11, gdzie wartość strumienia ciepła jawnego (H) przekracza czterokrotnie wartość ewapotranspiracji (E). W maju w punktach 10 i 20 wartości H/E są bardzo niskie, bliskie 0, świadczące o dużej wilgotności gleby. Susza wyraźnie zaznaczyła się w sierpniu, gdzie nawet w punkcie 20 wskaźnik H/E był bliski 2, natomiast w punkcie 11 przekroczył 4. Rycina 16 przedstawia wykres wilgotności gleby mierzonej (Wm) w punkcie 11



Ryc. 14. Średnia wilgotność w warstwie 0–30 cm w latach 1989–1992 dla punktu 20 – pomiary terenowe

Average soil moisture in the layer of 0–30 cm for 1989–1992 for the point 20 – ground measurements

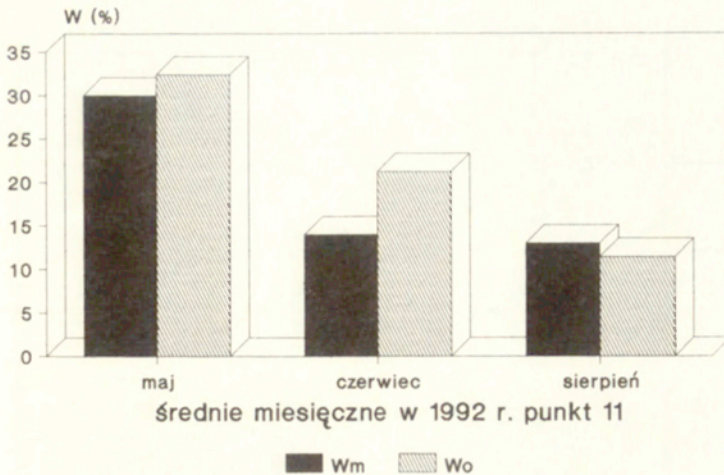


Ryc. 15. Wskaźnik wilgotności H/E obliczony ze wzorów (34) i (44)

The soil moisture index H/E calculated from equation (34) and (44)

w 1992 r. oraz obliczoną wilgotność (W_0) według równania (55). Wskaźnik wilgotności (H/E) występujący w tym równaniu został obliczony według wzorów (34) i (44), gdzie temperatura (T_s) mierzona była radiometrem ręcznym.

W poszukiwaniu metody określenia wilgotności gleby z zastosowaniem informacji pochodzących ze zdjęć satelitarnych przeprowadzono badania nad obliczeniem oporu dyfuzyjnego, który można byłoby wyznaczyć w funkcji temperatury roślin rejestrowanej przez radiometr AVHRR/NOAA oraz parametrów meteorologicznych, a następnie przeprowadzono analizę związku tego oporu z wilgotnością gleby.



Ryc. 16. Porównanie wilgotności mierzonej (W_m) i obliczonej (W_o) według równania (55)
Comparison of soil moisture measured (W_m) and calculated (W_o) by means of equation (55)

Woda z korzeni przez łądygę dostaje się do liści i z miękiszu asymilacyjnego paruje do obszaru międzykomórkowego ograniczonego skórką, w której znajdują się szparki stomatyczne, przez które para wodna przedostaje się do atmosfery. Przez szparki zachodzi 80–90% całkowitego parowania liści. Szparki więc poprzez otwieranie lub zamykanie regulują odpływ wody z rośliny. Oporność dyfuzyjna związana jest z warunkami meteorologicznymi oraz warunkami glebowymi. Im mniejsza jest radiacja, tym większy jest opór dyfuzyjny (r_s), nazywany dalej oporem powierzchniowym, powodując zanikanie wydalanania wody z rośliny w nocy (Kowalik 1976).

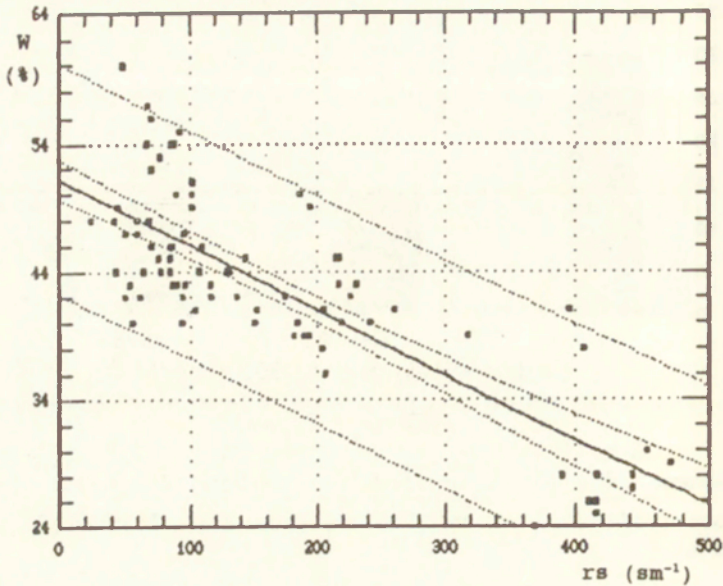
Ilość wydalanej wody przez rośliny jest więc ściśle związana z oporem powierzchniowym (r_s), który zależy od różnicy pomiędzy prężnością pary wodnej nasyconej w temperaturze liścia (e_{T_s}) i prężnością pary wodnej powietrza (e_a). J. L. Monteith i G. Szeicz (1962) przedstawili wzór (57) na ewapotranspirację, na której wielkość wpływa różnica pomiędzy prężnością pary wodnej nasyconej w temperaturze liścia i prężnością pary wodnej otoczenia oraz opór powierzchniowy i aerodynamiczny wpływający na przemieszczenie się wyparowywanej wody

$$E = \rho C_p / \gamma (e_{T_s} - e_a) / (r_s + r_a), \quad (57)$$

stąd też

$$r_s = \rho C_p / \gamma (e_{T_s} - e_a) / E - r_a. \quad (58)$$

Dla czasu wykonania zdjęcia satelitarnego została odczytana wartość prężności pary wodnej nasyconej w temperaturze liścia, która mierzona była przez radiometr AVHRR/NOAA. Wartość ewapotranspiracji (E) była obliczona według wzoru (44). W okresie prowadzonych badań obliczony według równania (58) opór powierzchniowy (r_s) przyjmował największe wartości pomiędzy 360 a 480 sm^{-1} , przy wilgotności gleby poniżej 30%. Warunki te panowały podczas wykonywania zdjęć satelitarnych



Ryc. 17. Zależność między wilgotnością gleby w warstwie 0–30 cm (W) a oporem powierzchniowym (rs)

Relationship between soil moisture (W) in the layer of 0–30 cm and surface resistance (rs)

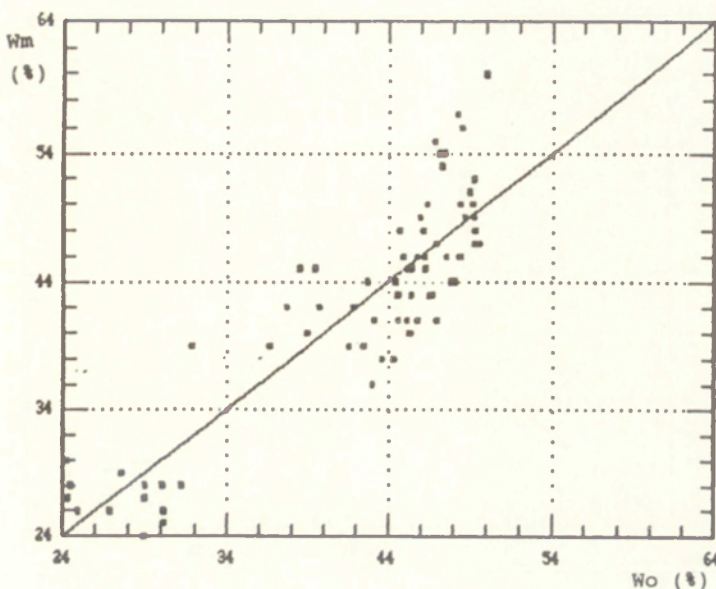
w dniach 30. 08. 1990 r. i 23. 09. 1992 r. Wówczas ewapotranspiracja była niska, stanowiąc 32–36% strumienia różnicowego radiacji. W dniu 10. 08. 1992 r., wskutek bardzo wysokiej temperatury roślin (43–44°C) wartość rs przekroczyła 1000 sm^{-1} . Wilgotność była wtedy bardzo niska (25%), natomiast wysoka wartość pF – równa 4 – wskazywała na stan obumierania roślin (Kuźnicki i in. 1979).

Rycina 17 przedstawia zależność pomiędzy wielkością oporu powierzchniowego a wilgotnością gleby. Zależność ta opisana jest wzorem (59). Wartości rs dla 10. 08. 1992 r. nie zostały przedstawione na tym wykresie ze względu na warunki ekstremalne

$$W = -0,05rs + 51,19, \quad (59)$$

$r = 0,82$ dla 84 obserwacji; odchylenie standardowe – 4,4.

W rozważaniach nad uzyskaniem najlepszych wyników w określaniu wilgotności gleby powinno się wziąć pod uwagę również ilość wody zawartej w roślinach. Ze względu na brak możliwości pomiarów tej ilości wody wykorzystano różnicę wagi biomasy wilgotnej (Bw) i suchej (Bd), jako dodatkowy wskaźnik wilgotności gleby. Wielkość biomasy wilgotnej mierzona była w dniu wykonania zdjęcia satelitarnego, natomiast wielkość biomasy suchej została określona po wysuszeniu skoszzonej trawy (rozdz. 2). Wprowadzając do regresji, obok wskaźnika uwilgotnienia H/E, jak również rs, różnicę biomasy wilgotnej i suchej (Bw – Bd) (ryc. 18 i 19) uzyskano lepsze wyniki korelacji, niemniej określenie wartości tych biomas nie jest łatwe i równanie



Ryc. 18. Relacja pomiędzy wilgotnością gleby mierzoną (W_m) w warstwie 0–30 cm a wilgotnością obliczoną (W_o) według równania (60)

Relationship between soil moisture measured (W_m) in the layer of 0–30 cm and calculated (W_o) by means of equation (60)

regresji nie może być stosowane aplikacyjnie, zważywszy, że właśnie poprzez wskaźnik wilgotności dążymy do oszacowania wielkości biomasy. Zależności te przedstawiają wzory (60) i (61)

$$W_o = 0,005(B_w - B_d) - 7,01 H/E + 43,1, \quad (60)$$

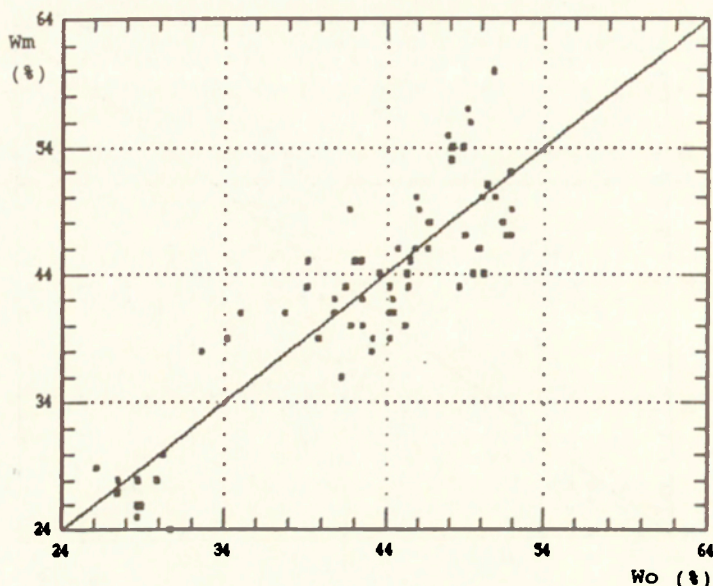
$r = 0,89$ dla 74 obserwacji; odchylenie standardowe – 4,08,

$$W_o = 0,0072(B_w - B_d) - 0,045rs + 46,70, \quad (61)$$

$r = 0,88$ dla 74 obserwacji; odchylenie standardowe – 4,04.

Tak więc dla określenia wilgotności gleby na poligonie łąkowym zastosowano równanie (55). Na rycinie 26 został przedstawiony przestrzenny rozkład wilgotności gleby w strefie 0–30 cm dla poligonu badawczego z zastosowaniem tego równania. Dostępność roślin do wody w glebie wiąże się z siłą ssącą gleby, która zmienia się wraz z wilgotnością gleby. Im mniejsza jest wilgotność gleby, tym większa jest jej siła ssąca. Siły wiązania wody w glebie wyrażone są w centymetrach wysokości słupa wody (Kuźnicki i in. 1979)

$$pF = \log_{10} h \text{ [cm słupa wody]}. \quad (62)$$



Ryc. 19. Związek między wilgotnością gleby mierzoną (W_m) w warstwie 0–30 cm a wilgotnością obliczoną (W_o) według równania (61)

Relationship between soil moisture measured (W_m) in the layer of 0–30 cm and calculated (W_o) by means of equation (61)

Różnica porowatości poszczególnych gleb powoduje, że przy tej samej wartości pF wilgotność gleb jest różna.

Krzywe pF charakteryzujące zależność pomiędzy wilgotnością gleby a siłami wiązania wody w glebie na obszarze poligonu badawczego zostały opracowane przez zespół pod kierunkiem A. Kędziory (1989) oraz A. Kijowskiego z firmy Dedal w Poznaniu. A. Kędziora (1984) opracował nową metodę wirówkową określania krzywej pF

$$pF = a[(w_o - w) / (w + c)]^b, \quad (63)$$

gdzie:

w_o – wilgotność gleby w stanie nasycenia wodą;

w – dana wartość wilgotności gleby;

a, b, c – stałe równania.

