

**Tytus Karlikowski<sup>1</sup>, Katarzyna Dąbrowska-Zielińska<sup>2</sup>, Tomasz Zawila-Niedźwiecki<sup>1</sup>, Maria Gruszczyńska<sup>2</sup>, Zygmunt Santorski<sup>1</sup>, Hanna Sakowska<sup>1</sup>, Małgorzata Janowska<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Zakład Ochrony Przeciwpożarowej Lasu,  
Instytut Badawczy Leśnictwa,  
Sękocin, 05-090 Raszyn

<sup>2</sup>Ośrodek Teledetekcji i Informacji Przestrzennej – OPOLIS  
Instytut Geodezji i Kartografii  
ul. Jasna 2/4, 00-950 Warszawa

## WYKORZYSTANIE ZDJĘĆ SATELITARNYCH NOAA-AVHRR DO WSPOMAGANIA OCENY ZAGROŻENIA POŻAROWEGO LASU

THE USE OF NOAA-AVHRR IMAGES FOR FOREST FIRE RISK ASSESSMENT

**Abstract.** *Analysis of the satellite images allows to conclude that these images can be used for forest fire risk assessment. The recent investigations show the relationship between soil moisture as well as state of plants and evapotranspiration, calculated on the basis of NOAA data. As a next step the possibility of the use of NOAA-AVHRR data for forest fire risk assessment was investigated. Investigations were concentrated on proving a thesis that indexes derived from NOAA satellite images reflect the parameters determining flammability of forest stands, so NOAA data may be used for forest fire risk forecast. Satellite images were used to calculate radiative temperature, evapotranspiration as well as vegetation indexes describing the changes of spectral characteristics of forest. Researches were oriented to find out the relations between these parameters and other ground and meteorological parameters characterizing flammability of forest stands.*

**Key words:** forest fire risk, NOAA- AVHRR.

# 1. WSTĘP

Występowanie pożarów lasu ma tendencję narastającą nie tylko w Polsce, ale i w innych krajach. Pożary lasu wyrządzają wiele szkód, których rodzaj zależy od typu pożaru. Polskie leśnictwo, w zależności od piętra lasu objętego pożarem, wyróżnia pożary: podpowierzchniowe (torfowo-murszowe), pokrywy gleby (stanowiące 75% wszystkich występujących w Polsce pożarów lasu), całych drzewostanów oraz pojedynczych drzew. Większość z nich nie osiąga powierzchni 1 ha, ale rysuje się wyraźna tendencja wzrostu liczby dużych pożarów lasu.

W 1992 roku, katastrofalnym z punktu widzenia liczby powstałych pożarów lasu, zarejestrowano w Polsce 14 446 pożarów (blisko 5 razy więcej niż średnio w latach ubiegłych), które objęły około 37 000 ha (około 12 razy więcej niż w przeciętnym roku). Główne czynniki powodujące tak dużą liczbę pożarów to długotrwały brak opadów i wysokie temperatury powietrza. Panuje przekonanie, że na wielu obszarach naszego kraju tworzy się nowa kategoria zagrożenia pożarowego, będąca wynikiem jednoczesnego występowania co najmniej trzech powiązanych ze sobą zjawisk: długotrwałej suszy, dużego ruchu turystycznego oraz skutków zanieczyszczenia powietrza (osłabianie i zamieranie drzew, przerzedzenie drzewostanów, bujny wzrost traw).

Niniejsza praca omawia wyniki badań nad wykorzystaniem zdjęć satelitarnych NOAA do określania zagrożenia pożarowego lasu. Były one prowadzone w Zakładzie Ochrony Przeciwpożarowej Lasu Instytutu Badawczego Leśnictwa we współpracy z Ośrodkiem Teledetekcji i Informacji Przestrzennej Instytutu Geodezji i Kartografii w ramach grantu KBN Nr 6 6179 91 02.

## 2. OMÓWIENIE PROBLEMATYKI

Według klasyfikacji, dokonanej przez Wspólnoty Europejskie, Polska zalicza się do II kategorii zagrożenia pożarowego lasów – najwyższej ze wszystkich krajów środkowej i wschodniej Europy. Do wyższej, I kategorii zagrożenia pożarowego, zalicza się jedynie lasy basenu Morza Śródziemnego, gdzie ze względu na klimat i typy pokrywy roślinnej pożary lasu uznaje się za klęskę żywiołową.

Występowanie pożarów leśnych w Polsce należy powiązać zarówno ze składem gatunkowym drzewostanów, ich wiekiem, typem siedliskowym lasu, położeniem geograficznym, jak i ich funkcją.

Najbardziej narażone na powstawanie pożarów są drzewostany iglaste, przede wszystkim sosnowe, występujące na siedliskach: boru świeżego, boru suchego i boru mieszanego świeżego. Drzewostany takie zaliczane są do klasy A

(dużego zagrożenia pożarowego) i obejmują około 60% powierzchni leśnej kraju. Do klasy B (średniego zagrożenia pożarowego) zaliczane są drzewostany na bogatych siedliskach, między innymi boru mieszanego wilgotnego, który obejmuje tylko około 3,5% powierzchni leśnej, lecz jest nierównomiernie rozmieszczony: w Regionalnej Dyrekcji Lasów Państwowych (RDLP) w Katowicach stanowi 14,1%, w RDLP Kraków – 13,3%, a w pozostałych RDLP od 1 do 6,5% powierzchni leśnej.

Istotnym czynnikiem decydującym o zagrożeniu pożarowym jest wiek drzewostanów. Najbardziej podatnymi na powstawanie pożarów są drzewostany I, II i III klasy wieku, stanowiące około 61% powierzchni wszystkich lasów w Polsce. W nich powstają najgroźniejsze pożary. Dotyczy to przede wszystkim tych drzewostanów sosnowych, w których bogate runo leśne i podszyt przyczyniają się do przeistoczenia pożarów pokrywy gleby w pożary całkowite (wierzchołkowe).

Czynnikiem zwiększającym stopień zagrożenia pożarowego lasu jest także oddziaływanie emisji przemysłowych oraz grzybów, zarówno patogenów korzeni, (huba korzeni i opieńka), jak i patogenów strzał (huba sosny, huba pospolita) oraz grzybów powodujących choroby pędów i igieł. W wyniku łącznego oddziaływania emisji przemysłowych i grzybów następuje defoliacja koron, zamieranie korzeni i całych drzew. Osłabione drzewa są łatwo zasiedlane przez szkodniki owadzie, które przyspieszają tempo zamierania lasu. W rezultacie powstają w drzewostanie łatwo zachwaszczające się luki, wzrasta masa posuszu i pogarsza się stan zdrowotny lasu.

Potencjalne zagrożenie pożarowe lasów wiąże się również z penetracją ich przez ludzi, szczególnie wokół dużych aglomeracji miejskich. Praktycznie jedynym sprawcą pożarów lasu w Polsce jest właśnie człowiek, który nierozmyślnie lub rozmyślnie powoduje zapalenia.

Zwiększanie się ilości pożarów jest zjawiskiem związanym bezpośrednio z działalnością gospodarczą człowieka w lesie, jak i coraz częstszym przebywaniem w nim ludzi. Na powierzchniach objętych ogniem proces produkcyjny (wzrost drzewostanu) zostaje przerwany lub w różnym stopniu zakłócony. W przypadku całkowitego zniszczenia drzewostanu i wyřębu interwencyjnego straty ekonomiczne są wyliczane i wykazywane, natomiast w przypadku uszkodzenia drzewostanu, określenie strat ekologicznych na obecnym etapie rozwoju nauk leśnych jest niezmiernie trudne. Znane stwierdzenie, że pożar jest jednym z elementów łańcucha chorobowego drzewostanu prowadzącym do znacznego obniżenia jego wartości przyrodniczo-gospodarczej, nie zostało jeszcze przełożone na wartości ekonomiczne. Całkowite wyeliminowanie pożarów lasu jest niemożliwe, należy więc dążyć do zmniejszenia ryzyka jego powstania i swobodnego rozwoju.

Wypracowany w Polsce na przestrzeni ostatnich kilkunastu lat system ochrony przeciwpożarowej obszarów leśnych w pełni sprawdził się, przynosząc

zmniejszenie średniej wielkości pożaru z 1,48 ha (lata 1976-80) do 0,70 ha w 1991, 0,83 ha w 1993, 0,49 ha w 1994 i 0,38 w 1995 roku. Jedynie w katastrofalnym roku 1992 wielkość średniego pożaru lasu przekroczyła 3 ha.

Z badań przeprowadzonych przez Zakład Ochrony Przeciwpożarowej Lasu IBL wynika, iż pożary mogą występować w naszych warunkach klimatycznych i geograficznych zarówno wiosną, jak i w lecie. Ich rozwój zależy od typu drzewostanów, w jakich powstał pożar, i panujących w danym dniu warunków atmosferycznych. W okresie wiosennym mamy do czynienia przede wszystkim z pożarami drzewostanów młodszych klas wieku, natomiast w okresie późnowiosennym i letnim duże pożary obejmują drzewostany różnych klas wieku.

Stosowany w Polsce system zwalczania pożarów lasu dąży do spełnienia czterech podstawowych warunków: wczesnego wykrycia ognia, dużej operatywności działania, zdolności przewidywania rozwoju ognia, dużej intensywności gaśniczej we wstępnej fazie akcji.

Polski system oparty jest na:

- a) ocenie potencjalnego i aktualnego zagrożenia obszarów leśnych,
- b) zmiennym, wynikającym z aktualnego zagrożenia, sposobie obserwacji i wczesnego wykrywania zaistniałych pożarów,
- c) optymalnym zorganizowaniu sił i środków jednostek ratowniczo-gaśniczych Państwowej Straży Pożarnej, Ochotniczej Straży Pożarnej i Lasów Państwowych oraz przygotowaniu terenów leśnych, wynikającym z potencjalnego i aktualnego zagrożenia danego obszaru do walki z pożarami, jak również ze znajomości parametrów rozwoju pożaru w określonym środowisku leśnym.

Stosowana obecnie metoda oceny potencjalnego zagrożenia pożarowego obszarów leśnych w Polsce została opracowana w latach siedemdziesiątych przez Instytut Badawczy Leśnictwa. Ocena ta, określana jako kategoryzacja obszarów leśnych w zależności od zagrożenia pożarowego, oparta jest na wieloskładnikowej klasyfikacji, w której cztery składniki są stabilne: skład gatunkowy drzewostanów, wiek drzewostanu, warunki klimatyczne, położenie geograficzne (ośrodki przemysłowe, aglomeracje miejskie), a jeden zmienny – częstotliwość występowania pożarów w ostatnim dziesięcioleciu.

Końcowym efektem tej oceny jest zaliczenie danego obszaru (nadleśnictwa) do jednej z trzech kategorii zagrożenia pożarowego.

Równoległe z oceną potencjalnego zagrożenia pożarowego obszarów leśnych została wprowadzona do praktyki ocena aktualnego zagrożenia, czyli codzienne prognozowanie w okresie palności, trwającym na ogół 200-240 dni w roku. Opiera się ona na wynikach pomiarów wilgotności ściółki i wilgotności powietrza korygowanych przez poprawkę opadową. Lasy całej Polski podzielone są na 34 strefy prognostyczne, w których dwa razy dziennie (o godzinie 9:00 i 13:00) określany jest stopień zagrożenia lasów przez pożary. Aktualnie obowiązuje skala czterostopniowa: 0 – brak zagrożenia, 1, 2, 3 – stopnie wzrastającego zagrożenia.

Informacje o stopniu zagrożenia pożarowego lasu oraz o wilgotności ścióły są wykorzystywane do analizy zagrożenia w danym dniu lub w wybranym okresie. Na podstawie informacji o stopniach zagrożenia pożarowego lasu w poszczególnych strefach oblicza się średni wskaźnik zagrożenia pożarowego lasu dla kraju (WZPLśw). Porównanie wartości wskaźnika dla kolejnych terminów obserwacji wskazuje na tendencję zmian zagrożenia pożarowego lasu. Jak wynika z kilkuletnich obserwacji, poziom bezpieczeństwa pożarowego w lasach charakteryzowany jest wartością wskaźnika WZPLśw  $\leq 1,5$ .