Wyniki pomiarów wartości pF na badanym terenie były zróżnicowane i wahały się od 2,6 do 4,0. Za odpowiednie warunki wzrostu traw przyjmuje się dla tego obszaru takie warunki wilgotności, dla których siła wiązania wody w glebie odpowiada wartościom około 2,5. Po przekroczeniu wartości 3,0 następuje początek niedoboru wody, powodujący proces hamowania wzrostu roślin. Całkowicie zahamowany wzrost następuje przy pF 3,7, a punkt trwałego wędnięcia przy wartości pF równej 4,2 (Kuźnicki i in. 1979).

W 1989 r. warunki wilgotnościowe na badanym obszarze były najlepsze dla wzrostu roślin, a uśredniona wartość pF wynosiła 2,9. W 1990 r. warunki wilgotności były gorsze, średnia wartość pF w maju przekraczała 3,10, a w sierpniu 3,30. W 1991 r. w pierwszej połowie lipca warunki wilgotnościowe były bardzo dobre (pF = 2,8), natomiast pod koniec miesiąca średnia wartość pF wynosiła 3,6, co odpowiadało warunkom bliskim wędnięcia.

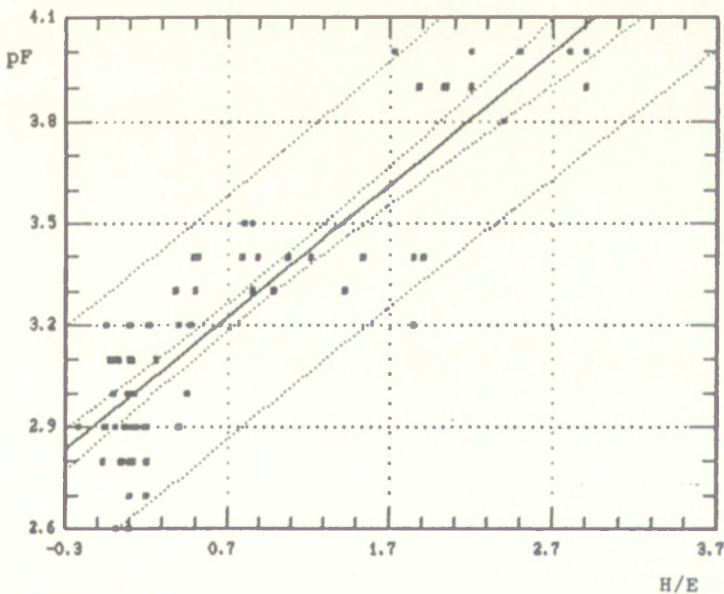
Rok 1992 był rokiem dużych susz w Polsce. W maju warunki wilgotnościowe były zbliżone do poprzednich lat i uśrednione wartości pF dla całego badanego obszaru były poniżej 3,0. Warunki suszy zaznaczyły się przy pomiarze wilgotności w dniu 25. 06. 1992 r., kiedy średnia wartość pF dla badanego obszaru wynosiła 3,30. W sierpniu wartości pF wynosiły 4,0, a więc zbliżyły się do punktu trwałego wędnięcia, we wrześniu wartość pF wynosiła 3,9. Ta sytuacja została również analizowana na podstawie wartości albedo, uzyskanych z kanałów 1 i 2 AVHRR/NOAA (rozdz. 7).

Zależność pomiędzy wilgotnością gleby a wartościami pF uśrednionymi dla warstwy 0–30 cm przedstawia rycina 20. Zależność ta opisana jest wzorem

$$pF = 2,94 H/E + 0,39, \quad (64)$$

$r = 0,89$ dla 80 obserwacji; odchylenie standardowe – 0,18.

Zależność pomiędzy wskaźnikiem wilgotności H/E a wielkością siły ssącej pF powinna być znacznie lepsza niż zależność pomiędzy H/E a wilgotnością objętościową gleby ze względu na to, że wartości pF charakteryzują dostępność wody dla roślin, uwzględniając równocześnie charakterystykę gleb. Uśrednianie wartości pF w war-



Ryc. 20. Zależność pomiędzy wartością pF i wskaźnikiem wilgotności H/E
Relationship between values of pF and soil moisture index H/E

stwie 0–30 cm, ze względu na ich różne wartości w poszczególnych warstewkach gleby, powodowało na pewno błąd w przedstawionych wartościach pF. Wskutek tego, jak również ze względu na brak dużego zróżnicowania gleb, nie uzyskano lepszej zależności pomiędzy wartościami pF a wskaźnikiem wilgotności gleby (H/E), obliczonym według wzorów (34) i (44).

Ze względu na duże koszty wykonania krzywych pF dysponowano jedynie 80 obserwacjami w porównaniu z 88 pomiarami wilgotności. W przyszłości byłoby niezbędne uzyskanie krzywych pF dla wszystkich typów gleb w Polsce i stworzenie atlasu krzywych pF.

Przedstawiona metoda określenia wilgotności gleby z zastosowaniem temperatury powierzchni rejestrowanej przez radiometr AVHRR/NOAA została następnie wykorzystana do oszacowania wielkości biomasy.

7. ZNORMALIZOWANY WSKAŹNIK ZIELENI TRWAŁYCH UŻYTKÓW ZIELONYCH – NDVI

Radiometr AVHRR satelity NOAA rejestruje w kanałach 1 i 2 promieniowanie widzialne odbijane od powierzchni Ziemi. Na podstawie licznych doświadczeń została opracowana metoda wykorzystująca informacje z obu kanałów równocześnie. Polega ona na obliczaniu dla każdego piksela wskaźnika nazywanego powszechnie znormalizowanym wskaźnikiem zieleni NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). W literaturze światowej jest opisywanych wiele wskaźników zieleni. Najbardziej znany to wprowadzony przez C. J. Tuckera i in. (1981) stosunek odbicia promieniowania w bliskiej podczerwieni (IR) do promieniowania rejestrowanego w czerwonym zakresie widma (R). Wskaźnik ten został przez autorów zastosowany do oszacowania plonów pszenicy. Wśród metod określania wielkości ewapotranspiracji ciekawa jest praca J. L. Hatfielda (1982), który znalazł zależność pomiędzy powyżej opisanym wskaźnikiem a współczynnikiem roślinnym (K) stosowanym w modelach ewapotranspiracji. Wielu autorów stosowało wskaźnik zieleni do analizy zmienności pokrywy roślinnej, procentowego pokrycia terenu przez rośliny oraz wielkości fotosyntezy.

Obok znormalizowanego wskaźnika zieleni pojawiło się pojęcie wskaźnika skumulowanego, który reprezentuje uśrednione wartości wskaźnika zieleni dla różnych okresów, np. tygodnia lub dekady itp. Ten wskaźnik został wykorzystany do opracowania map charakteryzujących stan i rozwój roślinności na obszarach poszczególnych kontynentów, a nawet na całej kuli ziemskiej. Tak na przykład dla Afryki została wykonana taka mapa i opisana przez C. J. Tuckera i in. (1985), dla Północnej Ameryki przez S. N. Gowarda i in. (1985), dla całego świata przez C. Justice'a i in. (1985).

Znormalizowany wskaźnik zieleni można wyrazić wzorem

$$NDVI = (A_2 - A_1) / (A_1 + A_2), \quad (65)$$

gdzie: A_1 , A_2 – wartości tzw. albedo w kanałach 1, 2.

Mianownik w równaniu (65) jest czynnikiem normującym absolutną różnicę w odbiciu spektralnym, wywołanym zmiennością położenia Słońca i kąta widzenia radiometru satelity.

Albedo w kanałach 1 i 2 oblicza się następującym wzorem:

$$A_{1,2} = G_{1,2} DN_{1,2} + I_{1,2}, \quad (66)$$

gdzie:

G1,2; I1,2 – wartości współczynników dla kanałów 1, 2 charakteryzujące danego satelitę;

DNI,2 – surowe wartości pikseli w kanałach 1, 2.

Promieniowanie w zakresie 0,58–0,68 μm jest maksymalnie absorbowane (80 do 90%) przez chlorofil, czemu towarzyszy niskie odbicie, w bliskiej zaś podczerwieni (0,72–1,10 μm) absorpcja promieniowania przez zielone liście jest niska, a odbicie tego zakresu promieniowania przyjmuje maksymalne wartości. Wskutek tego rośliny o zielonych liściach mają wysoki wskaźnik zieleni NDVI, natomiast w przypadku suchych, żółtych roślin wskaźnik ten ma niskie wartości. Różnica pomiędzy odbiciem w podczerwieni i w pasmie czerwonym dla gleb odsłoniętych nie jest tak znaczna jak dla roślin. Z literatury wiadomo, że wartość wskaźnika dla gleb wynosi około 0,20, natomiast dla roślin – około 0,70. Wielu autorów uważa, że znormalizowany wskaźnik zieleni powinien zostać zmieniony, gdy przez rośliny prześwituje gleba i efekt wpływu gleby na rejestrowane odbicie powinien zostać uwzględniony. Pierwszy A. R. Huete (1988), a za nim P. J. Pinter (1993), Y. H. Kerr i D. R. Magagi (1993) oraz M. S. Moran i in. (1994) wprowadzili tzw. Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI), równy $(A2 - A1)/(A2 + A1 + L) \cdot (1 + L)$, gdzie L jest współczynnikiem korygującym wielkość indeksu zieleni ze względu na odbicie glebowe. Wartość L równa 0,5 w znaczny sposób zmniejsza wpływ odbicia gleby na wielkość znormalizowanego wskaźnika zieleni.

W niniejszej pracy nie wprowadzono tego wskaźnika, gdyż przez z reguły gęste kobierce traw na łąkach gleba nie prześwitywała. Tym niemniej w przypadku innych upraw winno się o tym wskaźniku pamiętać.

Wartość znormalizowanego wskaźnika zieleni charakteryzuje wielkość biomasy. Bujna zielona trawa będzie miała wyższe wartości NDVI niż mocno wysuszona. Śledzenie zmian wartości tego wskaźnika umożliwi określenie dynamiki zmian wielkości masy zielonej. Istotny wpływ na wartość wskaźnika zieleni ma położenie Słońca w momencie rejestracji przez satelitę. Największe wartości NDVI występują przy zenitalnym położeniu Słońca, natomiast odbicie w czerwieni (A1) jest największe przy małych kątach zenitalnych Słońca. Należy zatem pamiętać, że zmiana wartości wskaźnika zieleni nie musi być wyłącznie związana ze zmianą masy zielonej badanego obiektu.

Ponieważ w analizach wykorzystywano zdjęcia wykonywane w różnych terminach, aby je można było porównywać między sobą, niezbędne było przeprowadzenie korekcji ze względu na położenie Słońca. Jednym z programów służących do korekcji rejestrowanego odbicia w kanałach 1 i 2 ze względu na wpływ atmosfery jest amerykański program LOWTRAN. Korekcji podlegają wartości albedo oraz odbitej lub emitowanej radiacji w poszczególnych kanałach. W niniejszej pracy ze względu na brak dostępu do wymienionego programu nie została wykonana korekcja atmosfery dla wartości odbicia rejestrowanego w kanałach 1 i 2.

M. Janowska i in. (1993) przeprowadzili analizę wielkości poprawki ze względu na położenie Słońca, stosując różne metody przedstawione w literaturze. Istnieje kilka empirycznych formuł przeznaczonych do korekcji wartości NDVI ze względu na kąt zenitalny Słońca. Jedną z nich jest formuła opracowana przez Singha

$$NDVI = NDVI(\theta_s) / (1 - Y), \quad (67)$$

gdzie:

$$Y = 0,739(\theta_s - \pi/6)^{1,602},$$

θ_s – kąt zenitalny Słońca w momencie rejestracji;

$NDVI(\theta_s)$ – wartość NDVI obliczona na podstawie A_i (wzór 69).

Zgodnie z zaleceniami autora wzór ten jest słuszny dla wartości θ_s zawartych w przedziale 30–75°. Dla wartości $\theta_s = 30^\circ$ i mniejszych korekcja jest zbędna.

Wzór (67), przy wartości współczynnika Y zgodnie ze wzorem (68), został przedstawiony przez P. Struzika (1991)

$$Y = 0,675 \cdot (\theta_s - \pi/6)^{2,3}. \quad (68)$$

Inaczej podchodzi do problemu wyznaczenia wskaźnika zieleni G. G. Gutman (1991). Proponuje on nie korekcję samego wskaźnika NDVI, lecz składowych służących do jego obliczenia. Tymi składowymi są w tym przypadku wartości albedo, określone odpowiednio w kanałach 1 i 2. Funkcje służące do korekcji albedo przyjmują następujące postaci:

$$A_i = A_i(\theta_s) / X_i, \quad (69)$$

gdzie:

$A_i(\theta_s)$ – albedo obliczone na podstawie DN_i ;

$$A_i(\theta_s) = G_i DN_i + l_i;$$

i – numer kanału (1 lub 2);

DN_i – surowe wartości zliczeń w kanałach 1 lub 2;

$$X_i = F_i(\theta_s) / F_i(0),$$

(dla $i = 1$ wartość (F1) $F_1 = 7,4 - 0,08 \cdot \theta_s + 0,001 \cdot \theta_s^2 + 0,00001 \cdot \theta_s^2$;

dla $i = 2$ wartość (F2) $F_2 = 19,9 - 0,19 \cdot \theta_s + 0,002 \cdot \theta_s^2 + 0,00004 \cdot \theta_s^3$).

W okresie badawczym wielkość NDVI zmieniała się nie tylko ze względu na warunki naturalne, ale również ze względu na pokos traw. Największe wartości NDVI wynosiły 0,82, najmniejsze 0,28. W okresie badań stosunek albedo w kanale 1 (A_1) do wartości albedo w kanale 2 (A_2) przybierał różne wartości. Przy dużej zawartości chlorofilu w roślinach odbicie rejestrowane w kanale 1, czyli w czerwieni, jest niskie, natomiast duże jest w podczerwieni, a więc w kanale 2. Powoduje to niską wartość ilorazu A_1/A_2 . W przypadku zmiany barwy roślin na jasną, co wywołane jest zmniejszeniem lub brakiem chlorofilu, wielkość odbicia w kanale 1 wzrasta, maleje natomiast w podczerwieni (kanał 2). Wówczas stosunek A_1 do A_2 rośnie, dążąc do jedności. A. Ciołkosz i in. (1978) podają, że drzewa liściaste na wiosnę mają średnie wartości współczynnika odbicia w zakresie promieniowania czerwonego, równe 8–14%, w podczerwieni 72–74%. Jesienią natomiast w przypadku tych samych drzew, gdy liście stają się żółte, wartości współczynników odbicia w obu zakresach zbliżają się do siebie i wynoszą w pasmie czerwonym 22–44%, a w pasmie podczerwonym 47–56%.

W przeprowadzonych w niniejszej pracy badaniach wartość ilorazu A_1/A_2 była najmniejsza w dniu 16. 05. 1989 r. i wynosiła 0,23, natomiast silnie wzrosła w dniu

25. 06. 1992 r., osiągając wartość 0,43, w dniu 10. 08. 1992 r. wartość A1/A2 wynosiła 0,46, a 23. 09. 1992 r. iloraz ten osiągnął największą wartość, równą 0,65. W tym okresie wystąpiła znaczna susza, co spowodowało przebarwienie traw. A zatem otrzymane wyniki albedo potwierdzają spostrzeżenia wyrażone w literaturze. Stosunek A1/A2 zbliżył się do 1. Wydaje się, że iloraz wartości albedo w czerwonym i podczerwonym zakresie widma może być dobrym wskaźnikiem suszy.

Wartość wskaźnika NDVI określająca wielkość masy roślinnej jest charakteryzowana także przez temperaturę samych roślin, odwzorowaną w poszczególnych pikselach danego zdjęcia satelitarne. Przy wzroście wartości NDVI temperatura radiacyjna roślin maleje, wzrasta natomiast wielkość ewapotranspiracji. W tabeli 2 pokazano, że wraz ze wzrostem wysokości roślin temperatura roślin maleje. Rycina 21 wskazuje, że wraz ze wzrostem wysokości roślin wzrasta wartość NDVI. Wartość wskaźnika zieleni wzrasta wraz z masą roślinną, z której wzrostem związana jest większa ewapotranspiracja (Dąbrowska-Zielińska 1991b).

Większe wartości NDVI obserwuje się w przypadku, gdy różnica temperatur między powietrzem a roślinami przyjmuje wartości ujemne ($T_s - T_a < 0$), co spowodowane jest dużą masą roślinną ochładzającą się wskutek silnego parowania. Taki fakt wystąpił w dniu 25. 05. 1992 r., o czym już wspomniano w rozdziale 6. Można również zauważyć, że wartości znormalizowanego wskaźnika zieleni są związane z wielkością ewapotranspiracji. Ewapotranspiracja w ciągu dnia zmienia się, natomiast wielkość wskaźnika NDVI po korekcy ze względu na położenie Słońca jest stała i nie można porównywać chwilowej ewapotranspiracji z wartością NDVI dla różnej pory wykonania zdjęcia satelitarne. Taką analizę można przeprowadzić dla jednego zdjęcia satelitarne i otrzymać względne różnice pomiędzy roślinami lub porównać wartości NDVI z wielkością ewapotranspiracji dla godzin wczesnego popołudnia, lub w przypadku różnej pory wykonywania zdjęcia satelitarne należy porównać wartości wskaźnika zieleni z wielkością ewapotranspiracji dobowej. Tabela 8 przedstawia obliczoną wielkość ewapotranspiracji dobowej jedynie dla 1991 r. Nie można było obliczyć tej wartości dla dni obserwacji w 1992 r., ponieważ wówczas nie dysponowano dobowymi wartościami RN.

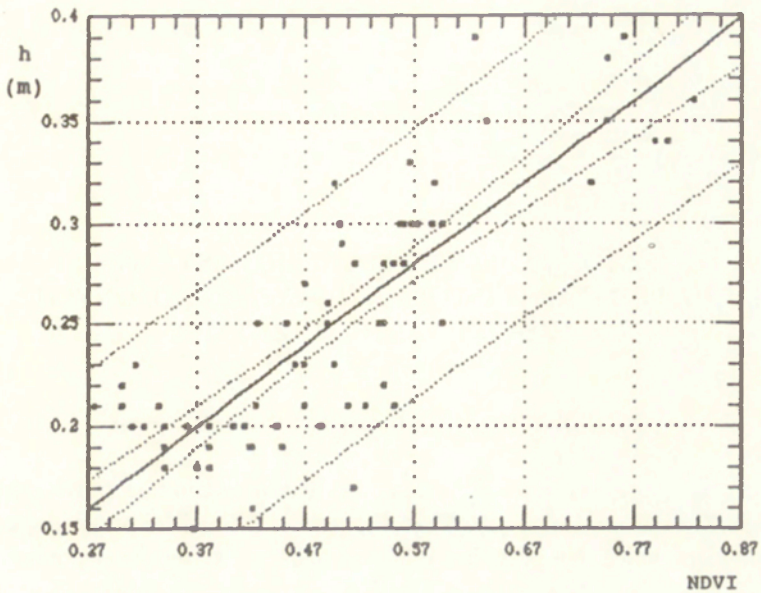
Dla najwyższych wartości NDVI, równych 0,78, w dniu 16. 05. 1989 r. ewapotranspiracja dobową była najwyższa – 5,05 mm, natomiast najniższa została obliczona dla 3. 08. 1990 r. – 2,74 mm, przy NDVI równym 0,53. Jak można zauważyć, do badań nad warunkami wzrostu roślin najlepiej brać pod uwagę szeroki zakres promieniowania od widzialnego do dalekiej podczerwieni termalnej.

Do obliczenia ewapotranspiracji niezbędna jest znajomość wysokości roślin (wzory 35, 36). Przeprowadzono więc analizę wpływu wysokości roślin na wielkość odbicia rejestrowanego przez satelitę. Dzięki wyprowadzeniu równania określającego wpływ wysokości trawy na wielkość wskaźnika NDVI (ryc. 21), można określić wysokość trawy z pomiarów AVHRR/NOAA.

Rycina 21 przedstawia tę zależność opisaną wzorem

$$h = 0,40 \text{ NDVI} + 0,05, \quad (70)$$

$r = 0,85$ dla 76 obserwacji; odchylenie standardowe – 0,03.



Ryc. 21. Zależność pomiędzy NDVI i wysokością trawy (h)
Relationship between NDVI and height of the grass (h)

Wskaźnik zieleni NDVI dla obszaru badań przedstawia rycina 26 wykonana na podstawie danych zarejestrowanych w kanałach 1 i 2 AVHRR/NOAA.

8. SZACOWANIE WIELKOŚCI BIOMASY ŚWIEŻEJ NA PODSTAWIE INFORMACJI WYPROWADZONYCH ZE ZDJĘĆ SATELITARNYCH

8.1 POWIERZCHNIA PROJEKCYJNA LIŚCI (LAI)

Powierzchnia projekcyjna liści, nazywana też wskaźnikiem powierzchni projekcyjnej liści (Leaf Area Index – LAI), jest to powierzchnia liści przypadająca na dany obszar (powierzchnię). Na przykład $LAI = 2$ oznacza, że na danej powierzchni, np. 1 m^2 , suma powierzchni porastających ją liści jest dwukrotnie większa i wynosi 2 m^2 . Wraz ze wzrostem roślin ich LAI wzrasta. W trakcie prowadzonych badań najwyższe wartości LAI zmierzono w 1989 r., wówczas wskaźnik ten wynosił 7,4 w maju i 5,1 w lipcu. Najniższe wartości wskaźnika LAI występowały w lipcu 1991 r. i w czerwcu 1992 r., odpowiednio 1,81 i 1,95. Wartości wskaźnika LAI pomierzone bezpośrednio w terenie, w dniu w którym były wykonywane zdjęcia satelitarne, zostały uśrednione dla powierzchni każdego piksela, a następnie została wyciągnięta średnia wartość z rozpatrywanych pikseli. Ze względu na to, że w 1989 r. wskaźnik projekcyjny liści LAI mierzony był inną metodą, wyniki w tym roku mogą być nieco zawyżone. W czasie każdego roku przeprowadzono 3 pokosy traw. Po każdym powierzchnia liści zmniejszała się, powodując zmniejszenie wskaźnika LAI, stąd wartości LAI na badanym obszarze nie zawsze odzwierciedlają naturalne warunki. Wartości LAI można porównać w okresie pomiarów majowych we wszystkich latach – 1989, 1990 i 1992, ponieważ pierwszy pokos następował dopiero w czerwcu. Można zauważyć, że średnie wartości powierzchni projekcyjnej liści LAI wyraźnie obniżają się, przyjmując odpowiednio wartości: w 1989 – 7,4, w 1990 – 3,6, w 1992 – 2,72, co wskazuje na obniżanie się produktywności łąk.

Z omówionych w poprzednich rozdziałach wyników badań wynika, że wskaźnik NDVI charakteryzuje w dużym stopniu masę zieloną. Różne rośliny mają różne struktury powierzchni i własności odbicia, wskutek czego mogą różnić się znormalizowanym wskaźnikiem zieleni NDVI przy tych samych wartościach LAI. Na podstawie licznych badań stwierdzono, że między tymi dwoma wskaźnikami istnieje liniowa zależność. Im większy jest wskaźnik LAI, tym większy NDVI, i odwrotnie. Ta zależność istnieje do momentu, gdy wskaźnik LAI przyjmuje wartość około 5. Powyżej tej wartości relacja między NDVI i LAI przestaje mieć charakter liniowy. W kanałach 1 i 2 radiometru AVHRR rejestrowane jest promieniowanie widzialne odbite od powierzchni roślin. Informacje pozyskiwane w tym zakresie widma nie odzwierciedlają

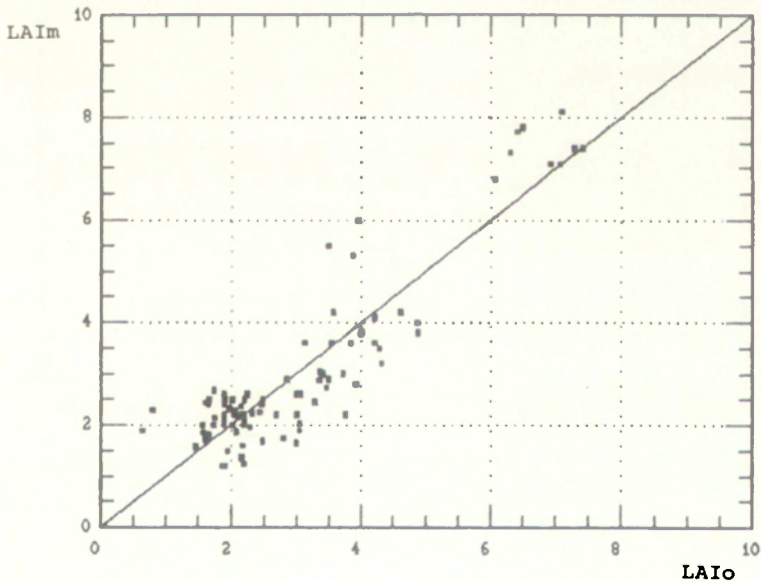
pełnej struktury roślin, a jedynie charakteryzują ich górną powierzchnię. Dodatkową informacją o powierzchni projekcyjnej liści LAI jest wielkość ewapotranspiracji. Związek wielkości LAI i ewapotranspiracji został opisany w innej pracy (Dąbrowska-Zielińska 1991b). Dużą zależność pomiędzy LAI a ewapotranspiracją można zbadać na jednym zdjęciu NOAA i uzyskać wartości względne. Trudno natomiast jest analizować ten związek dla wszystkich pomiarów AVHRR/NOAA, ponieważ zdjęcia satelitarne wykonane były o różnej porze, a ewapotranspiracja zmienia się w ciągu dnia. Dla porównań najlepiej zastosować zdjęcia wykonane wcześniej po południu, kiedy ewapotranspiracja przybiera maksymalne wartości.

Dlatego też postanowiono przeanalizować możliwość szacowania wielkości LAI, stosując informacje, jakie można uzyskać z radiometru AVHRR, rejestrującego promieniowanie w zakresie widzialnym i promieniowanie w zakresie dalekiej podczerwieni termalnej. Aby oszacować wielkość LAI, zastosowano funkcję liniową wieloraką, gdzie zmiennymi był znormalizowany wskaźnik zieleni NDVI, obliczony według wzoru (65) oraz wskaźnik wilgotności H/E obliczony według wzorów (34), (44), gdzie temperatura roślin (T_s) rejestrowana była przez AVHRR/NOAA i skorygowana ze względu na wpływ atmosfery (wzory 14 i 50) (ryc. 22)

$$LAI_o = 0,70 H/E + 14,4 NDVI - 4,5, \quad (71)$$

$r = 0,91$ dla 88 obserwacji; odchylenie standardowe – 0,74.