Jak już wspomniano, istnieje tendencja do wzrastania liczby pożarów leśnych i wydaje się, że jest to zjawisko nieodwracalne. Wzrasta również powierzchnia ogólna spalonego lasu. W tej sytuacji należy dążyć do zmniejszenia średniej powierzchni przeciętnego pogorzelska.

Pięć ostatnich sezonów palności (okres od 1 kwietnia do 30 września) charakteryzowało się wysokim zagrożeniem pożarowym lasów. W latach 1991-1995, w stosunku do lat 1986-1990 nastąpiło przesunięcie szczytu palności z miesięcy wiosennych na letnie oraz zwiększenie się liczby pożarów w poszczególnych miesiącach. Przed 1991 rokiem, rekordowym pod względem liczby pożarów był maj 1988, kiedy to zanotowano 1295 pożarów. W ostatnich latach największa liczba pożarów powstała w sierpniu 1992 r. (4102) i w lipcu 1994 r. (4885; wg danych Komendy Głównej Państwowej Straży Pożarnej).

Zagrożenie pożarowe lasów w latach 1991-1995 było zmienne. Rok 1991 był przeciętny z punktu widzenia palności lasów. Zanotowano wówczas 3008 pożarów, a wskaźnik WZPLśw wyniósł 1,5.

Rok 1992 charakteryzował się bardzo wysoką palnością drzewostanów. Wydarzyło się wtedy 14 446 pożarów lasu, czyli blisko 5 razy więcej niż w roku poprzednim. Średni wskaźnik WZPLśw wyniósł 1,8, a w sierpniu, kiedy zanotowano 4102 pożary osiągnął wartość 2,2. Teoretycznie najwięcej pożarów w omawianym roku mogło zdarzyć się w czerwcu, gdyż aż 61% dni tego miesiąca charakteryzowało się trzecim stopniem zagrożenia pożarowego lasu, a wskaźnik WZPLśw wynosił 2,4.

W sezonie palności 1993 r. zanotowano 8000 pożarów, przy średniej wartości wskaźnika WZPLśw = 1,5. W kwietniu i w maju, gdy miała miejsce większość pożarów (6083), wskaźnik ten osiągał wartości odpowiednio 1,9 i 2,3.

W roku 1994 zagrożenie pożarowe było nadal wysokie osiągając maksimum w lipcu (2,7), kiedy to zanotowano 5000 pożarów, czyli połowę z całego okresu palności. Warto przypomnieć, że średnia roczna liczba pożarów w pięcioleciu 1985-1990 wynosiła 3000.

W lipcu i sierpniu 1995 roku wskaźnik WZPLśw wyniósł 2,2. Prawie przez cały sierpień na większości terenów leśnych obowiązywał zakaz wstępu do lasu oraz prowadzona była intensywna akcja ostrzegawcza w prasie, radiu i telewizji,

dzięki czemu nie padł rekord liczbowy pożarów, chociaż ich liczba w sierpniu przekroczyła 3000.

Od lat nie zmienia się geografia występowania pożarów lasu w Polsce. Notuje się ich najwięcej w województwach: zielonogórskim, katowickim, warszawskim, szczecińskim, wrocławskim, toruńskim i bydgoskim.

Metoda określania zagrożenia pożarowego lasu oparta na pomiarach wilgotności ścioly i powietrza jest z powodzeniem stosowana w Lasach Państwowych. Jednak wraz z rozwojem techniki pojawiają się teoretyczne koncepcje nowych rozwiązań. Analiza parametrów zdjęć wykonywanych przez satelity meteorologiczne doprowadziła do sformułowania tezy, że mogą być one wykorzystywane do określania zagrożenia pożarowego lasów.

Badania prowadzone w kilku ośrodkach wykazały, że istnieje związek pomiędzy wilgotnością gleby oraz stanem roślinności a ewapotranspiracją określaną na podstawie danych NOAA (DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA 1987, DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA i in. 1991). W wyniku tych badań zrodziła się koncepcja zbadania możliwości zastosowania zdjęć AVHRR do określania zagrożenia pożarowego w naszych lasach. Postawiono tezę, że wskaźniki otrzymane z tych zdjęć mogą odzwierciedlać parametry, które determinują podatność lasu na ogień, a więc zdjęcia wykorzystywane przez satelity NOAA mogą być wykorzystywane do prognozowania zagrożenia pożarowego lasu.

Rozdzielczość czasowa pozyskiwania zdjęć oraz łatwość ich odbioru w czasie rzeczywistym stanowią ogromny atut obrazowań wykonywanych przez satelity serii NOAA. Skaner AVHRR, w jaki są one wyposażone, wraz z systemem wysokorozdzielczej transmisji obrazów – HRPT (High Resolution Picture Transmission) wykazuje szereg zalet umożliwiających jego operacyjne wykorzystanie. Przede wszystkim rejestruje on szeroki zakres spektrum, a wysoka rozdzielczość czasowa pozwala pozyskiwać kilka zdjęć w ciągu doby. Duże pole widzenia skanera AVHRR umożliwia jednoczesne zobrazowanie całego kraju, a rozdzielczość terenowa (rzędu 1,1 km w punkcie podsatelitarnym) powoduje uśrednienie odpowiedzi spektralnej, co pozwala na uniknięcie zakłóceń przez lokalne zmiany w odbiciu i emisji promieniowania elektromagnetycznego od obiektów na powierzchni Ziemi.

### 3. MATERIAŁY I METODA

Badania koncentrowały się na obliczaniu, na podstawie zdjęć NOAA, temperatury radiacyjnej drzewostanów, ich ewapotranspiracji oraz wskaźników roślinności, opisujących zmiany w charakterystykach spektralnych lasu oraz na

znalezieniu relacji pomiędzy tymi parametrami a parametrami terenowymi, charakteryzującymi palność drzewostanów oraz parametrami meteorologicznymi.

W celu bieżącej rejestracji zdjęć NOAA zakupiono i zainstalowano stację odbiorczą rejestrującą zdjęcia satelitarne w czasie rzeczywistym. Stacja ta jest pierwszą w Polsce w pełni profesjonalną stacją odbioru zdjęć wykonywanych przez satelity NOAA.

W badaniach wykorzystywano dane mierzone przez leśne stacje meteorologiczne wyposażone w automatyczne zestawy pomiarowe. Dla celów referencyjnych prowadzono także pomiary wilgotności ściółki.

### 3. 1. Zdjęcia satelitarne NOAA

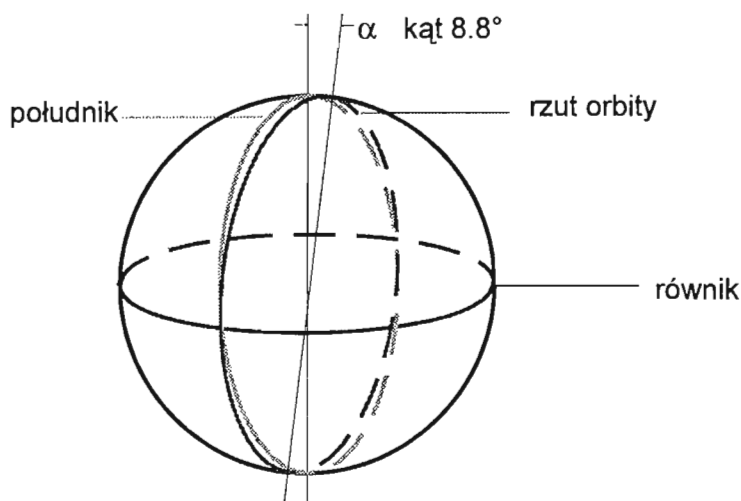
Podczas prac związanych z określaniem zagrożenia pożarowego lasów prowadzono odbiór i rejestrację zdjęć z satelitów meteorologicznych TIROS-N/NOAA.

Pierwsze satelity meteorologiczne serii TIROS umieszczone zostały na orbicie okołozemskiej w latach sześćdziesiątych. Druga generacja tych satelitów eksploatowana była w latach 1969-1978. Nosiły one zmienioną nazwę TIROS/NOAA i do tej serii należą satelity NOAA o numeracji od 1 do 5. Trzecia generacja satelitów zapoczątkowana została w 1978 roku. Są to satelity serii TIROS-N/NOAA począwszy od numeru 6.

Podczas prowadzenia badań aktywnych było pięć satelitów oznaczonych numerami 9, 10, 11, 12, 14, przy czym okres ich aktywności nie pokrywał się.

Podstawowe parametry orbit satelitów NOAA są następujące (ryc. 1):

- nominalna wysokość orbity 853 km,
- czas obiegu Ziemi 101-102 min,
- kąt inklinacji  $98,8^\circ$ .



Ryc. 1. Podstawowe parametry orbit satelitów NOAA

Fig. 1. NOAA orbit parameters

Dla każdego satelity NOAA całkowity okres obrazowania kuli ziemskiej wynosi 14,5 doby. Odpowiedni dobór parametrów orbit pozwala obserwować ten sam punkt na Ziemi dwa razy dziennie przez tego samego satelitę. Dość często okazuje się jednak, że badana powierzchnia "widziana" jest przez satelitę, ale tylko przy maksymalnym kącie wychylenia skanera, tak iż zniekształcenia obrazu uniemożliwiają jego wykorzystanie. W praktyce więc, przy aktywności czterech satelitów tej serii, dane nadające się do dalszej analizy można uzyskać trzy do pięciu razy na dobę.

Na pokładach satelitów TIROS-N/NOAA zainstalowane są następujące instrumenty pomiarowe służące do rejestrowania wielu zjawisk fizycznych zachodzących na powierzchni Ziemi, w atmosferze, stratosferze i przestrzeni kosmicznej:

1) udoskonalony radiometr o bardzo dużej zdolności rozdzielczej – AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer),

2) sonda do profilowych pomiarów atmosfery – TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder), składająca się z:

– wysokorozdzielczej sondy radiometrycznej – HIRS/2 (High Resolution Infrared Radiation Sounder), będącej urządzeniem skanującym, za pomocą którego mierzy się promieniowanie Ziemi i atmosfery w 20 kanałach w zakresie podczerwieni i w jednym kanale promieniowania widzialnego,

– urządzenia do sondowania mikrofalowego – MSU (Microwave Sounding Unit), które jest radiometrem skanującym, mierzącym promieniowanie w 4 kanałach fal milimetrycznych,

– urządzenia do sondowania stratosfery – SSU (Stratospheric Sounding Unit), które jest radiometrem skanującym mierzącym promieniowanie górnych warstw atmosfery w 3 kanałach pracujących w zakresie podczerwieni,

– systemu odbierania sygnałów z automatycznych posterunków hydrologiczno-meteorologicznych i przekazywania ich do naziemnych stacji odbiorczych – DCS (Data Collection System),

– urządzenia do pomiaru bilansu energetycznego Ziemi – ERBE (Earth Radiation Budget Experiment),

– urządzenia do pomiaru wstecznego promieniowania ultrafioletowego – SBUV/2 (Solar Backscatter Ultraviolet Radiometer).

Informacje z HIRS i MSU są wykorzystywane do wyznaczenia pionowych profili temperatury, wilgotności i całkowitej zawartości ozonu. Dane pochodzące z SSU służą do wykreślenia map stratosferycznych, czyli rozkładów przestrzennych temperatury w górnych warstwach atmosfery.

Najważniejszym, z punktu widzenia badania powierzchni Ziemi, instrumentem zainstalowanym na satelicie NOAA jest radiometr o wysokiej rozdzielczości - AVHRR. Urządzenie to rejestruje promieniowanie dochodzące do niego z niewielkich kątów bryłowych w kształcie stożków. Kąt rozwarcia tych stożków



wynosi 1,3 mrad. Oś stożka (oś optyczna instrumentu) wychyla się w czasie lotu satelity w płaszczyźnie prostopadłej do kierunku jego ruchu o kąt  $\pm 55,4^\circ$  ustawiając się w 2048 pozycjach.