Wielkość LAI jest średnią wartością dla piksela, dla którego zostały obliczone wartości NDVI oraz wskaźnik wilgotności H/E. Im mniejszy jest wskaźnik wilgotno-



Ryc. 22. Związek między mierzoną powierzchnią projekcyjną liści (LAI_m) a obliczoną (LAI_o) według równania (71)

Relationship between measured Leaf Area Index (LAI_m) and calculated (LAI_o) by means of equation (71)

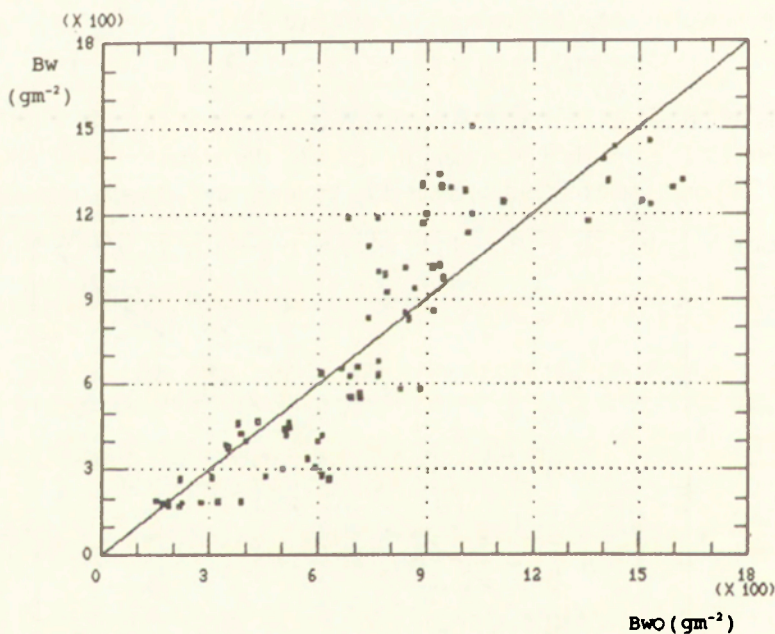
ści H/E, a co za tym idzie większa jest ewapotranspiracja, tym większy jest wskaźnik powierzchni projekcyjnej liści LAI. Wskaźnik LAI można wykorzystać w modelach symulacyjnych do obliczeń plonów.

8.2. BIOMASA

Dla każdego piksela została obliczona wielkość biomasy z pomiarów punktowych. Tak samo jak powierzchnia projekcyjna liści LAI, tak i biomasa na badanych łąkach zmieniała się wraz z okresem wzrostu, szczególnie gwałtownie na skutek pokosów. Do oszacowania wielkości biomasy świeżej (Bw) zastosowano również funkcję liniową wieloraką, gdzie zmiennymi był wskaźnik zieleni NDVI oraz wskaźnik wilgotności H/E (ryc. 23). Zależność tę przedstawia wzór

$$Bw = -88,62 H/E + 2529 NDVI - 481,7, \quad (72)$$

$r = 0,88$ dla 81 obserwacji; odchylenie standardowe – 199.



Ryc. 23. Związek między biomasą świeżą (Bw) zmierzoną i obliczoną (Bwo) według równania (72)
Relationship between wet biomass (Bw) measured and calculated (Bwo) by means of equation (72)

Biomasa (Bw) również reprezentuje średnią wartość dla piksela, dla którego został obliczony wskaźnik zieleni NDVI oraz wskaźnik wilgotności H/E. Istnieje ścisły związek pomiędzy wartością LAI i biomasą świeżą. Zależność pomiędzy punktową wartością LAI a punktową wartością biomasy (wzór 73) przedstawiła M. Gruszczynska (1992) (ryc. 24)

$$\text{LAI} = 0,002 \text{ Bw} + 1,4. \quad (73)$$

$r = 0,82$ dla 187 obserwacji; odchylenie standardowe – 0,87.

Wykres (ryc. 24) jest wykonany na podstawie badań punktowych. Ze względu na cel opracowania zbadano zależność pomiędzy biomasa świeżą (Bw) a biomasa suchą (Bd) (ryc.25). Zależność ta opisana jest wzorem

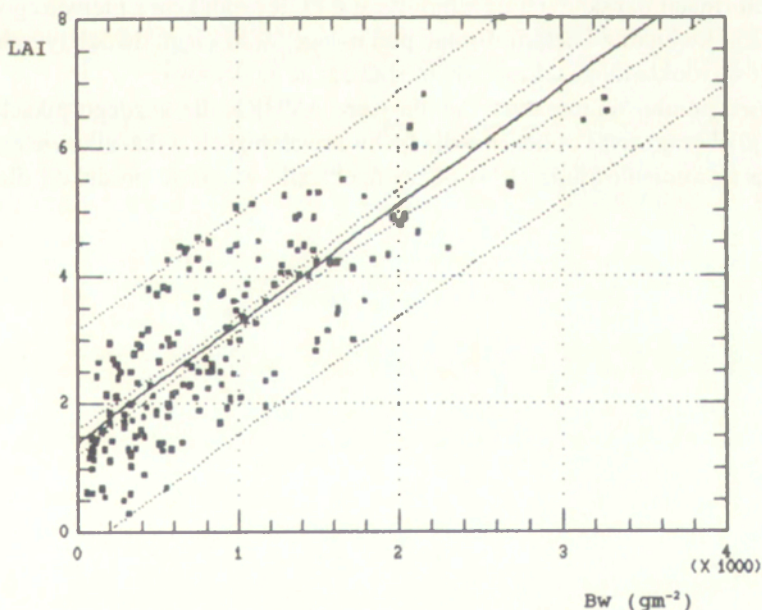
$$\text{Bd} = 0,27 \text{ Bw} + 16,27. \quad (74)$$

$r = 0,95$ dla 187 obserwacji; odchylenie standardowe – 61,0.

W przypadku badanych łąk uzyskano dobre wyniki określenia zależności pomiędzy biomasa świeżą a suchą, gdzie biomasa sucha wynosi około 0,27 biomasy świeżej.

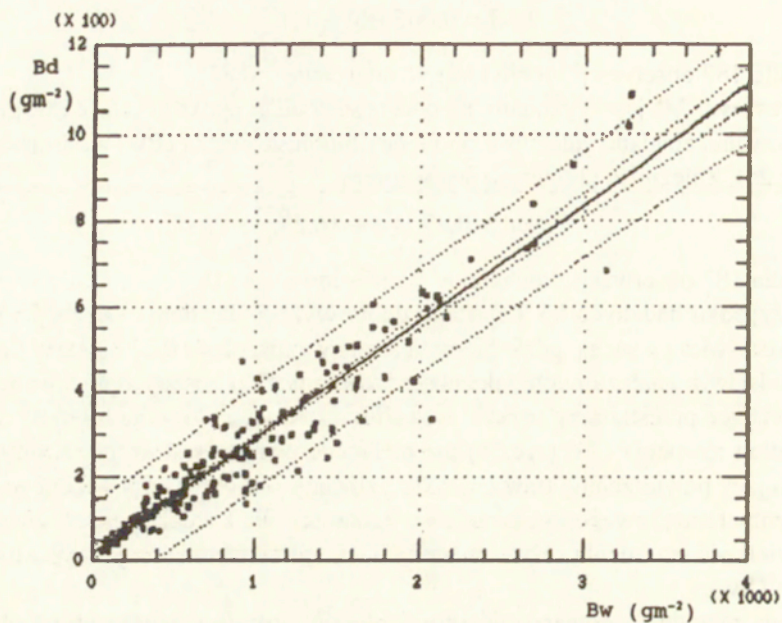
Na podstawie znalezionych zależności (równanie 71) zostały opracowane mapy przedstawiające przestrzenny rozkład wskaźnika LAI (ryc. 26) oraz biomasy świeżej (Bw) według równania (72) (ryc.26) dla badanego obszaru testowego. Każdy piksel reprezentujący powierzchnię traw charakteryzowany jest przez odpowiedni wskaźnik zieleni, temperaturę, ewapotranspirację i wilgotność. Dla każdego piksela została obliczona wielkość strumienia różnicowego radiacji, powierzchnia projekcyjna liści LAI i biomasa (Bw).

Opisana metoda szacowania wielkości plonów została sprawdzona na obszarze doświadczalnym Zakładu Łąkarskiego w Błocku Państwowego Gospodarstwa Rolnego w Obrze. Zdjęcie satelitarne tego obszaru zostało wykonane radiometrem AVHRR w dniu 16. 05. 1989 r. na 2 tygodnie przed pierwszymi sianokosami. Na ten dzień na podstawie opisanej metody obliczono produkcję łąk na 137 kwintali z hektara.



Ryc. 24. Zależność między wskaźnikiem LAI a biomasa świeżą (Bw)

The correlation between LAI and wet biomass (Bw)



Ryc. 25. Zależność pomiędzy biomasa suchą (Bd) a biomasa świeżą (Bw)
The correlation between biomass dry (Bd) and biomass wet (Bw)

Według informacji uzyskanych od administracji PGR produkcja z pierwszego pokosu wynosiła 150 kwintali z hektara. Biorąc pod uwagę, że w ciągu dwóch tygodni trawa jeszcze urosła, dokładność tej metody można uznać za wysoką.

Tak więc pomiar temperatury radiometrem AVHRR dla każdego piksela reprezentującego obszar traw i obliczenie dla tych samych pikseli wskaźnika zieleni NDVI oraz bilansu promieniowania (RN) pozwoli określić wielkość produkcji dla całego kraju.

9. ZASTOSOWANIE PARAMETRÓW GLEBOWO-ROŚLINNYCH OBLICZONYCH METODAMI TELEDETEKCYJNYMI DO MODYFIKACJI ISTNIEJĄCYCH MODELI PLONOWANIA

Uzyskane teledetekcyjnie parametry glebowo-roślinne przedstawione w poprzednich rozdziałach mogą być zastosowane w modelach prognozy plonów. W modelach tych symuluje się reakcję roślin na warunki, w jakich one wzrastają, które charakteryzowane są przez parametry glebowo-roślinne, jak: powierzchnia projekcyjna liści LAI, fitomasa, gęstość roślin, warunki wilgotnościowe gleby. Parametry te są stosowane albo oddzielnie albo razem. Określane są zwykle laboratoryjnie i stąd często nie odzwierciedlają w pełni warunków panujących w rzeczywistości. Dlatego też jednym z celów niniejszej pracy było wskazanie możliwości zastąpienia danych określonych metodami laboratoryjnymi przez łatwo dostępne pomiary teledetekcyjne, pochodzące z satelity NOAA, połączone z parametrami meteorologicznymi.

W literaturze naukowej pojawia się coraz więcej informacji o próbach wykorzystania teledetekcji do modeli prognozowania plonów. Zastosowanie modeli symulacyjnych dla dużych obszarów jest często limitowane możliwością rejestrowania danych wejściowych do modeli, szczególnie w warunkach zmiennej wilgotności gleb.

Poniżej przedstawiono kilka modeli prognozy plonów cytowanych w literaturze, które mogą być wykorzystane z zastosowaniem oszacowanych teledetekcyjnie parametrów glebowo-roślinnych podanych w pracy.

P. J. Sellers (1985, 1987) otrzymał ścisłą relację pomiędzy powierzchnią projekcyjną liści LAI a absorbowanym przez rośliny promieniowaniem słonecznym, wykorzystanym w procesie aktywnej fotosyntezy APAR i znormalizowanego wskaźnika zieleni NDVI. W wyniku prowadzonych badań przedstawił następujące zależności:

$$\text{NDVI} = f[\text{APAR}], \quad (75)$$

gdzie: APAR = $f[\text{LAI}, \text{promieniowanie słoneczne (Rs), geometria liści}]$,

$$\text{NPP} = f[\Sigma \text{APAR}] \cdot \epsilon, \quad (76)$$

$$\text{NPP} = \Sigma \text{NDVI} \cdot \epsilon, \quad (77)$$

gdzie:

NPP – wielkość plonów;

ϵ – współczynnik zamieniający wielkość energii dochodzącej do roślin na masę wyrażoną w kg/m^2 .

S. D. Prince (1991) w swoim artykule przedstawił tablice wartości ϵ dla różnych gatunków roślin.

C. S. T. Daughtry i in. (1992) przedstawili wielkość produkcji kukurydzy (Y) w zależności od APAR

$$Y = 4,26 \Sigma \text{APAR}. \quad (78)$$

J. L. Monteith (1972) przedstawił model obliczenia produktywności

$$M = \sum_0^n \epsilon_c \epsilon_i \epsilon_s SC, \quad (79)$$

gdzie:

M – obliczona fitomasa;

n – ilość dni;

ϵ_c – współczynnik wydajności fotochemicznej (przedstawiony jako stała wartość dla danej rośliny);

ϵ_i – wskaźnik absorbowanej energii równy $\text{APAR}/\text{PAR} = p$;

ϵ_s – % PAR w radiacji słonecznej;

S – całkowita radiacja słoneczna;

C – indeks wilgotności.

Indeks wilgotności C oraz wskaźnik p wprowadzony przez J. L. Monteitha z doświadczeń laboratoryjnych może być oszacowany na podstawie przeprowadzonych w niniejszej pracy badań, jak wskaźnik H/E lub LAI, co zostanie opisane poniżej. Pozostałe wskaźniki są w tym równaniu znane. Model ten opisał również G. Asrar i in. (1985, 1989).

S. J. Maas (1988, 1991, 1992) przedstawił model GRAMI obliczenia wielkości plonów, oparty na danych meteorologicznych, takich jak: dzienna średnia radiacja słoneczna, wartość PAR (Photosynthetically Active Radiation) zawierająca 45% całkowitego dziennego promieniowania słonecznego (Brown 1969) oraz suma średnich dziennych temperatur, tzw. wskaźnik cieplny. Dominującą rolę w produkcji roślinnej ma radiacja, i tak według J. L. Monteitha (1977) dla traw najlepsze warunki fotosyntezy w naszym klimacie zachodzą, gdy temperatura jest pomiędzy 20 a 30°C, natomiast maksimum fotosyntezy nie ulega zmianie wskutek obniżenia temperatury z 20 do 10°C, przy nie zmieniającej się radiacji słonecznej. Fotosynteza ma wartość 0 w temperaturze 0–5°C.

Na podstawie symulowanego modelu obliczane są:

– APAR (Absorbed Photosynthetically Active Radiation) (wzór 83); gdzie współczynnik g dla traw może być obliczony wzorem (91);

– dzienny przyrost biomasy DM obliczony jako iloczyn $\text{APAR} \cdot \epsilon$ (współczynnik zmieniający energię [MJ m^{-2}] na wielkość biomasy [kg m^{-2}]). Dla traw ϵ równy jest 2,5 (Monteith, Elston 1983; Prince 1991);

– nowa wartość LAI powstała w wyniku przyrostu biomasy DM.

W modelu została określona początkowa wartość LAI_0 , od której rozpoczyna się obliczenia wartości LAI: dzienny przyrost LAI towarzyszący przyrostowi biomasy,

a następnie według wzoru (80) obliczana jest sucha masa. Ważną procedurą w symulowanym modelu jest wprowadzenie pomierzonych wartości LAI, a więc może zostać wykorzystana metoda oszacowania wielkości LAI na podstawie danych teledetekcyjnych. Proponuję więc zastosowanie wzoru (71) do wprowadzenia wartości LAI dla konkretnego dnia obserwacji satelitarnej. Wówczas cała procedura obliczania odbywa się od nowa tak, aby obliczona linia przebiegu LAI dopasowała się do tej wartości. Im więcej obserwacji satelitarnych w ciągu okresu wegetacji, tym lepiej.

M. S. Moran i in. (1994) wprowadzają do modelu dwa submodele: pierwszy dotyczący warunków wilgotnościowych gleby, drugi wzrostu roślin. Submodele operują sekwencjami symulując warunki ewapotranspiracji, wilgotności gleby, gęstości roślin i produkcji biomasy. Ważne jest określenie warunków początkowych dotyczących wilgotności gleby, w czym dużą rolę mogą odegrać obserwacje satelitarne. Wartość ewapotranspiracji potencjalnej została obliczona ze średniej dziennej temperatury powietrza, temperatury punktu rosy, średniej prędkości wiatru i dziennej radiacji według równania przedstawionego przez van Bavela (1966). Symulowana wielkość LAI oparta została na wskaźniku wilgotności jako stosunek ewapotranspiracji do ewapotranspiracji potencjalnej. Model wprowadza obliczenia dla każdego dnia wegetacji. Drugi submodel jest podobny do opisywanego przez S. J. Maasa (1988), gdzie przyrost biomasy ΔB został obliczony

$$\Delta B = APAR [\epsilon f(T_a)]. \quad (80)$$

Tego typu modele opisywane są w literaturze światowej. Bazują one na danych meteorologicznych. Dane pochodzące z pomiarów LAI służą do doskonalenia tych modeli, wprowadzając informacje o samych roślinach, jak znormalizowany indeks zieleni, oraz o warunkach glebowo-roślinnych, poprzez wielkość ewapotranspiracji. Informacja o wilgotności gleby w naszym wypadku wyprowadzona jest równaniem (55), wartość LAI oprócz wskaźnika NDVI zawiera również informacje o wilgotności w postaci indeksu (H/E) (ryc.22). W IGIK-OPOLIS znajduje się program obliczenia biomasy według modelu przedstawionego przez Maasa. Model ten jest w trakcie weryfikacji i obliczeń na podstawie połowych pomiarów LAI.

Większość cytowanych w literaturze modeli (niektóre z nich zostały przedstawione powyżej) określa absorpcję energii biorącej udział w fotosyntezie (tzw. Absorbed Photosynthetically Active Radiation – APAR). Promieniowanie zużyte na fotosyntezę (tzw. PAR) dotyczy tylko zakresu fal 400–700 nm, w którym promieniowanie jest silnie absorbowane przez chlorofil, aby wytworzyć masę zieloną. Wielu autorów, jak K. P. Gallo i in. (1985), C. F. Green (1987) i S. D. Prince (1991), przedstawiło związek biomasy oraz absorbowanej wielkości PAR (APAR).

Wielkość promieniowania odbitego przez rośliny i ich zdolność do absorpcji promieniowania (frakcja PAR absorbowana przez rośliny) zależą od tych samych czynników, jak: zwartość roślin, LAI, własności optyczne liści, kąt padania promieni słonecznych itd. Zarówno absorpcja promieniowania w zakresie PAR (ϵ), jak również odbicie promieniowania widzialnego są ze sobą ściśle związane i dlatego o wielkości absorpcji można dedukować z wielkości odbicia (Begue 1993). Autorka ta przedstawia badania nad związkiem pomiędzy ϵ , i NDVI dla roślin. Najlepsza liniowa zależ-

ność występuje przy kącie zenitalnym Słońca równym 50° , a więc w naszej szerokości geograficznej w okresie od maja do końca sierpnia najlepiej byłoby korzystać z rejestracji AVHRR/NOAA pomiędzy godzinami 15^{00} a 16^{30} ze względu na to, że znormalizowany wskaźnik zieleni NDVI oraz LAI mogą być obliczone na podstawie danych z AVHRR (rozdz. 7). Poniższy wzór przedstawia liniową zależność pomiędzy ϵ a wartością wskaźnika NDVI

$$\epsilon_i = 1,387 \text{ NDVI} - 0,125. \quad (81)$$

A. Begue (1993) również określiła ścisły związek pomiędzy ϵ_i i powierzchnią projekcyjną liści LAI, ze względu na to, że wielkość produkcji masy zielonej związana jest z powierzchnią liści. Przeprowadziła analizę dziennej wartości absorbowanego promieniowania PAR (ϵ_i) w relacji do LAI. Zależność ta jest liniowa. Wartość (ϵ_i) wzrasta wraz ze wzrostem powierzchni projekcyjnej liści. Gdy LAI osiąga wartość około 5, ϵ_i jest stałe. Absorpcja PAR przez rośliny zależy od ich fazy rozwoju, powierzchni projekcyjnej liści i ich struktury. W fazie początkowej, gdy LAI silnie wzrasta, absorpcja PAR przez rośliny również silnie wzrasta. W szczytowym rozwoju roślin wartość stosunku APAR/PAR dochodzi do wartości 1. Gdy LAI obniża się, spada wartość APAR/PAR.

Interakcje pomiędzy dochodzącym promieniowaniem od Słońca w zakresie PAR a absorbowanym, odbitym i transmitowanym przez rośliny przedstawił C. S. T. Daughtry i in. (1992)

$$\text{APAR} = (\text{PAR}_o + \text{PAR}_s) - (\text{PAR}_c + \text{PAR}_t), \quad (82)$$

gdzie:

PAR_o – gęstość padającego strumienia PAR w zakresie $0,4\text{--}0,7 \mu\text{m}$;

PAR_s , PAR_c – gęstość strumienia PAR odbitego od gleby i roślin;

PAR_t – gęstość strumienia transmitowanego w dół przez rośliny. Wszystkie wartości strumieni podane są w Wm^{-2} .

Często stosuje się stosunek APAR do PAR jako wskaźnik absorbowanej energii przez rośliny, $\text{APAR}/\text{PAR}_o = p$ nazywany jest współczynnikiem sprawności produkcji roślinnej. Wielu autorów przedstawiło swoje badania nad określeniem związku tego wskaźnika z wielkością powierzchni produkcyjnej liści LAI dla różnych upraw. Poniższe wzory znajdują się w pracach G. Asrar i in. (1989) i C. S. T. Daughtry i in. (1992)

$$p = 0,943(1 - e^{-0,803\text{LAI}}) \text{ dla soi}, \quad (83)$$

$$p = 0,976(1 - e^{-0,463\text{LAI}}) \text{ dla kukurydzy}. \quad (84)$$

LAI jest wykładnikiem eksponenty w wyrażeniu określającym zależność funkcji p od LAI. Współczynnik przy LAI, to tzw. współczynnik wygaszania światła. Związany jest on z geometrią liści i kątem zenitalnym Słońca. W badaniach prowadzonych przez wymienionych autorów wartość tego współczynnika, określonego symbolem g , jest różna dla różnych roślin. Autorzy podają wartości g dla kukurydzy i soi, wynoszące odpowiednio 0,463 i 0,803. Soja ma w większości poziome liście, podczas gdy kukurydza ma układ liści bardziej pionowy. J. L. Monteith (1977) przeprowadza

analizę wpływu tego współczynnika na wielkość produkcji. Współczynnik ten waha się od 0,2 (liście o pionowym ułożeniu, np. gladiolus) do 0,97 (liście o poziomym ułożeniu np. słonecznik).

Powyższe równania (83 i 84) wywodzą się z prawa Beera (Monteith 1973), które opisuje transmisję równoległej, monochromatycznej wiązki promieniowania w środowisku jednorodnym. W danym ośrodku dla dowolnej wartości współrzędnej x mierzonej w kierunku transmisji, gęstość strumienia promieniowania równa jest $\Phi(x)$. Straty promieniowania, czyli wygaszanie promieniowania w przedziale dx , są proporcjonalne do wielkości przedziału dx i do gęstości strumienia $\Phi(x)$

$$d\Phi = -k \Phi(x) dx, \quad (85)$$

gdzie: k – stała proporcjonalności zwana współczynnikiem wygaszania.

Po scałkowaniu powyższego równania otrzymujemy

$$\Phi(x) = \Phi(0) e^{-kx}, \quad (86)$$

gdzie: $\Phi(0)$ – gęstość strumienia w punkcie $x = 0$.

W celu określenia rozkładu promieniowania PAR w roślinach przedstawiona zostanie analiza związana z wielkością LAI, jako wskaźnika powierzchni wpływającej na absorbowaną radiację. Analiza ta opiera się na pracy J. L. Monteitha (1973). Zakłada się, że elementarna pozioma warstwa roślin wystawiona na bezpośrednie promieniowanie słoneczne ma wskaźnik LAI równy ($dLAI$). Średnia wartość energii pochłanianej przez elementarną warstwę roślin jest funkcją wskaźnika kształtu liścia A_h/A (A – pole powierzchni liścia, A_h – powierzchnia cienia liścia rzuconego na płaszczyznę poziomą) oraz napromienienia powierzchni A_h i wyraża się wzorem

$$d\Phi = - (A_h/A) \Phi dLAI. \quad (87)$$

Równanie to stanowi modyfikację równania (86) i określa straty energii słonecznej zachodzące w elementarnej poziomej warstwie roślin. Po scałkowaniu powyższego równania otrzymamy zależność

$$\Phi(LAI) = \Phi(0) e^{-kLAI}, \quad (88)$$

którą można zapisać

$$APAR = PAR e^{-kLAI}, \quad (89)$$

gdzie: A_h/A zostało zastąpione przez k .

Równanie to określa wielkość strumienia promieniowania słonecznego pochłoniętego przez pionowy słupek $dLAI$. Względna wartość strumienia promieniowania pochłoniętego przez powierzchnię zawartą między LAI a LAI + $dLAI$ równa jest $APAR/PAR \cdot dLAI$. Względna wartość strumienia promieniowania pochłoniętego przez masę roślinną w odniesieniu do strumienia padającego, którą charakteryzuje wartość LAI od 0 do LAI_c (całej masy roślinnej), można opisać wzorem

$$\int_0^{LAI_c} \frac{APAR}{PAR} dLAI = \int_0^{LAI_c} e^{-kLAI} dLAI = \frac{1}{k} [1 - e^{-kLAI_c}]. \quad (90)$$

Wyrażenie to dąży do $1/k$ dla dużych wartości powierzchni liści.

Współczynnik k w poprzednio przytoczonych pracach podany jako g , tzw. współczynnik wygaszania światła, może zostać obliczony z analizy powierzchni cieni brył, takich jak walce, kule i stożki, do jakich to modeli przyrównuje się układ liści. Dla traw porównuje się rozkład liści do modelu kulistego, a współczynnik k oblicza się według wzoru

$$k = 0,5 \operatorname{cosec} \beta, \quad (91)$$

gdzie: β – wysokość Słońca.

Wartość k zmniejsza się wraz ze wzrostem wysokości Słońca, ponieważ droga promieni jest mniejsza przy większych kątach wzniesienia Słońca. I tak dla kulistego modelu rozkładu liści, gdy β jest równa 90° , 60° , 30° , współczynnik k jest równy odpowiednio 0,50, 0,58, 1,00. Wpływa to oczywiście na wielkość obliczonej absorpcji radiacji PAR.

Wprowadzenie wzoru na obliczenie ilorazu $\text{APAR}/\text{PAR} = p$ jest bardzo ważne, ponieważ większość modeli plonowania opartych jest na tym współczynniku. Ponieważ nie było możliwości pomiaru APAR z powodu braku aparatury, stąd też konieczne było znalezienie w literaturze możliwości określenia wielkości współczynnika wygaszania światła k i współczynnika zamiany energii PAR na wielkość biomasy ϵ , dlatego też zostały przeprowadzone powyższe rozważania.

Poniżej przedstawione są inne modele, zawierające parametry glebowo-roślinne, które zostały przedstawione w niniejszej pracy i które mogą być określone metodami teledetekcyjnymi. Jednym z tych modeli jest model przedstawiony przez S. W. Runninga (1989)

$$\text{NPP} = \sum_{T=0}^T T(rs \cdot \text{NDVI}) \cdot \epsilon, \quad (92)$$

gdzie:

rs – opór dyfuzyjny;

ΣT – suma temperatury w czasie t , gdy czas rozpoczęcia obliczania modelu rozpoczyna się od temperatury powietrza, $T = 5^\circ\text{C}$, ϵ jak w poprzednich wzorach.