CHARAKTERYSTYKA SKANERA AVHRR:

Geometryczna			Radiometryczna	
kąt pełnej rejestracji	110,8 °		rozdzielczość	10 bit (1024 poziomy)
chwilowe pole widzenia	1,3 mrad		pełen sygnał	100% albedo (kan. 1 i 2)
przetwarzane pole widzenia	0,95 mrad			320 K (kan. 3, 4, i 5)
liczba pikseli w linii	2048		dokładność	stosunek sygnałów do szumów 3:1
szybkość skanowania	6Hz			dla albedo 0,5%
rozdzielczość terenowa (km):	nadir	$\pm 55,4$		NEdt 0,12 K w temp. 300 K
	wzdłuż orbity	1,1		
	w poprzek orbity	1,1		
szerokość pasa rejestracji (km):				
	wysoka rozdzielczość	2850		
	niska rozdzielczość	4000		

Radiometr AVHRR zainstalowany na satelitach NOAA rejestruje promieniowanie w następujących zakresach spektrum (kanałach):

kanal	1	2	3	4	5
zakres ( $\mu\text{m}$ )	0,58-0,68	0,72-1,10	3,55-3,93	10,3-11,3	11,5-12,5

Satelita NOAA 10 nie rejestruje promieniowania w kanale 5. W dwóch pierwszych kanałach radiometru AVHRR jest rejestrowane promieniowanie odbite od powierzchni Ziemi w zakresie widzialnym – czerwonym (kanał 1) i bliskiej podczerwieni (kanał 2). Kanał 3 rejestruje promieniowanie emitowane przez obiekty terenowe, które w ciągu dnia jest silnie zakłócone przez odbite promieniowanie słoneczne. W kanałach 4 i 5 jest rejestrowane promieniowanie w zakresie podczerwieni termalnej, charakteryzujące rozkład temperatury obrazowanej powierzchni. Dobór zakresów spektralnych sprawia, że zachmurzenie stanowi przeszkodę w rejestracji obrazu Ziemi. Uniemożliwia to więc obserwację powierzchni Ziemi znajdującej się pod chmurami.

Dane pozyskiwane za pomocą radiometru AVHRR mogą być rejestrowane kilkoma metodami. Najczęściej stosowany jest zapis danych w formie cyfrowej o pełnej rozdzielczości przestrzennej (1,1 /1,1 km):

- HRPT (High Resolutin Picture Transmission) – przesyłany bezpośrednio do stacji odbiorczej,
- LAC (Local Area Coverage) – stosowany dla obszarów poza zasięgiem stacji odbiorczej.

Dane o kilometrowej rozdzielczości mogą być agregowane do wymiarów piksela 4 x 4 km i w tej postaci transmitowane do stacji odbiorczej. Jest to zapis typu GAC (Global Area Coverage). Otrzymuje się go z danych typu LAC przez użycie tylko jednej na 3 linie skanowania. Dane typu LAC i GAC dostępne są w dwóch formatach: 10-bitowym i 16-bitowym.

Ostatnim sposobem przesyłania danych z satelity NOAA jest transmisja i zapis danych w formie analogowej o rozdzielczości około 4 km – tzw. APT (Automatic Picture Transmission).

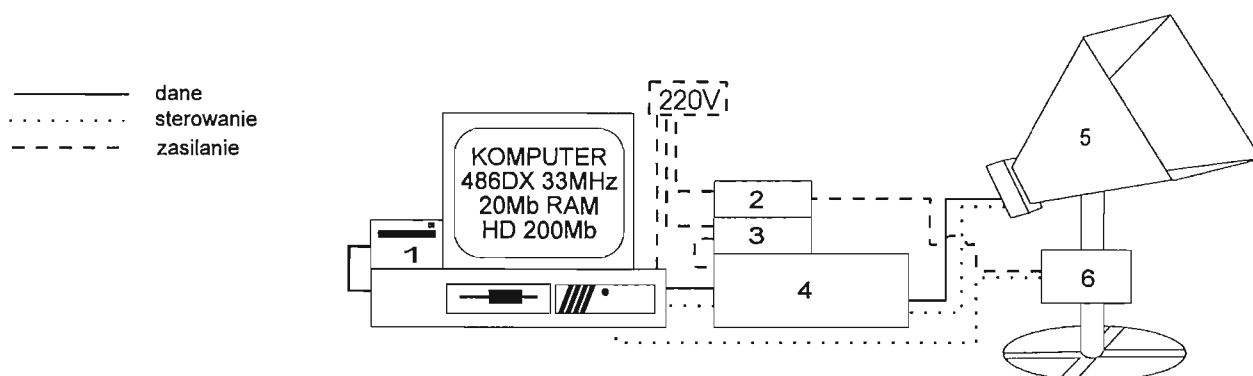
Do prac związanych ze szczegółowym badaniem środowiska przyrodniczego wykorzystuje się dane w zapisie cyfrowym o pełnej rozdzielczości przestrzennej – HRPT lub LAC. Podstawową strukturą transmisji danych HRPT jest tzw. ramka czyli charakterystyczny dla tej transmisji układ danych informacyjnych i telemetrycznych. Odpowiednie programy służą do rozkodowania ramki HRPT. W wyniku ich działania otrzymuje się zbiory z danymi radiometrycznymi AVHRR z poszczególnych kanałów spektralnych oraz kanału TIP (TIROS Information Processer) zawierającego dane charakteryzujące detektory radiometru AVHRR oraz umożliwiające lokalizację orbity satelity. W szczególności w kanale TIP zapisywane są dane kalibracyjne niezbędne do wyznaczania korekcji radiometrycznej rejestrowanych sygnałów tzw. współczynników Gain i Intersept. Służą one do przeliczania surowych wartości pikseli na wartości luminancji (kanał 3, 4, 5) i cząstkowego albedo (kanał 1, 2).

Radiometr AVHRR rejestruje dane z rozdzielczością 10-bitową. W praktyce oznacza to, że promieniowanie dochodzące do skanera opisane jest liczbą z zakresu od 0 do 1023.

Urządzenia zainstalowane na pokładzie satelitów NOAA prowadzą bieżącą transmisję otrzymanych danych drogą radiową na Ziemię.

Dane transmitowane z satelity na Ziemię odbierane są przez stację zainstalowaną w Zakładzie Przeciwpożarowej Ochrony Lasu Instytutu Badawczego Leśnictwa w Sękocinie (ryc. 2 i 3). Centralną częścią układu jest komputer klasy PC 486DX wyposażony w 20 Mb pamięci operacyjnej. Wielkość pamięci operacyjnej jest parametrem limitującym rozmiar odbieranego zdjęcia. Pamięć operacyjna o pojemności 20 Mb pozwala na odbiór zdjęć o wymiarach 1024 na 1024 piksele.

Komputer wyposażony w specjalistyczne oprogramowanie steruje pracą całości systemu. Oprogramowanie zainstalowane w komputerze zawiera informacje o orbitach i terminach lotów satelitów, co pozwala na zaplanowanie zdjęć do odbioru, a następnie ich automatyczny odbiór. Podczas planowania zdjęć



Ryc. 2. Schemat stacji odbioru zdjęć satelitarnych: 1 – urządzenie magneto-optyczne do archiwizacji danych, 2 – zasilacz anteny, 3 – zasilacz odbiornika, 4 – odbiornik, 5 – antena, 6 – układ sterowania anteny

Fig. 2. Scheme of NOAA receiving station: 1 – archiving facility, 2 – antenna's battery, 3 – receiver's battery, 4 – receiver, 5 – antenna, 6 – antenna steering facility

do odbioru operator ma możliwość wybrania obszaru, z którego dane mają zostać zarejestrowane (ryc. 4).

Odbiór zdjęcia odbywa się następująco: komputer poprzez układ sterowania położeniem anteny ustawia antenę w kierunku satelity, a po ukazaniu się satelity w zasięgu odbioru anteny dane, poprzez odbiornik, zbierane są do pamięci komputera.

Po zebraniu całości danych zostają one zapisane na dysku twardym do pliku o formacie blokowym, nadając mu jednocześnie nazwę zawierającą podstawowe informacje o zdjęciu, dotyczące: kierunku lotu satelity, numeru satelity, miesiąca, dnia, godziny i minuty wykonania zdjęcia. Zbiory te są następnie przeglądane przy pomocy serii programów będących w wyposażeniu stacji. Archiwizowane są te zbiory, które nadają się do dalszych analiz. Podczas badań prowadzonych w latach 1994-1995 zarchiwizowano około 850 zbiorów, z czego 300 w roku 1994 i 550 w roku 1995.

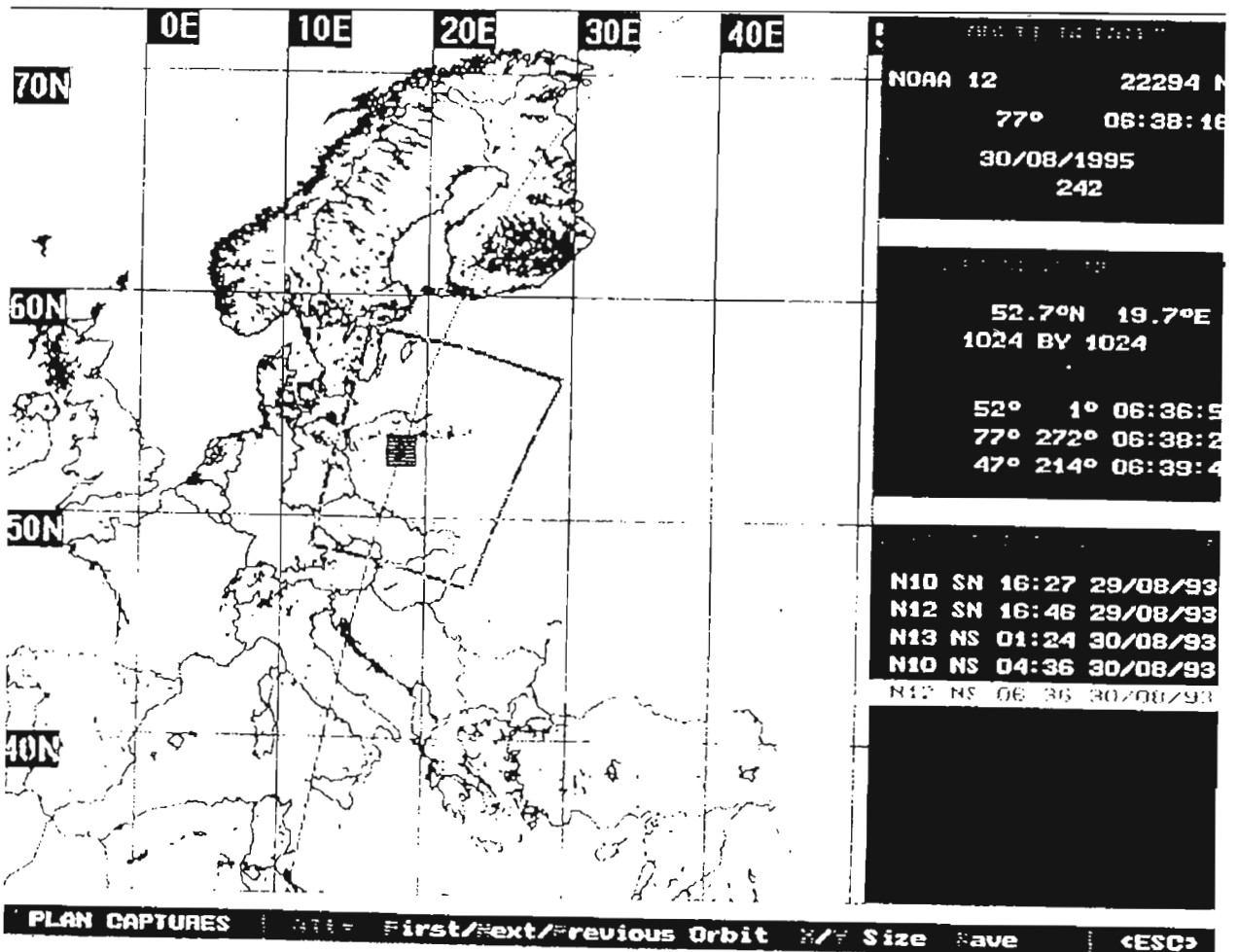
Przetwarzanie zdjęć satelitarnych rozpoczyna się od odczytania surowych wartości *DN* zarejestrowanych przez radiometr AVHRR i charakteryzujących powierzchnie badawcze.