Model ten nazywany BGC (Bio-Geo-Chem) symuluje wartości biomasy. Oparty jest na danych pochodzących ze stacji meteorologicznej, takich jak: temperatura powietrza, radiacja słoneczna, opady i wilgotność powietrza. Do tego modelu również wprowadza się wartość znormalizowanego wskaźnika zieleni (NDVI) obliczoną z obserwacji satelitarnych (rozdz. 7). Opór dyfuzyjny był mierzony w terenie, natomiast może być również obliczony z zastosowaniem AVHRR (wzór 58). Wprowadzone dane z pomiarów satelitarnych korygują symulowane wartości.

Europejski model „BYM” przewidywania plonów, opracowany przez autorów z Institut National Recherche Agronomique (INRA) (Brisson i in.1992), korzysta również z danych meteorologicznych, podstawowych informacjach o glebie i symulowanej wartości ewapotranspiracji. Model ten również może być zasilany ewapotranspiracją obliczoną z zastosowaniem teledetekcji.

Wśród polskich modeli plonowania opartych na pomiarach parametrów meteorologicznych można zacytować pracę L. Kuchara (1989). Autor do wyznaczenia prognozy plonów pszenicy zastosował model EPM, zasilany przez następujące dane:

1) całkowita suma opadów od października lub grudnia do czasu końca wegetacji (w celu określenia warunków wilgotnościowych),

2) suma średnich temperatur powietrza w okresie pomiędzy kiełkowaniem a dojrzeniem (temperatura początkowa $> 5^{\circ}\text{C}$).

Do tego modelu mogłyby być wprowadzone dane dotyczące wilgotności gleby, obliczone metodami przedstawionymi w niniejszej pracy. Byłoby to dokładniejsze określenie warunków wilgotnościowych podczas wzrostu roślin, niż branie pod uwagę samych opadów.

P. Kowalik (1976) przedstawił kilka metod wyznaczenia wielkości plonów opracowanych w ośrodkach holenderskich, przystosowując je do obszaru Żuław. Metody te mogłyby być stosowane wraz z danymi przedstawionymi w niniejszej pracy uzyskanymi teledetekcyjnie. Jedną z metod dotyczy wyznaczenia fotosyntezy aktualnej i potencjalnej.

Fotosynteza potencjalna jest to taka fotosynteza powierzchni rolniczej, która występuje przy $\text{LAI} = 5$. P. Kowalik (1976) przedstawił tabelę potencjalnej fotosyntezy w zależności od wysokości położenia Słońca nad horyzontem dla bezchmurnego i całkowicie zachmurzonego nieba według metody C. T. Wita (1965) dla szerokości geograficznej północnej 50° i 60° . Maksymalna wartość fotosyntezy wynosi około $60 \text{ kg CH}_2\text{O ha}^{-1} \text{ godz}^{-1}$ dla nieba bezchmurnego. Podniesienie wskaźnika LAI od 2 do 5 daje dwukrotnie większą wartość fotosyntezy. Z danych o wysokości Słońca i stopnia zachmurzenia nieba można obliczyć dzienną całkowitą potencjalną fotosyntezę dla każdego dnia w roku przy założonej wielkości LAI. Załączona w pracy P. Kowalika (1976) tabela przedstawia dla traw przy $\text{LAI} = 5$ dobową potencjalną fotosyntezę $\text{kg CH}_2\text{O ha}^{-1} \text{ doba}^{-1}$ dla nieba bezchmurnego oraz zachmurzonego. W omawianej publikacji został przedstawiony wzór na obliczenie fotosyntezy potencjalnej (P_{pot}) dla Żuław również ze wskaźnikiem nasłonecznienia. Maksymalna produkcja biomasy roślinnej netto (P_{net}) dla traw jest równa $P_{\text{pot}} \cdot 0,6$. Poprzez wprowadzanie aktualnych wartości powierzchni projekcyjnej liści LAI, obliczonych według wyprowadzonego w niniejszej pracy wzoru (71), można byłoby wprowadzić wskaźnik fotosyntezy aktualnej do potencjalnej. Przy niepełnym pokryciu gleby wzrastającymi roślinami do obliczenia aktualnej fotosyntezy P_a wprowadza się współczynnik pokrycia gleby S_c , $P_a = S_c \cdot P_{\text{pot}}$. Współczynnik S_c może być zamieniony przez znormalizowany wskaźnik zieleni NDVI, a ściślej dla odstawiającej się gleby powinien być zastosowany index SAVI (opisany w rozdz. 7).

Przedstawiona w niniejszej pracy metoda oszacowania ewapotranspiracji i wartości oporu dyfuzyjnego z zastosowaniem teledetekcji może mieć również duże znaczenie w opisanej przez P. E. Rijtema (1973) i P. Kowalika (1976) metodzie wyznaczenia produkcji roślinnej.

W procesie fotosyntezy oprócz radiacji PAR potrzebny jest dwutlenek węgla CO_2 z powietrza, jak i H_2O z gleby. Przepływający z atmosfery do powierzchni liści i przez aparaty szparkowe do miększu asymilacyjnego dwutlenek węgla napotyka na opór.

Woda zamieniona na parę wodną wskutek transpiracji przechodzi przez aparaty szparkowe do atmosfery i również napotyka na opór. Pierwszy z nich, to opór aerodynamiczny r_a (opisany w rozdz. 5.3, wzory 35–37), drugi, to związany z procesem dyfuzji opór powierzchniowy r_s (opisany w rozdz. 6, wzór 58). Trzeci opór, jaki wprowadzają autorzy, to opór, jaki wywierają komórki mezofilu r_m , gdzie odbywa się reakcja fotosyntezy, jest on wielkością stałą dla roślin i wynosi $4,4 \text{ s cm}^{-1}$. Opór dyfuzyjny dla przepływu CO_2 (r_s') jest równy 1,8 oporu dyfuzji pary wodnej $r_s' = 1,8 r_s$.

P. E. Rijetma i G. Endrodi (1970) wyznaczyli oporność dla standardowego łąnu roślinnego, czyli sumę wszystkich trzech oporów jako równą $4,9 \text{ s cm}^{-1}$. Produkcję aktualną oblicza się ze stosunku sumy oporów łąnu standardowego do sumy oporów aktualnych (wzory 35–38, 58)

$$P = 4,9 / (r_a + r_s' + 4,4) \cdot P_{\text{pot}}, \quad (93)$$

gdzie: P_{pot} – produkcja potencjalna według tabeli zamieszczonej w pracy P. E. Rijetma (1973) i P. Kowalika (1976).

W pracy podano możliwości obliczenia oporów r_a i r_s z zastosowaniem teledetekcji (rozdz. 5 i 6). W dniu rejestracji satelitarnej r_a i r_s byłyby obliczone, a wartości r_a (w funkcji prędkości wiatru) i r_s (w funkcji radiacji dziennej) podane w formie tabelarycznej w pracy Kowalika (1976) byłyby weryfikowane.

Następnym modelem przedstawionym w pracy P. Kowalika (1976) jest oszacowanie wielkości plonów w funkcji ewapotranspiracji. Autor podaje zmodyfikowany wzór Penmana na obliczenie ewapotranspiracji (E), a następnie podaje model obliczenia produkcji aktualnej

$$P_{\text{akt}} = A E / \Delta e, \quad (94)$$

gdzie:

A – współczynnik zależny od gatunku i odmiany roślin, dla użytków zielonych

$A = 51,5 \text{ kg ha}^{-1} [\text{mm H}_2\text{O}]^{-1} [\text{mm Hg}]$;

Δe – deficyt pary wodnej.

Obliczona ewapotranspiracja metodą przedstawioną w niniejszej pracy (rozdz. 5) mogłaby weryfikować obliczaną ewapotranspirację według innych wzorów. Opracowany program oszacowania produkcji aktualnej dla każdego dnia okresu wzrostu roślin byłby uaktualniany obliczoną ewapotranspiracją z zastosowaniem satelity NOAA.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Czteroletnie badania, w trakcie których poszukiwano relacji między parametrami charakteryzującymi rozwój roślin łąkowych i stosunki wilgotnościowe w glebie a informacjami o tych roślinach i ich podłożu, zarejestrowanymi na zdjęciach satelitar-nych, wskazują, że takie relacje rzeczywiście istnieją. Można zatem, wykorzystując zdjęcia satelitarne, ocenić stan roślin, a także szacować wielkość spodziewanych plonów – z dokładnością nawet większą niż w przypadku dotychczas stosowanych metod prognostycznych.

W badaniach wykorzystano zdjęcia niemal wyłącznie wykonane skanerem AVHRR z pokładu satelitów meteorologicznych serii NOAA. Zdjęcia takie są wykonywane z dużą częstotliwością (teoretycznie można otrzymać nawet 4 zdjęcia tego samego obszaru w ciągu 24 godzin) i są odbierane przez stacje zlokalizowane na obszarze Polski, stąd też koszt ich pozyskania jest nieporównywalnie mniejszy niż koszt zdjęć wykonywanych przez satelity środowiskowe. Wprawdzie rozdzielczość przestrzenna zdjęć meteorologicznych jest niewielka, rzędu 1 km w punkcie podsatelitarnym, ale jak się okazało wystarczy ona do oceny stanu roślin i szacowania wilgotności gleby, zwłaszcza w skali regionów, mezoregionów czy też całego kraju. Ten mankament zdjęć meteorologicznych jest dyskutowany ich dostępnością i ceną.

Wielu informacji niezbędnych w ocenie stanu roślin i szacowania wilgotności gleby nie można pozyskać wyłącznie z danych zarejestrowanych na zdjęciach satelitarnych. Stąd konieczne jest korzystanie z dodatkowego źródła informacji, jakim są wyniki obserwacji stanu atmosfery rejestrowane na stacjach meteorologicznych. W badaniach starano się korzystać z tych danych meteorologicznych, które są powszechnie zbierane na stacjach, lub które można stosunkowo łatwo wyprowadzić z innych bardziej dostępnych danych.

Skaner AVHRR, dokonując rejestracji promieniowania elektromagnetycznego odbijanego i emitowanego z powierzchni Ziemi, zapisuje jego natężenie w różnych przedziałach widma w postaci wartości zwanych zliczeniami. Te wartości nie są bezpośrednio przydatne w badaniach obiektów znajdujących się na powierzchni Ziemi i dlatego trzeba je zamienić na informacje o wielkości odbicia spektralnego i temperatury radiacyjne określanych obiektów. W tym przypadku trzeba uwzględnić wpływ atmosfery na tłumienie promieniowania, a zwłaszcza promieniowania długofalowego. Decydującą rolę w tym tłumieniu odgrywa para wodna, której ilość w atmosferze zmienia się zarówno w czasie, jak i przestrzeni. Stąd też w pracy podano, jak należy postępować, aby uwzględnić tę obecność pary wodnej w atmosferze i ocenić liczbowo jej wpływ na pomiary temperatury obiektów.

Wyznaczenie wielkości temperatury traw jest możliwe z dokładnością (w swoich badaniach uzyskałam dokładność do 1°C) nawet do $0,3^{\circ}\text{C}$ – w przypadku dysponowania lepszą stacją odbioru zdjęć satelitarnych, a nawet $0,2^{\circ}\text{C}$ – w przypadku gdy na orbicie znajdują się satelity nowszej generacji. Tę temperaturę traw wykorzystano do obliczenia wielkości ewapotranspiracji. W tym celu posłużono się metodą bilansu cieplnego. Dane niezbędne w tej metodzie pozyskano ze zdjęć satelitarnych i stacji meteorologicznych.

Z przeprowadzonych badań wynika, że wykorzystując dane wyprowadzone ze zdjęć satelitarnych i uzupełniając je wynikami obserwacji meteorologicznych, można szacować wielkość ewapotranspiracji z dokładnością około 10%. Ponieważ szacunku tego dokonuje się na moment przelotu satelity, jest to więc ewapotranspiracja aktualna. Być może, że szacunek ten nie jest dokonany z dużą dokładnością, ale odnosi się on do wszystkich obszarów przedstawionych na zdjęciu za pomocą poszczególnych pikseli. Nie ma więc potrzeby dokonywania jakichkolwiek ekstrapolacji wyników oceny ewapotranspiracji, która jest zmienna nie tylko w czasie, ale i przestrzeni, gdyż w omawianym przypadku dokonuje się oszacowania aktualnej wilgotności gleby w strefie korzeniowej roślin na obszarze całego kraju z rozdzielczością przestrzenną odpowiadającą rozmiarom piksela. Jest to zatem dokładniejszy szacunek niż w przypadku dotychczas stosowanych metod bazujących na pomiarach dokonywanych z reguły w kilku punktach, a następnie ekstrapolacji wyników na obszar całego kraju. Z wartości ewapotranspiracji aktualnej wyprowadzono wartości ewapotranspiracji dobowej. Z obliczonej ewapotranspiracji aktualnej określono wilgotność gleb w strefie korzeniowej roślin. Za wskaźnik wilgotności gleby przyjęto udokumentowany w pracy iloraz gęstości ciepła jawnego do utajonego. Wskaźnik ten wykorzystano następnie do szacowania wielkości biomasy traw.