Dane transmitowane z satelity rejestrowane są jako zbiory w formacie blokowym. Struktura takiego zbioru obejmuje: nagłówek, zawierający między innymi informacje o czasie odbioru i powierzchni rejestrowanej, dane z sondy TOVS, dane ze skanera AVHRR, informacje o błędach w transmisji. Pierwszym krokiem, po kalibracji i zwizualizowaniu zdjęcia, jest odnalezienie w zbiorze danych miejsca, które obejmuje interesujący nas obszar. Na podstawie informacji geograficznych o obszarze, z którego dokonano rejestracji, oraz położenia geograficznego powierzchni pomiarowej możliwe



Ryc. 3. Widok anteny do odbioru zdjęć satelitarnych

Fig. 3. Antenna of NOAA receiving station



Ryc. 4. Przykład planowania zdjęć do odbioru zdjęć satelitarnych

Fig. 4. Coverage of particular NOAA data transmission



kanal 1



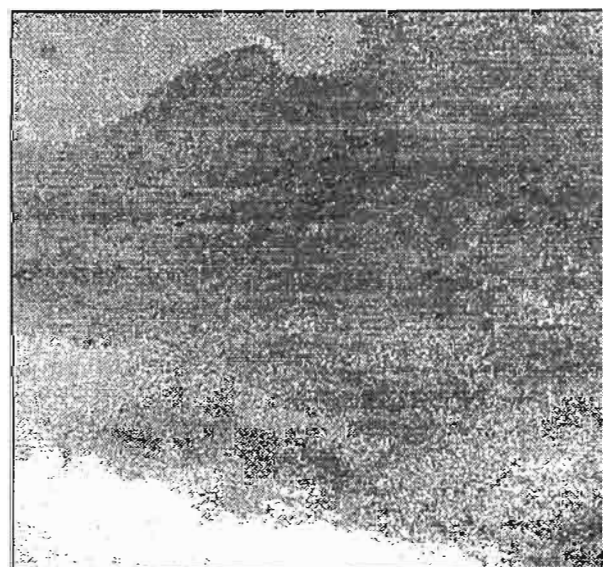
kanal 2



kanal 3



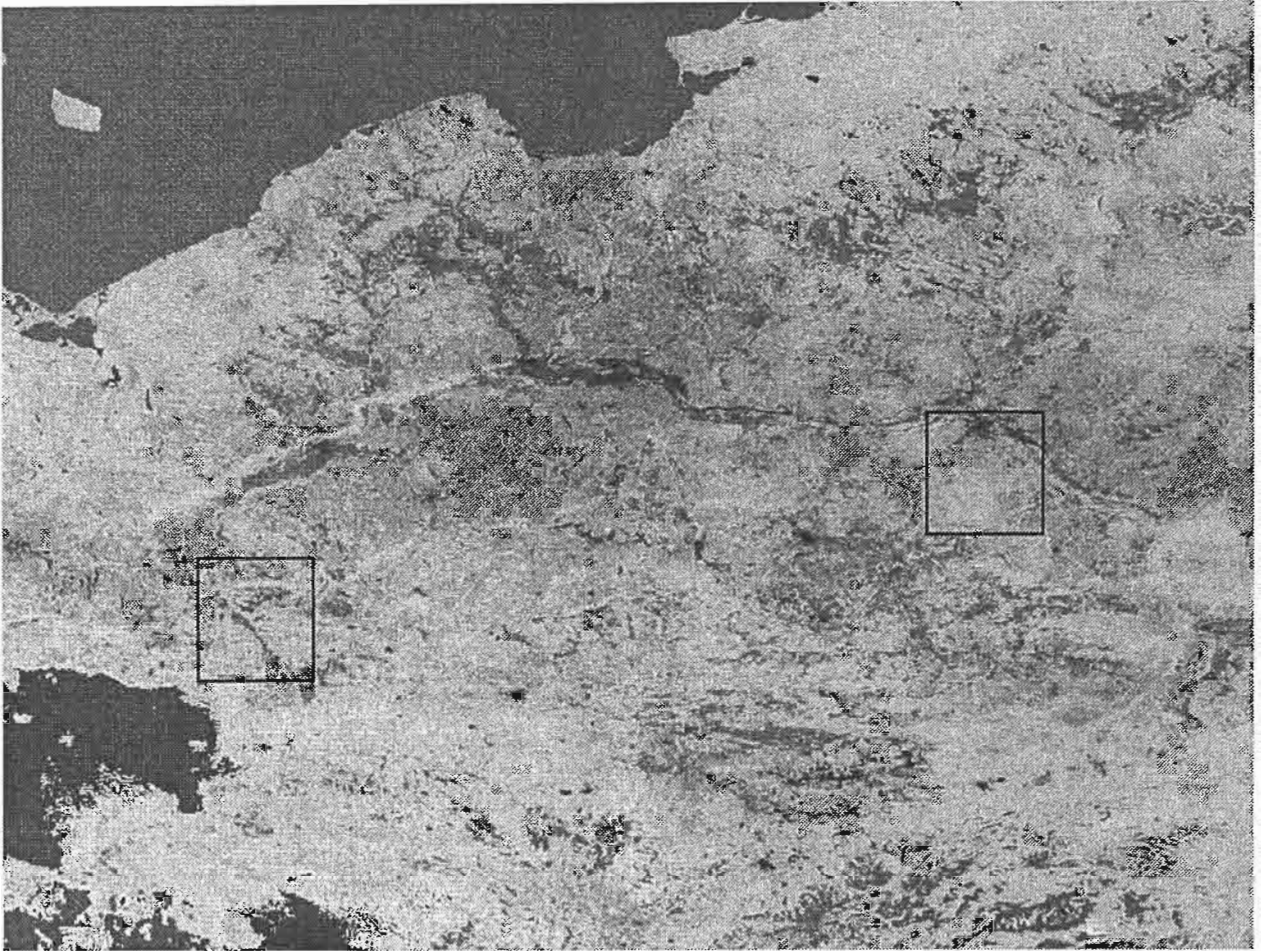
kanal 4



kanal 5

**Ryc. 5. Przykładowe zdjęcia z satelity NOAA AVHRR z dnia 29.07.1995 r. o godz. 6:32 GMT; obraz dla pięciu kanałów**

**Fig. 5. NOAA-AVHRR images taken in 5 channels, 29.07.1995: 6.32 GMT**



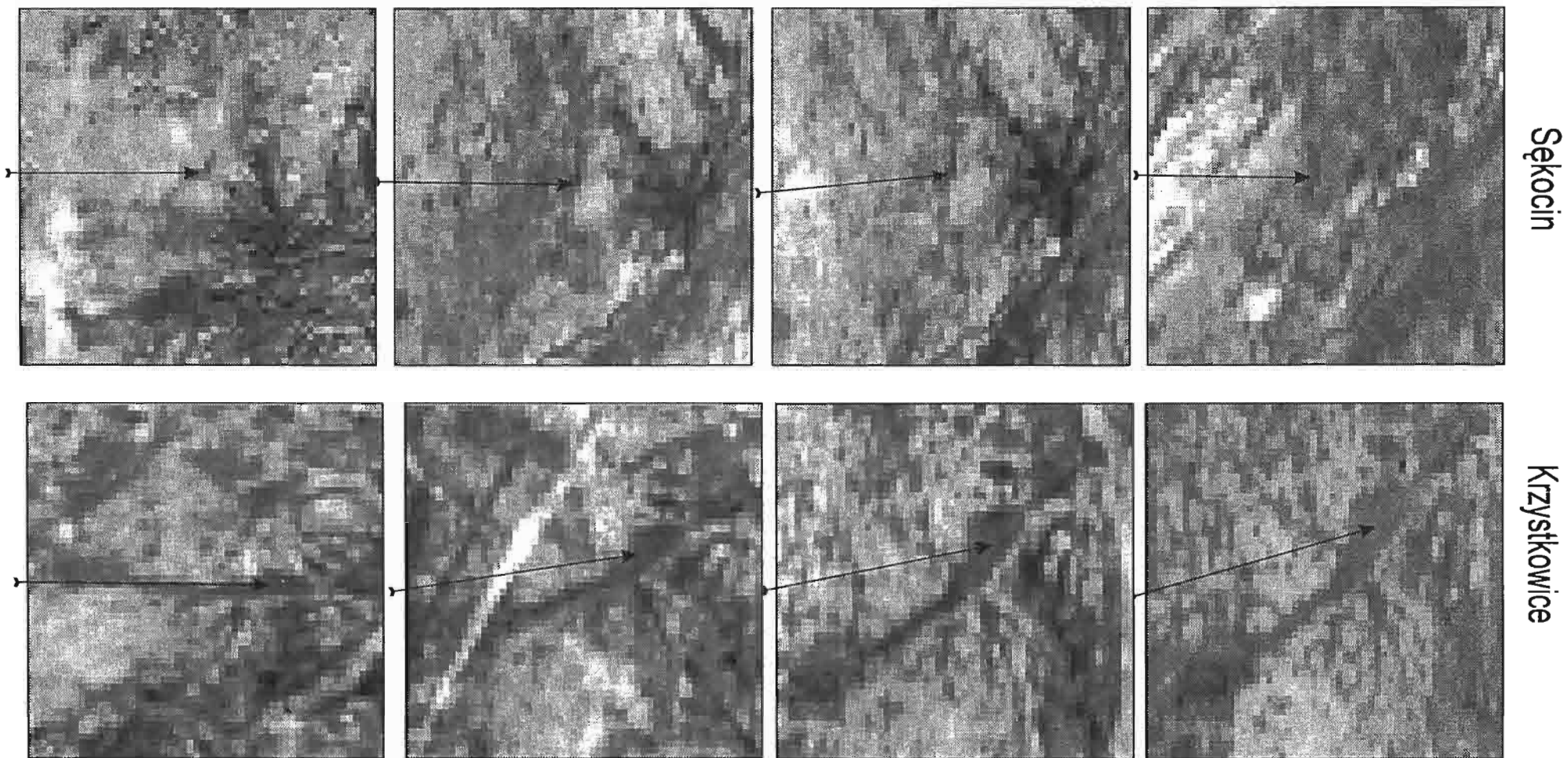
Ryc. 6. Obraz NOAA z zaznaczeniem obszarów wybranych do dalszej analizy (56 x 56 pikseli)

Fig. 6. NOAA image with frames of 56 x 56 pixels size test sites

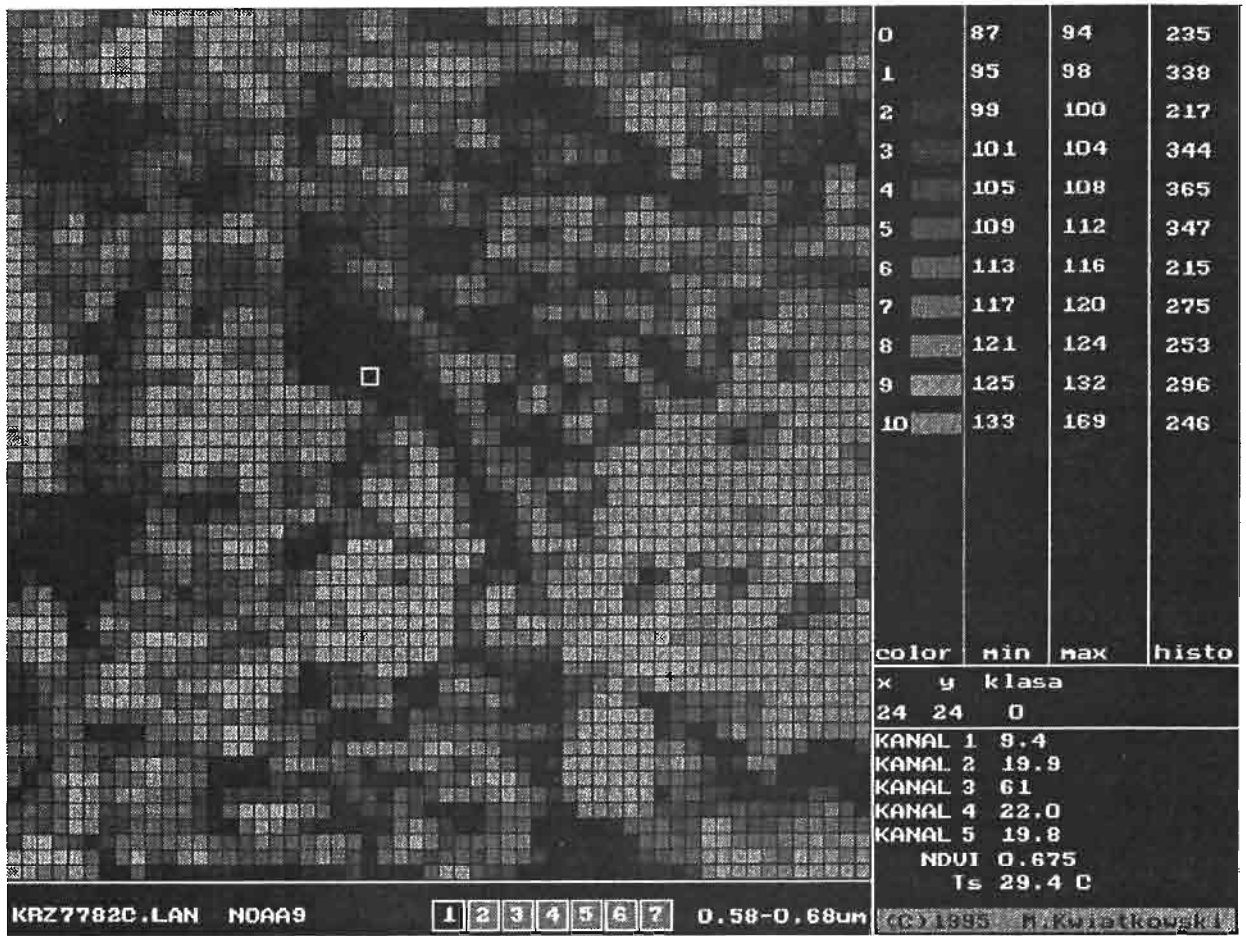
jest, z dokładnością do kilku pikseli, określenie tego miejsca na zdjęciu. Następny etap obejmuje wycięcie z całego zdjęcia fragmentu stanowiącego kwadrat 56 x 56 pikseli, w którym znajduje się wyszukany wcześniej piksel odpowiadający położeniu stacji meteorologicznej (ryc. 5 i 6).

W zależności od położenia satelity w stosunku do obszaru badań, obraz powierzchni badawczej na zdjęciu był w mniejszym lub większym zakresie zdeformowany (ryc. 7). Przy doborze pikseli do odczytywania wartości spektralnych zarejestrowanych przez skaner satelity kierowano się zasadą wybierania tylko pikseli wewnętrznej części poligonu, aby wyeliminować możliwość błędnych odczytów wartości pikseli mieszanych (mikseli) obrazujących obszar graniczny las – pole.

Podczas prac związanych z przetwarzaniem danych prowadzono selekcję zdjęć pod kątem ich przydatności do końcowej analizy, eliminując zdjęcia z zachmurzeniem uniemożliwiającym odczytanie danych. Odrzucano także zdjęcia, w których temperatury określone dla kanału 4 i 5 różniły się znacznie, co świadczyło o silnym zmętnieniu powietrza lub zachmurzeniu niewidocznym bezpośrednio na zdjęciu.



Ryc. 7. Widok i lokalizacja poligonów badawczych w Krzystkowicach i Sękocinie w zależności od układu zdjęcia dla kilku wybranych obrazów  
Fig. 7. Krzystkowice and Sękocin test sites locations on NOAA images registered from different orbits



Ryc. 8. Wydruk ekranu komputera w trakcie pracy programu "image"

Fig. 8. Screen print of "image" computer programme

Odczytywanie surowych wartości spektralnych poszczególnych pikseli za pomocą systemu przetwarzania obrazu Erdas, a następnie obliczanie albedo dla kanału 1 i 2, luminancji dla kanału 3, oraz temperatur dla kanału 4 i 5 okazało się bardzo czasochłonne. Dla ułatwienia i przyspieszenia tego etapu prac opracowano program komputerowy. Podstawowym zadaniem tego programu było szybkie przeglądanie zbiorów typu lan o rozmiarze 56 x 56 pikseli, oraz obliczanie temperatur dla 4 i 5 kanału z uwzględnieniem współczynników Gain i Intercept.

Program pozwala na wybranie do przeglądania dowolnego zdjęcia z listy, a następnie na jego przeglądanie w jednym z wybranych kanałów lub też przeglądanie przetworzonych obrazów temperatury  $TS$  (powstałej po korekcji atmosfery), oraz nieskorygowanego znormalizowanego wskaźnika zieleni ( $NDVI$ ). Podczas przeglądania na ekranie pojawiają się pełne informacje dotyczące wybranego piksela wskazanego przez kursor (ryc. 8). Ze względu na dużą przydatność programu wszystkie dane z roku 1995 opracowano za jego pomocą. W wyniku tych przetworzeń otrzymano około 250 zbiorów zawierających pełne informacje dotyczące:

- daty rejestracji obrazu,
- czasu (godz:min) rejestracji obrazu GMT,



- albedo dla kanału 1,
- albedo dla kanału 2,
- temperatury w kanale 3,
- wskaźnika NDVI,
- temperatury radiacyjnej w 4 kanale (T4) [K],
- temperatury radiacyjnej w 5 kanale (T5) [K],
- temperatury powierzchniowej  $TS$  [K].

Zbiory te zostały następnie poddane szczegółowej analizie. W jej wyniku odrzucono ponad połowę pomiarów. Decydowały o tym:

- czas rejestracji – odrzucano zobrazenia wczesnoranne i późnowieczorne, jako niereprezentatywne z punktu widzenia oceny zagrożenia pożarowego,
- występowanie niewidocznego zachmurzenia powodującego zakłócenia danych,
- posiadanie kompletnych danych meteorologicznych z dni i godzin rejestracji satelitarnych,
- posiadanie informacji o wilgotności ściółki.

Dane pozyskane w ten sposób wraz z danymi meteorologicznymi z godzin odpowiadających terminowi rejestracji zdjęć posłużyły następnie do określenia korelacji pomiędzy informacjami uzyskanymi z satelity a parametrami meteorologicznymi w drzewostanie, wilgotnością ściółki i zagrożeniem pożarowym lasów.

### 3.1.1. Korekcja radiometryczna obrazu NOAA

Na sygnał rejestrowany przez radiometr AVHRR satelity NOAA ma wpływ wiele czynników. Niektóre z nich, jak również metody korekcji ich wpływu zostaną omówione poniżej.

#### ZAKRES WIDZIALNY PROMIENIOWANIA ELEKTROMAGNETYCZNEGO

Całkowite napromienienie powierzchni Ziemi  $E_i$  stanowi sumę tłumionego promieniowania bezpośrednio pochodzącego od Słońca  $E_s$  oraz dyfuzyjnego promieniowania pochodzącego od nieba  $E_d$ .

$$E_i(\Theta_s, \lambda) = E_s(\Theta_s, \lambda) + E_d(\Theta_s, \lambda) = E_0(\lambda) \cdot T_d(\Theta_s, \lambda) \cdot \cos(\Theta_s) + E_d(\Theta_s, \lambda)$$

gdzie:

$E_0(\lambda)$  – napromienienie na granicy atmosfery (bezpośrednie promieniowanie słoneczne),

$T_d(\Theta_s, \lambda)$  – całkowity współczynnik transmisji na drodze od granicy atmosfery do powierzchni Ziemi,

$\Theta_s$  – kąt zenitalny Słońca,

$\lambda$  – długość fali promieniowania elektromagnetycznego.

Wiązka promieniowania słonecznego ulega osłabieniu na drodze do powierzchni Ziemi na skutek występowania zjawiska rozpraszania i pochłaniania. Mamy tu głównie do czynienia z rozpraszaniem Rayleigh'a i aerozolowym oraz pochłanianiem przez cząsteczki ozonu, pary wodnej i mieszaninę innych gazów. Całkowity współczynnik transmisji wyrazić można wzorem (STOKKOM, VEUGEN 1985):

$$T_{dt}(\Theta_s, \lambda) = T_R \cdot T_{O_3} \cdot T_a \cdot T_w \cdot T_{mg}$$

Wartość luminancji energetycznej rejestrowanej przez satelitę można opisać wzorem:

$$L_s(\Theta, \lambda) = \frac{1}{\pi} \cdot T_{ut}(\Theta, \lambda) \cdot E_i(\Theta_s, \lambda) \cdot r + L_p(\Theta, \lambda)$$

gdzie:

$r$  – współczynnik odbicia obiektu na powierzchni Ziemi,

$\Theta_s$  – kąt zenitalny kierunku wiązki promieniowania biegnącej od powierzchni Ziemi do czujnika na satelicie, ściśle związany z położeniem piksela w linii skanowania,

$T_{ut}(Q, l)$  – całkowity współczynnik transmisji promieniowania na drodze od powierzchni Ziemi do czujnika na satelicie,

$L_p(\Theta, \lambda)$  – wartość luminancji rejestrowanej na pokładzie satelity nie związanej z badanym obiektem na powierzchni Ziemi.

Na wartość  $T_{ut}$  mają wpływ te same czynniki co na wartość  $T_{dt}$ .

W skład wielkości  $L_p$  wchodzi:

– promieniowanie emitowane przez atmosferę (do pominięcia w kanałach rejestrujących widzialny zakres widma elektromagnetycznego),

– część promieniowania słonecznego, które uległo rozproszeniu na drodze między granicą atmosfery a powierzchnią Ziemi (do pominięcia w kanałach termalnych),

– promieniowanie pochodzące od obszarów sąsiadujących z badanym (do pominięcia w kanałach termalnych),

– promieniowanie emitowane przez Ziemię (do pominięcia w kanałach widzialnych widma elektromagnetycznego).

Interesującą nas wielkością, dostarczającą informacji o powierzchni Ziemi, jest luminancja energetyczna  $L(\Theta, \lambda)$ , którą opisuje poniższa zależność:

$$L(\Theta, \lambda) = \frac{L_s(\Theta, \lambda) - L_p(\Theta, \lambda)}{T_{ut}(\Theta, \lambda)}$$

gdzie:

$$L(\Theta, \lambda) = E_i(\Theta_s, \lambda) \cdot \frac{r}{\pi}$$

Innym czynnikiem wpływającym na zmianę wartości luminancji obiektu na powierzchni Ziemi jest kąt padania promieni słonecznych. Zależy on nie tylko od kąta zenitalnego Słońca, ale w znacznej mierze też od rzeźby terenu. Korektę wpływu tego czynnika stosuje się głównie w terenach górskich w celu wyeliminowania wpływu cieni, a służą do tego matematyczne modele terenu (DEM). Modele te mogą być zainstalowane w systemie Erdas. W przypadku zdjęć małoskalowych, na przykład NOAA, korekty takie wykonuje się rzadko.

#### ZAKRES TERMALNY PROMIENIOWANIA ELEKTROMAGNETYCZNEGO

Sygnal rejestrowany przez satelitę można opisać następującym wzorem:

$$L(\Theta, \lambda) = T(\Theta, \lambda) \cdot \varepsilon(\lambda) \cdot B_z(T, \lambda) + T(\Theta, \lambda) \cdot [1 - \varepsilon(\lambda)] \cdot L_d(\Theta, \lambda) + L_u(\Theta, \lambda)$$

gdzie:

$B_z(T, \lambda)$  – wyemitowana przez element powierzchni Ziemi, traktowanej jako ciało doskonale czarne, energia określona zgodnie ze wzorem Planck'a,

$T$  – temperatura powierzchni Ziemi,

$\varepsilon(\lambda)$  – emisyjność powierzchni Ziemi,

$L_d(\Theta, \lambda)$  – energia wyemitowana przez atmosferę wzdłuż kierunku od satelity do powierzchni Ziemi,

$L_u(\Theta, \lambda)$  – energia wyemitowana przez atmosferę wzdłuż kierunku od powierzchni Ziemi do satelity.