Do oszacowania wielkości biomasy traw zastosowano także dane rejestrowane w widzialnym zakresie promieniowania przez skaner AVHRR. Z tych danych obliczono wielkość albedo. W trakcie tych badań zauważono, że wielkość albedo można z powodzeniem wykorzystać do wyznaczenia na zdjęciach satelitarnych obszarów dotkniętych suszą glebową. Dane rejestrowane w widzialnym zakresie spektrum wykorzystane zostały także do obliczenia znormalizowanego wskaźnika zieleni (NDVI), który także charakteryzuje wielkość biomasy.

Lokalizacja badań na terenie łąk należących do gospodarstwa łąkarskiego dawała możliwość porównywania wyników określania plonów z rzeczywistymi wynikami otrzymanymi w dyrekcji gospodarstwa po każdym pokosie. Stąd też oceniona dokładność „teledetekcyjnej” metody oceny wielkości plonów określona na około 95% jest dokładnością faktyczną, a nie teoretyczną.

Podsumowując należy stwierdzić, że przy dostępności zdjęć satelitarnych i wyników obserwacji meteorologicznych zaproponowana w pracy metoda szacunku plonów z trwałych użytków zielonych ma pełne szanse stać się metodą powszechnie stosowaną i wykorzystywaną przez instytucje odpowiedzialne za gospodarkę żywnościową w kraju.

LITERATURA

- Asrar G., Kanemasu E. T., Jackson R. D., Pinter Jr. P. J., 1985, *Estimation of total above ground phytomass production using remotely sensed data*, Remote Sens. Env. 17, 120–129.
- Asrar G., Myneni R. B., Kanemasu E. T., 1989, *Estimation of plant-canopy attributes from spectral reflectance measurements*, [w:] G. Asrar (ed.), *Theory and applications of optical remote sensing*, Wiley, New York, 252–293.
- Bac S., 1970, *Badania nad współzależnością parowania z wolnej powierzchni wodnej, parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej*, Prace i Studia Kom. Gosp. Wodn. PAN, 10.
- Bac S., Pasierski Z., 1983, *Parowanie terenowe traw w okresach dobowych*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 277, 137–146.
- 1991, *Wyniki badań nad parowaniem terenowym różnych powierzchni rolniczych z okresu 1984–87 wykonanych w obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii AR Wrocław-Swojec*, Zesz. Nauk AR Krak., Sesja Naukowa 27. Ogólnopolski Zjazd Agrometeorologów. Historia i Dorobek Agrometeorologii w Poszczególnych Rejonach Kraju. Kraków 7–9.09.1988.
- Bac S., Rojek M., 1979, *Meteorologia i klimatologia*, PWN, Warszawa.
- Bavel van C. H. M., 1966, *Potential evaporation: The combination concept and its experimental verification*, Water Resour. Res. 2, 455–467.
- Begue A., 1993, *Leaf Area Index, Intercepted photosynthetically active radiation and spectral vegetation indices: a sensitivity analysis for regular-clumped canopies*, Remote Sens. Env. 46, 45–59.
- Bowen J. S., 1926, *The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface*, Phys. Rev. 27, 779–787.
- Brisson N., Seguin B., Bertuzzi P., 1992, *Agrometeorological soil water balance for crop simulation models*, Agric. Forest Met. 59, 267–287.
- Brown K. W., 1969, *A model of the photosynthesizing leaf*, Physiol. Plant. 22, 620–637.
- Brutsaert W., 1982, *Evaporation into the atmosphere*, Dordrecht, D. Reidel.
- Byrne G. F., Dąbrowska-Zielińska K., Goodrick G. N., 1981, *Use of visible and thermal satellite data to monitor an intermittently flooding marshland*, Remote Sens. Env. 11, 393–399.
- Choudhury B. J., Idso S. B., 1985, *Evaluating plant and canopy resistances of field grown wheat from concurrent diurnal observations of leaf water potential, stomatal resistance, canopy temperature and evapotranspiration flux*, Agric. Forest Met. 34, 6 7–76.
- Ciołkosz A., Kęsik A., 1989, *Teledetekcja satelitarna*, PWN, Warszawa.
- Ciołkosz A., Miszalski J., Ołędzki J. R., 1978, *Interpretacja zdjęć lotniczych*, PWN, Warszawa.
- Cogan J. L., Willand I. H., 1976, *Measurement of sea surface temperature by the NOAA 2 satellite*, J. Appl. Met. 15, 200–210.
- Dalu G., Liberti G. L., 1988, *Validation problems for remotely sensed sea surface temperature, IV Congresso del Gruppo Nazionale per Fisica dell'atmosfera dell'oceano*, June 22–24, 1987, Rome, IL Nuovo Cimento 11, 5–6.
- Daughtry C. S. T., Gallo K. P., Goward S. N., Prince S. D., Kustas W. P.,

- 1992, *Spectral estimates of asorbed radiation and phytomass production in corn and soybean canopies*, Remote Sens. Env. 39, 141–152.
- Dąbrowska - Zielińska K., 1989, *Określenie ewapotranspiracji i wilgotności gleb w strefie korzeniowej roślin metodami teledetekcyjnymi*, Prace Inst. Geod. i Kartogr. 36, 1–2.
- 1991a, *Wykorzystanie zdjęć satelitarnych NOAA do oszacowania ewapotranspiracji i wilgotności gleb*, Przeg. Geofiz. 36, 4, 309–320.
- 1991b, *Application of AVHRR data for hydrological studies of grassland in Poland*, Proc. of the 5th NOAA Users Meeting, Tromso, Norway, 25–28 June, 1991, Eumetsat.
- 1993, *Prognozowanie plonów pasz zielonych na podstawie danych satelitarnych i meteorologicznych*, Zesz. Nauk. AGH, Geodezja 117, 65–68.
- Dąbrowska - Zielińska K., Gruszczynska M., Lewiński S., 1991, *From evapotranspiration to soil moisture investigation based on NOAA thermal infrared data, Case Study – Poland*, Proc. 5th Int. Colloq. Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, Courchevel, France.
- Denmead O. T., 1969, *Comparative micrometeorology of a wheat field and a forest of Pinus Radiata*, Agric. Met. 6, 357–371.
- Deschamps P. Y., Phulpin T., 1980, *Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11, 12 μ m*, Boundary-Layer Met. 18, 320–333.
- Doorenbos J., Pruitt W. O., 1977, *Guidelines for predicting crop water requirements*, FAO Irrig. Drain. Pap. 24.
- Dyer A. J., Hicks B. B., 1970, *Flux gradient relationship in the contrast flux layer*, Quart. J. Roy. Met. Soc. 96, 715–721.
- Fritschen L. J., Hsia J., Doraiswamy P., 1977, *Evapotranspiration of a Douglas fir determined with a weighing lysimeter*, Water Resour. Res. 13, 145–148.
- Gallo K. P., Daughtry C. S. T., Bauer M. E., 1985, *Spectral estimates of absorbed photosynthetically active radiation in corn canopies*, Remote Sens. Env. 17, 221–232.
- Geiger R., 1959, *The climate near the ground*, Cambridge, Mass, Harvard Univ. Press.
- Goward S. N., Tucker C. J., Dye D. G., 1985, *North American vegetation patterns observed with the NOAA-7 Advanced Very High Resolution Radiometer*, Vegetatio 64, 3–14.
- Green C. F., 1987, *Nitrogen nutrition and wheat growth in relation to absorbed solar radiation*, Agric. Forest Met. 41, 207–248.
- Gruszczynska M., 1992, *Pomiary użytków zielonych systemem LAI i ich zastosowanie*, Wiad. Melior. i Łąk. 3, 114–115.
- Gutman G. G., 1991, *Vegetation indices from AVHRR: An update and future prospects*, Remote Sens. Env. 35, 121–136.
- Hatfield J. L., 1982, *Evapotranspiration obtained from remote sensing methods*, [W:] D. Hillel (ed.), *Advances in irrigation*, Acad. Press, New York, 395–415.
- Hatfield J. L., Reginato R. J., Idso S. B., 1984, *Evaluation of canopy temperature – evapotranspiration models over various crops*, Agric. Forest Met. 32, 41–53.
- Huete A. R., 1988, *A soil adjusted vegetation index (SAVI)*, Remote Sens. Env. 25, 119–140.
- Idso S. B., Jackson R. D., 1969, *Thermal radiation from the atmosphere*, J. Geophys. Res. 74, 5397–5403.
- Jackson R. D., Moran M. S., Gay L. W., Raymond L. E., 1987, *Evaluating evaporation from field crops using airborne radiometry and ground based meteorological data*, Irrigation Sci. 8, 324–332.
- Jackson R. D., Idso S. B., Reginato R. J., 1977, *Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements*, Water Resour. Res. 13, 651–656.
- Jackson RD., Hatfield J. L., Reginato R. J., Idso S. B., Pinter P. J., 1983, *Estimation of daily evapotranspiration from one time of day measurements*, Agric. Water Manag. 7, 351–362.

- Janowska M. i in., 1993, *Zastosowanie zdjęć satelitarnych NOAA do określania zagrożenia pożarowego lasu*, Inst. Geod. i Kartogr. Warszawa.
- Ja w o r s k i J., 1980, *Podstawy metodyczne wyznaczania ewapotranspiracji aktualnej*, Mat. Bad., Ser. Hydrologia i Oceanologia, IMGW, Warszawa.
- 1984, *Parowanie terenowe zlewni Wilgi na tle innych składników bilansu wodnego*, [w:] *Mat. Ogólnopol. Symp. Nauk. Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych*, PTGeof., Wrocław, 27–29 09 1984.
- Justice C., Townshend J., Holben B., Tucker C., 1985, *Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data*, Int. J. Remote Sens. 1271–1381.
- Kerr Y. H., Magagi R. D., 1993, *Utilisation du diffusiomètre vent sur les zones arides et semi-arides (FI); Second ERS-I Symposium*, Hamburg, 1993.
- Kędziora A., 1984, *Metoda wyznaczania i związku krzywej pF z fizykowodnymi cechami utworu glebowego*, Roczn. AR Pozn., Rozpr. Nauk. 144.
- Kędziora A. i in., 1988–1991, *Badania nad ewapotranspiracją łąk oraz interpretacją termalnych zdjęć lotniczych dla celów oszacowania wilgotności gleby*, Inst. Geodez. i Kartogr., Warszawa.
- Kędziora A., Ciesielski R., 1984, *Przydatność uproszczonej metody Penmana do określania ewapotranspiracji potencjalnej w zastosowaniu do sterowania nawodnieniami*, Roczn. AR Pozn. 149, 20–31.
- Kędziora A., Kapuściński J., 1991, *Ważniejsze osiągnięcia Zakładu Agrometeorologii AR w Poznaniu*, Zesz. Nauk AR Pozn.
- Kędziora A., Kapuściński J., Olejnik J., Moczko J., Karliński M., 1987, *Dobowa dynamika parowania pola lucerny*, Roczn. AR Pozn., Melioracje 182, 7, 37–52.
- Kędziora A., Kapuściński J., Moczko J., Olejnik J., Karliński M., 1989, *Struktura bilansu cieplnego pola lucerny*, Roczn. AR Pozn. 201, Melioracje 8, Mat. Sesji „Mikroklimat i parowanie terenowe”, 31–39.
- Kimball B. A., Jackson R. D., 1979, *Soil heat flux*, [w:] B. J. Barfield, J. F. Gerber (eds), *Modification of the aerial environment of crops*, Michigan, Am. Soc. Agric. Eng. 156–182.
- Kowalik P., 1976, *Podstawy teoretyczne agrohdrologii Żuław*, Gdańskie Tow. Nauk., Wydział IV Nauk Tech, Acta Tech. Gedanensia, 11.
- Kozłowska-Szczęсна T., 1973, *Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski*, Prace Geogr. IG PAN 99.
- Kozłowska-Szczęсна T., Kluge M., 1969, *Katalog albed podstawowych powierzchni naturalnych i uprawnych*, Arch. IG PAN, Zakł. Klim., Warszawa.
- Kuchar L., 1989, *The exponential polynomial model (EPM) of yield forecasting for spring wheat based on meteorological factors and phenophase*, Agric. Forest Met. 46, 54–60.
- Kuźnicki F., Białousz S., Skłodowski P., 1979, *Podstawy gleboznawstwa z elementami kartografii i ochrony gleb*, PWN, Warszawa.
- Lagouarde J. P., 1991, *Use of NOAA AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping*, Int. J. Remote Sens. 12, 9. R. D.
- Lemon E., 1963, *Energy and water balance of plant communities*, [w:] L. T. Evans (ed.), *Environmental control of plant growth*, Acad. Press, New York, London, 55–78.
- Lorenz D., 1968, *Temperature measurements of natural surfaces using infrared radiometers*, Appl. Opt. 7, 1705–1717.
- Mas S. J., 1988, *Using satellite data to improve model estimates of crop yield*, Agron. J. 80, 4, 181–194.
- 1991, *Use of remotely sensed information in plant growth simulation models*, Advances in Agron. (Council for Scientific Research Integration, Trivandrum, India), 1, 17–26
- 1992, *GRAMI: A crop growth model that can use remotely sensed information ARS-91*, USDA, Washington, DC.