Pozostałe oznaczenia jak poprzednio.

Rzeczywistą luminancję elementu powierzchni Ziemi opisuje zatem zależność:

$$L_z(\Theta, \lambda) = L(\Theta, \lambda) - L_u(\Theta, \lambda) - T(\Theta, \lambda) \cdot \frac{[1 - e(\lambda)] \cdot L_d(\Theta, \lambda)}{T(\Theta, \lambda)}$$

Wpływ wyżej opisanych czynników zniekształcających informację o interesującej nas powierzchni na Ziemi można skorygować wykorzystując do tego celu amerykański program Lowtran.

Należy wyraźnie zaznaczyć, że powyższe rozważania mają sens w przypadku, gdy powierzchnię Ziemi traktuje się jako powierzchnię odbijającą zgodnie z prawem Lamberta oraz jako ciało szare.

W wyniku opisanych wyżej procesów do sensora satelity dociera tylko część strumienia promieniowania słonecznego. Sygnał ten jest następnie przekształcany w sensorze do postaci cyfrowej w skali 0-1023 (tzw. DN – digital number). Wartości te należy przeliczyć na wielkość luminancji w przypadku kanałów termalnych 3, 4 i 5 oraz na wielkość albedo w przypadku kanałów widzialnych 1 i 2 AVHRR. Służą do tego tzw. współczynniki Gain i Intercept, zapisane w nagłówku taśmy z zarejestrowanym obrazem.

Surowe wartości pikseli, tzw. *DN*, przelicza się na wielkość luminancji według wzoru:

$$R_i = G_i \cdot DN + I_i$$

a na wielkość albedo według wzoru:

$$A_i = G_i \cdot DN + I_i$$

gdzie:

*R* - luminancja obiektu,

*DN* – surowa wartość piksela,

*G* – współczynnik Gain,

*I* – współczynnik Intercept,

*A* – albedo,

*i* – indeksy odpowiadające kanałom od 1 do 5.

Opisana wyżej metoda przetwarzania surowych danych satelitarnych poprzez zastosowanie współczynników Gain i Intercept jest pierwszym etapem korekcji radiometrycznej obrazu. W celu otrzymania wartości temperatury radiacyjnej badanych obiektów należy przeliczyć luminancję według odwrotnego równania Plancka:

$$T = \frac{C2 \cdot \nu}{\ln(C1 \cdot \nu^3 R + 1)}$$

gdzie:

$T$  – temperatura radiacyjna,

$R$  – luminancja obiektu,

$\nu$  – częstotliwość kanału termalnego,

$C1, C2$  – stałe uniwersalne.

Wyznaczona na podstawie powyższego równania temperatura radiacyjna jest obarczona błędem wynikającym z występowania pary wodnej w atmosferze. Dlatego też konieczne jest wprowadzenie poprawki uwzględniającej wpływ tego czynnika na wartość sygnału rejestrowanego przez AVHRR.

### 3.1. 2. Korekcja geometryczna obrazu NOAA

Dane cyfrowe obrazu NOAA–AVHRR są zbiorem pikseli o zniekształconej geometrii. Zniekształcenia te wynikają głównie z następujących przyczyn:

- krzywizny Ziemi,
- ruchu obrotowego Ziemi,
- wahań prędkości i wysokości satelity,
- niestabilności sensora,
- skręcenia linii skanowania,
- wahań kąta skanowania,
- zapisu sferycznej powierzchni Ziemi na płaszczyznę.

Błędy zniekształcające geometrię obrazu usuwa się wykonując korekcję geometryczną. Do tego celu służy jeden z modułów oprogramowania systemu Erdas.

W czasie wykonywania geometryzacji obrazu dane cyfrowe poszczególnych pikseli ulegają zmianie, ponieważ tworzona jest nowa siatka pikseli. Obraz surowy posiada najdokładniejsze dane spektralne badanego obiektu, zatem proces korekcji geometrycznej wykonuje się tylko wtedy, gdy jest to konieczne. Na przykład w celu:

- porównania kilku scen,
- zastosowania bazy danych GIS,
- określania współrzędnych mapowych punktów pomiarowych,
- tworzenia fotomap w danej skali,
- nakładania na obraz mapy wektorowej,
- porównywania obrazów będących w różnych skalach,
- wydobycia dokładnych danych dotyczących powierzchni lub odległości,
- łączenia obrazów,
- innego zastosowania wymagającego precyzyjnej lokalizacji obiektów.

Korekcja geometryczna obrazu składa się z następujących etapów:

- lokalizacja punktów referencyjnych tzw. GCP (Ground Control Point),
- obliczenie i sprawdzenie macierzy transformacji,
- budowa nowego obrazu wyjściowego i zapis nowych współrzędnych w nagłówku pliku.

Punkty referencyjne (GCP) to te spośród pikseli danego obrazu, dla których współrzędne mapowe lub innego obrazu są znane. Przy ich wyborze należy się kierować następującymi wskazówkami:

- muszą być widoczne zarówno na obrazie jak i na mapie lub innym obrazie, do którego przeprowadza się geometryzację,
- powinny być trwałymi elementami krajobrazu,
- ich wielkość powinna być jak najmniejsza w celu uzyskania maksymalnej dokładności,
- ich liczba powinna być odpowiednia do zastosowanego stopnia transformacji,
- ich rozkład powinien równomiernie obejmować cały geometryzowany obszar.

Właściwy wybór punktów referencyjnych decyduje o dokładności korekcji geometrycznej. Wybrane punkty GCP tworzą oddzielny plik, który może być wykorzystywany również do korekcji geometrycznej innych obrazów pokrywających ten sam obszar.

Zbiór punktów GCP jest podstawą do obliczenia macierzy transformacji. Wielkość macierzy zależy od przyjętego rzędu transformacji (stopnia wielomianu służącego do obliczania nowych współrzędnych). Oprogramowanie systemu Erdas pozwala na wybór wielomianu od 1 do 10 stopnia (1 stopień – wielomian liniowy, 2 stopień – kwadratowy itd.). W przypadku zdjęć satelitarnych NOAA transformacja liniowa jest niewystarczająca ze względu na duże zniekształcenia obrazu.

Badania przeprowadzone w Ośrodku Teledetekcji i Informacji Przestrzennej (OPOLIS) Instytutu Geodezji i Kartografii w Warszawie wykazały, że dobre rezultaty (dokładność jednego piksela) uzyskuje się przy zastosowaniu transformacji drugiego rzędu, przy czym minimalna ilość punktów GCP powinna wynosić 15. Liczba koniecznych do geometryzacji punktów referencyjnych wzrasta wraz ze wzrostem rzędu transformacji (w przypadku transformacji liniowej konieczna jest lokalizacja 6 punktów).

Przy zastosowaniu transformacji drugiego rzędu nowe współrzędne liczone są według następujących równań:

$$x_0 = A1 + B1x + C1y + D1x^2 + E1xy + F1y^2$$

$$y_0 = A2 + B2x + C2y + D2x^2 + E2xy + F2y^2$$

gdzie A1, A2...F1, F2 są współczynnikami wielomianu.

Przy obliczaniu macierzy transformacji należy podać dopuszczalny błąd, to jest różnicę, jaką chcemy osiągnąć między współrzędnymi rzeczywistymi (na przykład mapowymi) a współrzędnymi otrzymanymi w wyniku geometryzacji obrazu. Błąd ten (*RMS*) oblicza się według następującego wzoru:

$$RMS = (X_r - X_i)^2 + (Y_r - Y_i)^2$$

gdzie:

$X_i, Y_i$  – współrzędne rzeczywiste,

$X_r, Y_r$  – współrzędne otrzymane w wyniku transformacji.

W przypadku zdjęć satelitarnych NOAA błąd *RMS* przyjmuje się jako równy 1 (jeden piksel). Obliczanie macierzy transformacji trwa do momentu uzyskania założonej dokładności, a otrzymuje się ją w wyniku eliminacji tych punktów GCP, które ją przekraczają.

Przed przystąpieniem do ostatniego etapu korekcji geometrycznej należy sprawdzić czy punkty GCP, które tworzą macierz transformacji, spełniają wymagania dotyczące liczby i rozkładu na analizowanym obszarze. Jeżeli nie, wtedy należy powtórzyć cały proces od nowa zwiększając błąd *RMS* lub rząd transformacji.

Macierz transformacji tworzy oddzielny plik, który służy do budowy nowego, zgeometryzowanego obrazu. Siatka pikseli obrazu wyjściowego rzadko pokrywa się z siatką pikseli obrazu po korekcji geometrycznej, co oznacza, że wartości poszczególnych pikseli muszą się zmienić. Nowe wartości obliczane są jedną z następujących metod: najbliższego sąsiada, interpolacji dwuliniowej lub interpolacji sześcienniej.

Najdokładniejszą z nich jest metoda najbliższego sąsiada (nearest neighbour resampling), ponieważ przesuwa surowe wartości bez uśredniania ich, jak to ma miejsce w przypadku pozostałych metod. Dzięki temu nie traci się wartości ekstremalnych. Po wykonaniu tego procesu otrzymujemy nowy zbiór wyjściowy (obraz) z nowymi współrzędnymi zapisanymi w nagłówku.

### 3. 2. Pomiary meteorologiczne

Pomiary meteorologiczne prowadzone były na stacjach Krzystkowice i Sękocin, za pomocą automatycznie rejestrującej aparatury pomiarowej.

Automatyczna stacja meteorologiczna pracująca w Krzystkowicach została wyprodukowana przez amerykańską firmę Qualimetrics, Inc. Dokonuje ona pomiarów:

– temperatury i względnej wilgotności powietrza na wysokości 16,0 m, 2,0 m i 0,5 m (sondy model 5129-E, w osłonach radiacyjnych umożliwiających przepływ powietrza),

– temperatury gleby na trzech poziomach 5, 10, i 20 cm (sondy model 4485),

- przepływu ciepła w glebie na trzech poziomach 5, 10 i 20 cm,
- prędkości i kierunku wiatru na wysokości 16 m (sondy model 2031 i 2020),
- promieniowana całkowitego na wysokości 16 m (sonda model 3120),
- bilansu promieniowania na wysokości 16 m (radiometr – sonda model 3032A),
- opadu na wysokości 1 m (deszczomierz model 6011-B).

Stacja wyposażona jest w trójnog umożliwiający montowanie kaset i sond na niższych poziomach. Sondy rejestrujące pomiary promieniowania całkowitego i bilansu promieniowania oraz prędkości i kierunku wiatru, jak również pomiary temperatury i wilgotności powietrza na wysokości 16 m zainstalowane zostały na masztach przewyższających wysokość otaczającego drzewostanu. Ponadto stacja ma dwa modemy, pozwalające na bezprzewodowe przekazywanie danych i poleceń na odległość do 7-10 km.

Rejestrowanie danych meteorologicznych może być dowolnie konfigurowane. Czas rejestracji danych meteorologicznych możliwy jest w przedziale od 1 sek do 60 min. Kaseca zbierająca posiada 36 kB pamięci podstawowej i 92 kB pamięci modułu. Pojemność pamięci podstawowej pozwala na zarejestrowanie około 2000 rekordów, co przy pomiarach co 30 minut umożliwia rejestrację danych meteorologicznych z 20 dni. Po zapełnieniu pamięci najstarsze rekordy są usuwane, a na ich miejsce rejestrowane są wartości bieżące.

Wartości parametrów meteorologicznych w układzie surowym rejestrowane są jako wartości elektryczne i za pomocą programu kasecy przekształcane na wartości meteorologiczne w układzie SI. Przykład wartości otrzymywanych ze stacji meteorologicznej rejestrowanych co 30 minut podaje tabela 1.

Sondy dokonują pomiarów ciągłych, tak że w przypadku potrzeby uzyskania wartości chwilowych, możliwe jest w dowolnym czasie uzyskanie żądanej informacji.

Na stacji w Krzystkowicach pomiary czynników meteorologicznych prowadzone były pod okapem drzewostanu i w strefie koron. Pomiary temperatury powietrza obejmują zakres od -30,0 do +50,0 °C. Pomiary wilgotności powietrza wykonywane są od najniższych zaistniałych wartości do 100% jej wartości (najniższe wartości wilgotności powietrza notowane w godzinach południowych przy letnich wyżach wynosiły ok. 18%).

Druga automatyczna stacja meteorologiczna, zainstalowana w Sękocinie, jest produkcji krajowej firmy TRAX elektronik. Podstawowym elementem stacji, podobnie jak w poprzedniej, jest rejestrator RC10 pozwalający na rejestrację danych meteorologicznych w systemie analogowym w przedziale czasowym od 1 sekundy do 60 minut. Rejestrator RC10 posiada 45 kanałów cyfrowo-strunowych oraz pamięć pozwalającą zarejestrować ok. 8500 rekordów, co przy rejestracji danych co 10 minut daje możliwość zapisu przez 60 dni. Pomiary czynników meteorologicznych na stacji w Sękocinie prowadzone są w następujących wariantach:



- temperatura i wilgotność powietrza na wysokościach 32, 12, 5, 2 i 0,5 m,
- temperatura gleby na czterech poziomach: 5, 10, 20 i 50 cm,
- przepływ ciepła w glebie na poziomie 10 i 20 cm,
- prędkość wiatru na wysokościach 32, 12, 5 i 2 m,
- kierunek wiatru na wysokości 32 m,
- bilans promieniowania na wysokości 32 m,
- opad na wysokości 1 m,
- spływ wody po pniu.

Rejestrator RC10 umożliwia uzyskanie wartości parametrów meteorologicznych w jednostkach układu SI. Posiada również program pozwalający na przedstawienie danych liczbowych w żądanym okresie pomiarowym w postaci zestawienia i wykresu. Istnieje również możliwość kablowego połączenia go z komputerem, dzięki czemu można odczytywać dane, a także przekazywać polecenia dotyczące rejestracji danych.

Należy zaznaczyć, że rejestracja wartości mierzonych w określonym czasie przez kasetę zbierającą nie zatrzymuje aktywności sond, a tym samym wartości chwilowe można odczytywać w dowolnej porze doby.

Na stacji meteorologicznej w Sękocinie podobnie jak w Krzystkowicach obserwacje prowadzone są pod okapem drzewostanu i w strefie koron. Pomiar temperatury i wilgotności powietrza na wysokościach 0,5 i 2,0 m prowadzone są w luce drzewostanu. Pozostałe pomiary prowadzone są za pomocą sond zainstalowanych na maszcie kratowym o wysokości 32 m ustawionym w drzewostanie sosnowym z drugim piętrzem i podszytem dębowym.

### 3.3. Metodyka badań

Energia cieplna roślin jest funkcją ich temperatury  $TS$ , regulowanej w procesie wymiany ciepła z otoczeniem poprzez wypromieniowanie, konwekcję oraz proces transpiracji. MONTEITH i SZEICZ (1962) zdefiniowali temperaturę roślin jako temperaturę równowagi, gdzie przychód energii z radiacji słonecznej jest równy stratom jakie powstają przy wytwarzaniu się ciepła jawnego i utajonego pomiędzy rośliną a powietrzem.

Różnica pomiędzy temperaturą radiacyjną  $TS$  a temperaturą powietrza  $TA$  jest wskaźnikiem wilgotności gleby. JACKSON, REGINATO i IDSO (1977) wprowadzili wskaźnik "Stress Degree Day", będący sumą wartości  $(TS-TA)$  mierzonych w południe każdego dnia podczas okresu wegetacyjnego. Wielkość różnicy  $TS-TA$  jest zależna od promieniowania słonecznego, wiatru oraz deficytu wilgotności powietrza.

Tabela 1  
Table 1**Przykład wartości czynników meteorologicznych otrzymywanych ze stacji meteorologicznej w Krzystkowicach, rejestrowanych co 30 minut**

Exemples of meteorological parameters values received from Krzystkowice meteo station registered every 30 minutes

Record	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	Q
01	101	0	276.10	0.10	88.00	5.22	-1.21	0.00	0.00	3.48	4.89	1.53	1.98	95.70	85.60
02	101	30	281.90	0.10	87.40	5.30	-2.48	0.00	0.00	3.42	4.86	1.56	1.92	96.10	84.30
03	101	100	276.70	0.10	86.50	5.03	-2.55	0.00	0.00	3.30	4.83	1.26	2.76	96.18	75.30
04	101	130	290.10	0.10	85.00	5.15	-1.41	0.00	0.00	3.24	4.73	1.02	2.73	96.24	78.30
05	101	200	308.80	0.69	85.10	5.16	-1.27	0.00	0.00	3.24	4.67	1.08	2.70	96.21	77.10
06	101	230	276.60	0.10	84.70	5.06	-1.34	0.00	0.00	3.27	4.61	1.29	2.16	96.20	83.70
07	101	300	286.00	0.10	84.40	5.03	-0.80	0.00	0.00	3.30	4.61	1.41	2.25	96.23	86.40
08	101	330	276.80	0.10	84.30	4.88	-0.74	0.00	0.00	3.36	4.55	1.59	2.43	96.27	83.50
09	101	400	280.40	0.10	84.00	5.03	-0.80	0.47	0.00	3.36	4.55	1.74	2.88	96.26	86.90
10	101	430	282.10	0.10	83.50	4.94	0.00	1.58	0.00	3.39	4.47	1.98	2.82	96.32	93.60
11	101	500	262.60	0.10	83.40	5.00	2.14	35.06	0.00	3.45	4.50	2.22	2.82	91.21	94.20
12	101	530	253.30	0.59	83.70	4.65	3.89	53.09	0.00	3.75	4.47	2.76	3.24	97.10	95.40
13	101	600	270.40	0.10	83.90	5.09	6.36	79.60	0.00	3.81	4.50	2.79	2.91	97.30	94.13
14	101	630	211.30	0.10	84.10	4.86	5.16	65.69	0.00	3.96	4.50	2.88	3.03	98.60	96.65
15	101	700	258.60	0.25	84.10	5.06	10.58	127.00	0.00	4.13	4.52	3.06	3.38	95.65	98.21
16	101	730	280.60	0.10	83.90	4.88	21.43	242.20	0.00	4.62	4.56	3.69	4.35	98.12	96.10
17	101	800	270.90	0.05	84.10	4.83	20.90	234.20	0.00	4.95	4.59	4.05	5.07	97.00	98.60
18	101	830	260.60	0.10	84.70	4.98	20.56	234.10	0.00	5.19	4.65	4.53	5.49	96.30	95.20
19	101	900	256.10	0.10	86.70	4.83	26.66	338.90	0.00	5.58	4.74	5.01	6.21	95.10	94.80
20	101	930	271.00	2.44	89.30	4.86	33.21	341.40	0.00	6.29	4.86	6.09	7.40	95.80	95.00
21	101	1000	260.60	0.10	91.20	4.89	64.75	763.00	0.00	6.62	4.95	6.18	7.46	89.60	87.80
22	101	1030	260.50	0.10	93.90	4.61	19.82	229.40	0.00	6.64	5.05	6.46	7.35	84.40	79.50
23	101	1100	216.70	3.28	94.80	5.11	11.00	183.80	0.00	6.79	5.20	6.91	7.60	84.20	81.20
24	101	1130	260.20	0.88	95.20	4.99	11.45	135.50	0.00	6.58	5.26	6.82	7.36	81.70	80.50
25	101	1200	272.30	0.10	95.80	5.03	7.50	87.60	0.00	6.34	5.35	6.76	7.24	81.20	80.10
26	101	1230	307.00	1.16	96.10	5.11	20.88	227.90	0.00	6.73	5.41	1.36	1.96	77.20	78.10

27	101	1300	274.10	2.44	98.20	5.15	29.92	457.60	0.00	7.03	5.51	7.90	8.50	76.20	74.90
28	101	1330	274.30	0.10	99.00	5.16	18.88	210.30	0.00	7.31	5.58	8.21	8.90	72.60	72.50
29	101	1400	215.70	0.05	99.10	5.19	7.90	96.60	0.00	7.25	5.67	8.18	8.75	11.00	10.30
30	101	1430	274.80	0.10	99.12	5.25	14.39	163.00	0.00	7.17	5.70	8.39	8.87	63.52	67.74
31	101	1500	213.20	0.10	99.11	5.31	15.66	151.60	0.00	7.40	5.79	8.12	5.68	61.66	63.59
32	101	1530	307.10	1.56	99.21	5.37	5.56	75.80	0.00	7.05	5.79	8.33	8.54	64.69	64.96
33	101	1600	279.80	0.05	99.30	5.34	8.37	126.00	0.00	7.05	5.88	8.48	6.81	66.36	66.09
34	101	1630	314.30	4.20	99.36	5.43	2.95	59.69	0.00	6.78	5.88	8.09	8.18	70.50	69.61
35	101	1700	291.90	0.83	99.24	5.52	-0.20	20.84	0.00	6.48	5.88	1.61	7.43	74.80	74.90
36	101	1730	273.20	0.10	99.18	5.49	-1.47	6.63	0.00	6.18	5.88	7.08	6.84	78.30	78.40
37	101	1800	316.10	4.64	99.11	5.49	-2.74	0.95	0.00	5.97	5.85	6.66	6.42	82.80	81.50
38	101	1830	292.60	1.96	98.30	5.61	-2.41	-0.41	0.00	5.70	5.79	6.03	5.94	89.70	84.60
39	101	1900	282.70	0.83	95.70	5.66	-2.74	0.00	0.00	5.36	5.78	5.15	5.48	95.20	89.30
40	101	1930	296.00	1.22	92.10	5.44	-5.29	0.00	0.00	4.94	5.11	3.86	4.61	96.30	94.10
41	101	2000	272.00	0.10	88.40	5.74	-4.29	0.00	0.00	4.48	5.62	2.51	3.23	97.00	99.20
42	101	2030	267.90	0.10	85.70	5.46	-1.88	0.00	0.00	4.02	5.58	1.48	2.38	97.00	98.00
43	101	2100	281.10	0.59	84.20	5.58	-1.88	0.00	0.00	3.99	5.46	1.30	2.13	98.00	97.00
44	101	2130	284.20	0.20	84.00	5.52	-2.95	0.00	0.00	3.81	5.40	1.42	2.01	98.00	98.00
45	101	2200	272.50	0.10	61.90	5.50	-2.55	0.00	0.00	3.46	5.32	0.71	1.16	96.00	99.00
46	101	2230	210.10	0.10	80.30	5.31	-2.81	0.00	0.00	3.12	5.19	-0.32	0.37	97.00	99.00
47	101	2300	278.20	0.10	78.70	5.54	-2.68	0.00	0.00	2.70	5.06	-0.83	-0.30	98.00	98.90
48	101	2330	264.20	0.10	77.60	5.48	-2.48	0.00	0.00	2.52	4.94	-1.07	-0.12	98.31	99.10

**A — 101 dzień roku, odpowiada 11.04.1995 r.**

**B — godziny i minuty (GMT)**

**C — kierunek wiatru (stopnie)**

**D — prędkość wiatru (m/s)**

**E — wilgotność powietrza na wysokości 0,5 m od ziemi (%)**

**F — temperatura gleby na głębokości 20 cm (°C)**

**G — dane do obliczania bilansu promieniowania (mV)**

**H — promieniowanie całkowite (W/m<sup>2</sup>)**

A — day of the year, 101 corresponds to the date 11.04.1995

B — hour and minute (GMT)

C — wind direction (degrees)

D — wind speed (m/s)

E — air humidity on 0,5 m from the ground level (%)

F — soil temperature, 20 cm deep (°C)

G — data for net radiation calculation (mV)

H — total radiation (W/m<sup>2</sup>)

Należy zwrócić uwagę, że wzrost temperatury roślin może być spowodowany ich chorobą i może nie mieć nic wspólnego z wilgotnością gleby. Dlatego też analizując termalne własności roślin należy brać pod uwagę ich stan zdrowotny.