- Matul K., Dworska M., 1974, *Badania wskaźnika zapotrzebowania wody dla rolniczej produkcji roślinnej*, Prace IMGW 3, Warszawa.
- McClain E. P., Pichel W. G., Walton C. H. C., 1985, *Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures*, J. Geophys. Res., 90, C6.
- Miara K., Paszyński J., 1984, *Roczny przebieg albedo powierzchni trawiastej w Polsce*, Przegł. Geogr. 56, 3–4, 125–144.
- Miara K., Paszyński J., Grzybowski J., 1987, *Zróżnicowanie przestrzenne bilansu promieniowania na obszarze Polski*, Przegł. Geogr., 59, 4, 487–509.
- Monteith J. L., 1963, *Gas exchange in plant communities*, [w:] L. T. Evans (ed.), *Environmental control of plant growth*, Acad. Press, New York, London.
- 1965, *Evaporation and environment*, [w:] *The state and movement of water in living organisms*, Symp. Soc. Exp. Biol. 19, 205–234.
- 1972, *Solar radiation and productivity in tropical ecosystems*, J. Appl. Ecol. 9, 747–766.
- 1973, *Principles of environmental physics*, E. Arnold, London.
- 1977, *Climate and the efficiency of crop production in Britain*, Phil. Trans. R. Soc. B 281, 820–850.
- Monteith J. L., Elston J., 1983, *Performance and productivity of foliage in the field*, [w:] D. J. E. Milthorpe (ed.), *The growth and functioning of leaves*, Cambridge Univ. Press.
- Monteith J. L., Szeicz G., 1962, *Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces*, Quart. J. Roy. Met. Soc. 88, 496–500.
- Moran M. S., Clarke T. R., Inoue Y., Vidal A., 1994, *Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index*, Remote Sens. Env. (w druku)
- Moran M. S., Maas S. J., Pinter P. J. Jr., 1994, *Combining remote sensing and modeling for estimating surface evaporation and biomass production*. Remote Sens. Env. (w druku)
- Olejnik J., 1989, *Pomiary wymiany ciepła i pary wodnej w środowisku naturalnym przy zastosowaniu psychrometrów kwarcowych*, Roczn. AR Pozn. 201, Melioracje 8, 75–82.
- Paszyński J., 1972, *Studies on the heat balance and on evaporation*, Geogr. Pol. 22, 29–51.
- 1978, *Wyznaczanie dobowego przebiegu parowania z terenów łąkowych metodą bilansu cieplnego*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 205.
- Paszyński J., Miara K., 1990, *Variation annuelle de l'albedo de surface en Pologne*, Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 3, Colloque „Satellites et Climatologie” Lannion-Rennes, France.
- Paszyński J., Skoczek J., 1989, *Struktura bilansu cieplnego upraw rolniczych*, Roczn. AR Pozn. 201, Melioracje 8, Mat. Sesji „Mikroklimat i Parowanie Terenowe”, 25–30.
- Penman H. L., 1956, *Evaporation: an introductory survey*, Neth. J. Agric. Sci. 4, 8–29.
- Penman H. L., Angus D. E., Bavel van, C. H. M., 1967, *Microclimatic factors affecting evaporation and transpiration*, [w:] R. M. Hagan, H. R. Haise, T. W. Edminster (eds), *Irrigation of agricultural lands*, Madison, Am. Soc. Agron.
- Pinter P. J. Jr., 1993, *Solar angle independence in the relationship between absorbed PAR and remotely sensed data for alfalfa*, Remote Sens. Env. 46, 19–25.
- Price J. C., 1984, *Land surface temperature measurements from split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer*, J. Geophys. Res. 89, D5, 1901–1920.
- 1985, *On the analysis of thermal infrared imagery: the limited utility of apparent thermal inertia*, Remote Sens. Env. 18, 59–73.
- Prince S. D., 1991, *A model of regional primary production for use with coarse resolution satellite data*, Int. J. Remote Sens. 12, 1313–1330.
- Reginato R. J., Jackson R. D., Pinter P. J. Jr., 1985, *Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data*, Remote Sens. Env. 18, 75–89.

- Reyenga W., Bautowich B., Dunin F. X., Aston A. R., 1979, *Design and construction of a forest weighing lysimeter*. *Hydrology and Water Resources Symposium*. Perth, Inst. Eng. Aust. National Conf. Publ. 79/10.
- Rijtema P. E., 1973, *The effect of light and water potential on dry matter production of field crops*, Unesco 1973, Plant response to climatic factors, Proc. Uppsala Symp. 1970 (Ecology and conservation 5), 513–518.
- Rijtema P. E., Endrodi G., 1970, *Calculation of production of potatoes*, *Nerth. J. Agric. Sci.* 18, 1.
- Running S. W., 1989, *Estimating terrestrial primary productivity by combining remote sensing and ecosystem simulation* [w:] Hobbs R. J., Mooney (eds), *Remote sensing of biosphere functioning*, *Ecol. Stud.* 79, 290–299.
- Sellers P. J., 1985, *Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration*, *Int. J. Remote Sens.* 6, 1335–1372.
- 1987, *Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. II. The role of biophysics in the linearity of their interdependence*, *Remote Sens. Env.* 21, 143–183.
- Slatyer R. O., McIlroy I. C., 1961, *Practical microclimatology*, Paris, UNESCO.
- Soczyńska U., 1993, *Podstawy hydrologii dynamicznej*, Wyd. UW.
- Struzik P., 1991, *Seasonal changes of the NDVI over Poland 5th AVHRR data users meeting*. Tromsø, Norway, 25–28 June 1991.
- Tanner C. B., 1967, *Measurement of evapotranspiration*, [w:] R. M. Hagan, H. R. Haise, T. W. Edminster (eds), *Irrigation of agricultural lands*, Madison, Wisconsin: Am. Soc. Agron. 112–130.
- Taylor R. V., 1990, *Implementation of reflectance models in operational AVHRR radiation budget processing*, NOAA Technical Report NESDIS 49.
- Thom A. S., 1975, *Momentum, mass and heat exchange of plant communities*, [w:] J. L. Monteith (ed.), *Vegetation and the Atmosphere*, Acad. Press, London.
- Tucker C. J., Holben B. N., Elgin J. H., McMurtrey J. E., 1981, *Remote sensing of total dry matter accumulation in winter wheat*, *Remote Sens. Env.* 11, 171–189.
- Tucker C. J., Townshend J. R. G., Goff T. E., 1985, *African land cover classification using satellite data*, *Science* 227, 369–374.
- Webb E. K., 1965, *Aerial microclimate* [w:] P. E. Waggoner (ed.), *Meteorological monographs*, Am. Met. Soc. 6, 27–53.
- Witde C. T., 1965, *Photosynthesis of leaf canopies*, *Versl. Landb. Onderz. Agr. Res. Reports*, 663, Pudoc, Wageningen.

ASSESSMENT OF EVAPOTRANSPIRATION, SOIL MOISTURE AND GREEN BIOMASS OF GRASSLAND USING NOAA SATELLITE IMAGES

Summary

The satellite AVHRR/NOAA data were used to elaborate the method of green biomass assessment. After geometric correction of images the radiant temperature was calculated.

The influence of atmospheric water vapor was considered and the best algorithm for Polish climatic conditions was elaborated.

The two visible bands of NOAA/AVHRR images have been used for calculation of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). From these values the height of the grass was calculated. From radiant temperature, for every grass pixel evapotranspiration was calculated using energy budget approach. Meteorological parameters as air temperature, wind speed, net radiation were also used in this method. Values of calculated evapotranspiration were compared to these obtained from aerodynamic method.

The error of calculated evapotranspiration using radiative temperature from AVHRR/NOAA was about 9.6 %. From instantaneous evapotranspiration the method of obtaining daily values of evapotranspiration was performed. The method of calculating net radiation in the function of radiative temperature, air temperature and water vapor pressure was presented and obtained values were compared to measured. Possibility to obtain net radiation is very important as it is measured at only several meteorological stations. From evapotranspiration the rate of soil moisture values were calculated. The soil moisture indices were elaborated, one as the ratio of sensible heat (H) to latent heat (E), the other as surface resistance (rs).

Soil moisture values for every pixel representing grassland and values of NDVI for the same pixel have been used for estimation of leaf area index (LAI). LAI is very important factor for yield assessment as it integrates environmental conditions with agrotechnical measures which influence crop production. It has been demonstrated that strong relationship exists between LAI and NDVI and soil moisture content. Also the ratio of albedo from channel 1 and 2 was performed as good indicator of drought influencing LAI values. Information of leaf area index is essential for biomass assessment for each of grassland pixel. The value of biomass can be assessed either from its linear relationship with LAI or calculated using linear relationship of biomass with NDVI and soil moisture content.

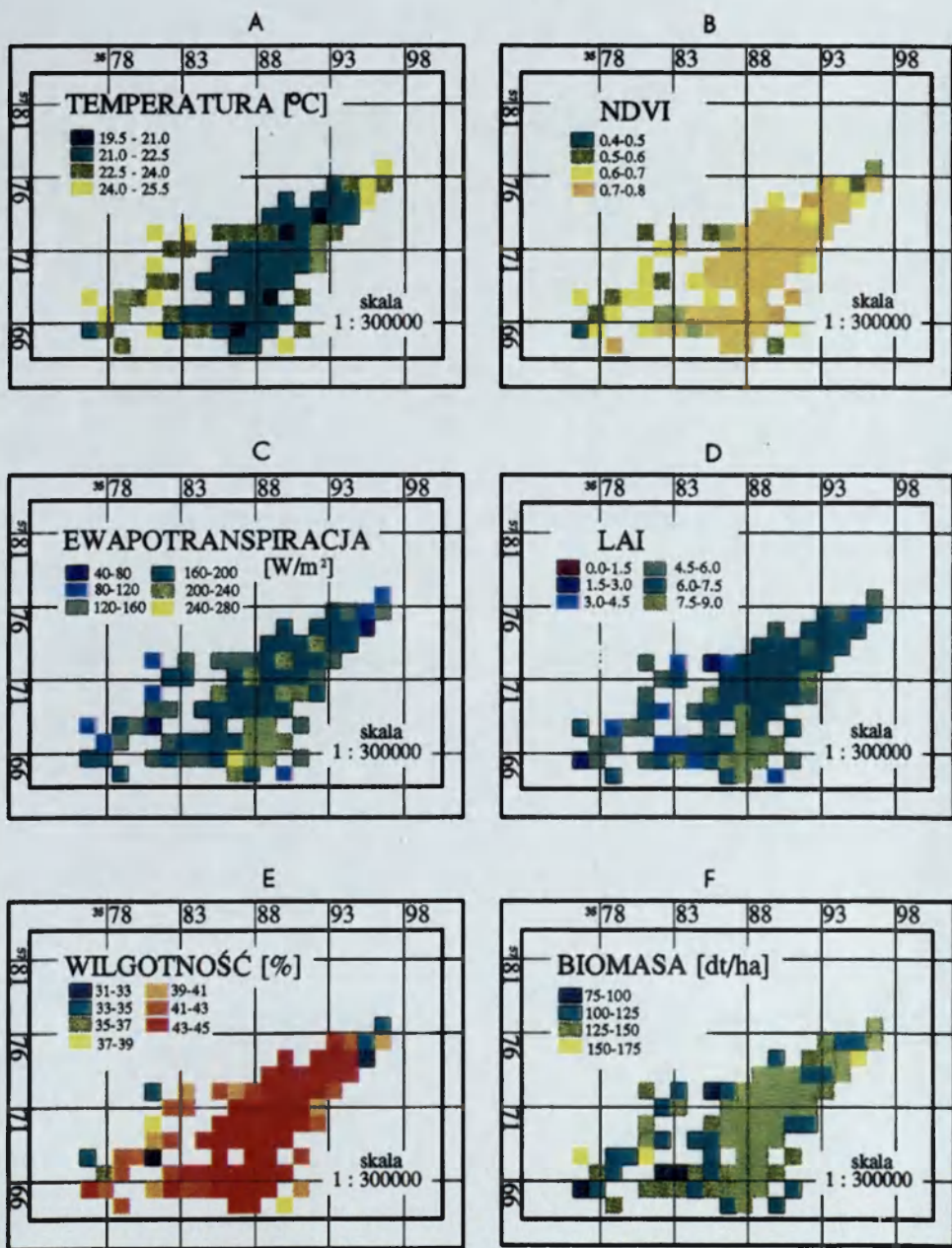
The above described methods of assessment evapotranspiration, soil moisture, LAI, biomass wet and dry on the basis of satellite images has been tested for the year of 1989–1992 at the test site situated in western part of Poland. All meteorological parameters needed as the ancillary data were collected at the test site and at the meteorological station situated few kilometers from the test site.

The results of radiative temperature from AVHRR/NOAA, NDVI, evapotranspiration, soil moisture, LAI, and biomass were presented in the form of maps for the test site. Also the review of crop yield models was presented and the possibilities of implementation of presented methods were described.

Translated by the Author

WAŻNIEJSZE DOSTRZEŻONE BŁĘDY

Strona	Wiersz	Jest	Powinno być
29	17 i 16 od d.	RNm obliczone	RNm mierzone
44	5 i 6 od g. k. 5, 6, 7	Edo1 Edo2 Edm mm śr. mm śr. mm śr.	E do 1 śr. E do 2 śr. E do m śr. mm mm mm
57	2 od d.	$A_{1,2} = G_{1,2} \cdot DN_{1,2} + I_{1,2}$	$A_{1,2} = G_{1,2} \cdot DN_{1,2} + I_{1,2}$
58	1 od g.	$G_{1,2}; I_{1,2}$	$G_{1,2}; I_{1,2}$
68	9 od d. 8 od d. 7 od d.	symulowanego (wzór 83) czynnik g.	symulacyjnego (wzór 89) czynnik k.
69	2 od g.	lowanym modelu	lacyjnym modelu



Ryc. 26. Parametry roślinno-glebowe obszaru łąk testowych określone na podstawie zdjęć satelitarnych AVHRR/NOAA
 Mapy opracowała mgr. K. Stankiewicz

Soil vegetation parameters for grassland test site assessed on the basis of satellite images AVHRR/NOAA
 A - Temperature; B - NDVI; C - Evapotranspiration; D - LAI; E - Soil moisture; F - Biomass

ISBN 83-86682-02-7
PL ISSN 0373-6547

<http://rcin.org.pl>