Różnica pomiędzy temperaturą radiacyjną roślin a temperaturą powietrza jest funkcją bilansu energetycznego. Od tej różnicy zależy wielkość ciepła jawnego, a więc ciepła przepływającego wskutek różnicy temperatur pomiędzy roślinami a otoczeniem.

W metodzie monitorowania zagrożenia pożarowego zaproponowano wykorzystanie pomiarów temperatury radiacyjnej rejestrowanej przez radiometr AVHRR satelity NOAA, jako wskaźnika tego zagrożenia. Ze względu na to, że wartość temperatury radiacyjnej zależy w dużej mierze od warunków meteorologicznych, temperatura ta musi być powiązana z temperaturą powietrza, radiacją i prędkością wiatru.

Obliczoną wartość temperatury radiacyjnej wykorzystano następnie do określenia ewapotranspiracji, wychodząc z założenia, że wartość parowania roślin jest zależna od ilości wody zawartej zarówno w roślinach, jak i w glebie, radiacji słonecznej oraz różnicy temperatur pomiędzy roślinami a powietrzem. Suma różnic promieniowania krótko- i długofalowego dochodzącego i wychodzącego z powierzchni Ziemi jest nazywana strumieniem różnicowym radiacji  $RN$ .

Do określenia wartości ewapotranspiracji lasu wykorzystano jego temperaturę radiacyjną, wychodząc z równania bilansu cieplnego:

$$RN = LE + H + G + Ph + Q \quad (1)$$

gdzie:

$RN$  – strumień różnicowy promieniowania (saldo promieniowania),

$LE$  – gęstość strumienia ciepła utajonego biorącego udział w procesach parowania i kondensacji, w dalszej części opracowania oznaczona jako  $E$ ,

$H$  – 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.

Wartości wszystkich strumieni wyrażone są w  $Wm^{-2}$ .

W powyższym równaniu ilość radiacji zużytej na fotosyntezę  $Ph$  jest niewielka i może być pominięta. Ciepło wymienione drogą poziomego przepływu musi być uwzględnione w przypadku prowadzenia badań na obszarach bardzo zróżnicowanych pod względem użytkowania ziemi i wilgotności gleb. Również wielkość strumienia ciepła magazynowanego lub uwalnianego przez biomasę, ze względu na małą wartość, może zostać pominięta.

Uwzględniając wyżej wymienione uwagi, równanie (1) można uprościć do postaci:

$$RN = LE + H + G \quad (2)$$

W przypadku badań leśnych, dla których dane satelitarne obrazują pułap koron drzew, wartość strumienia różnicowego radiacji  $RN$  powinna być mierzona nad powierzchnią lasu.

Podczas badań otrzymano dużą zgodność pomiędzy wartością strumienia różnicowego mierzonego na stacji badawczej a wartością strumienia różnicowego radiacji wyznaczonego w funkcji radiacji słonecznej, temperatury radiacyjnej mierzonej przez NOAA-AVHRR i prężnością pary wodnej zawartej w atmosferze. Wynik ten pozwolił wysnuć wniosek, że metoda obliczania strumienia różnicowego może być zastosowana w przypadku braku danych pomiarowych.

Wartość strumienia ciepła jawnego  $H$  zależy od różnicy temperatur pomiędzy powierzchnią roślinną a powietrzem oraz od oporu powietrza:

$$H = \frac{\rho C_p (TS - TA)}{ra} \quad (3)$$

$$ra = \frac{\left[ \frac{\ln(z - d)}{zo} \right]^2}{k^2 u} \quad (4)$$

gdzie:

$\rho$  – gęstość powietrza [ $\text{kg m}^{-3}$ ],

$C_p$  – ciepło właściwe powietrza [ $\text{J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ],

$TA$  – temperatura powietrza mierzona nad drzewami [ $^\circ\text{C}$ ],

$TS$  – temperatura powierzchni rejestrowana przez AVHRR satelity NOAA [ $^\circ\text{C}$ ],

$ra$  – aerodynamiczny opór powietrza względem transportu ciepła [ $\text{sm}^{-1}$ ],

$z$  – wysokość pomiarów nad powierzchnią czynną [m],

$zo$  – parametr szorstkości powierzchni charakteryzujący aerodynamiczną szorstkość powierzchni [m],

$d$  – wysokość przesunięcia płaszczyzny zerowej [m],

$u$  – pozioma składowa prędkości wiatru mierzona nad powierzchnią czynną [m/s],

$k$  – stała Karmana [0,41].

Wartości  $zo$  i  $d$  zostały obliczone w funkcji wysokości drzew  $h$ . Rozkład prędkości wiatru w przypadku lasu wygląda tak, że na wysokości  $d+zo$  nad powierzchnią terenu wiatr jest równy zero. Wielkość  $d$  dla lasu kształtuje się

pomiędzy 0,6-0,8 wysokości drzew (MONTEITH 1973). STANHILL (1969) wyprowadził następujące równanie:

$$\log d = 0,9793 \log h - 0,1536$$

Dla wiatrów o prędkości 0,5-5,0 m/s SZEICZ, VAN BAVEL i TAKAMI (1973) otrzymali równanie:

$$\frac{d}{h} = \frac{0,98 - 0,4u + 0,05u^2}{1 - 0,42u + 0,06u^2}$$

CHURCHILL, ELLYETT i HOLMES (1982) oraz HICKS, HYSON i MOORE (1975) podają wartość  $d = 0,8h$  oraz dla  $z_0 = 0,3(h - d)$

W niniejszym opracowaniu przyjęto te zależności.

Wartości aerodynamicznego oporu powietrza względem transportu ciepła  $ra$  zostały skorygowane (z uwagi na niestabilność atmosfery) w funkcji liczby Richardsona ( $Ri$ ) wg LETTAU (1962).

Równanie (2) przybrało więc postać:

$$LE = RN - \frac{\rho C_p (T_S - T_A)}{ra} - G \quad (5)$$

Przepływ ciepła między glebą a powierzchnią czynną  $G$  był mierzony w terenie. Otrzymano dobre wyniki obliczając jego wartość w funkcji  $RN$  i temperatury powietrza  $T_A$ . Dla lasów wielkość  $G$  nie powinna przekraczać 5% wartości  $RN$ .

Obliczona w ten sposób wartość ewapotranspiracji mogła być określana dla każdej rejestracji satelity NOAA.

Badania nad określeniem dokładnego czasu pomiaru temperatury radiacyjnej w celu obliczania ewapotranspiracji chwilowej, prowadzono mierząc temperaturę radiacyjną roślin radiometrem ręcznym, rejestrującym ten sam zakres podczerwieni termalnej co radiometr AVHRR satelity NOAA. Stwierdzono, że najlepszą godziną pomiaru jest pierwsza po południu. Większość danych satelitarnych dotyczyła jednak rejestracji rannych (6:00-8:00 GMT), kiedy różnica temperatury radiacyjnej i temperatury powietrza jest duża i gęstość strumienia ciepła jawnego  $H$  przewyższała wartości strumienia różnicowego radiacji  $RN$ . Równanie (5) traciło więc sens. W przypadku naszych badań, do określania wilgotności ścióły korzystaliśmy z innych (niż ewapotranspiracja) parametrów, takich jak temperatura radiacyjna, bilans promieniowania i  $NDVI$ .

## 4. OPIS POLIGONÓW BADAWCZYCH

Badania prowadzono na dwóch poligonach Instytutu Badawczego Leśnictwa: w Krzystkowicach i Sękocinie. Poligon doświadczalny w Krzystkowicach (ryc. 9) znajduje się na terenie RDLP w Zielonej Górze, który należy do 7 strefy prognozowania zagrożenia pożarowego lasów. Natomiast poligon doświadczalny w Sękocinie (ryc. 10) znajduje się na terenie RDLP w Warszawie, w 22 strefie prognozowania. W obu tych strefach drzewostany zaliczone są do III, najwyższej kategorii zagrożenia pożarowego. Oznacza to, że w obu strefach przeważają drzewostany na siedliskach Bs, Bśw i BMśw oraz znaczny jest udział drzewostanów I i II klasy wieku (tabela 2).

Przebieg zagrożenia pożarowego oraz liczbę powstałych pożarów w strefach 7 i 22 oraz porównawczo dla całego kraju przedstawiają tabela 3 oraz ryciny 11, 12, 13 i 14. W roku 1995 zagrożenie pożarowe, wynikające z aktualnych warunków pogodowych w obu analizowanych strefach było zbliżone do przeciętnej dla kraju.

Na stacji w Krzystkowicach automatyczną stację meteorologiczną zlokalizowano w 50-letnim drzewostanie sosnowym, o zwarciu luźnym i przeciętnej wysokości drzew ok. 16 m, na siedlisku Bśw ze ściółkowo-trawiastą pokrywą gleby.

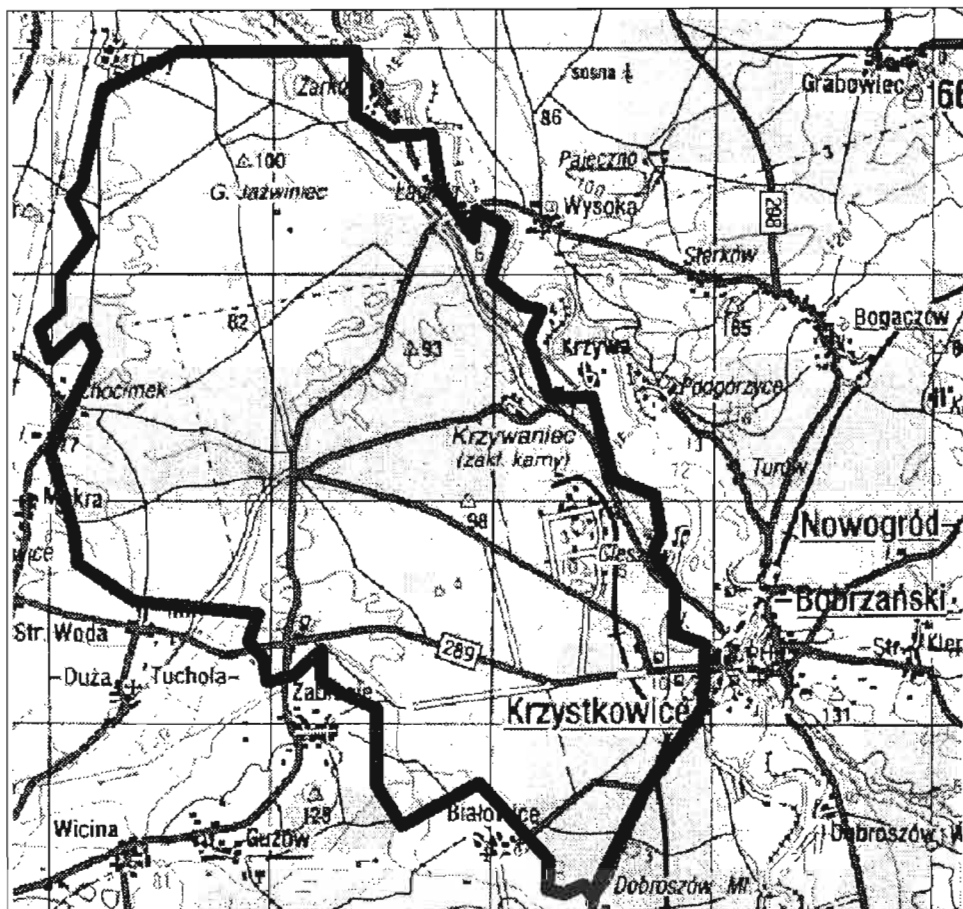
Otoczające drzewostany w 95% tworzy sosna zwyczajna II, III, IV a nawet V bonitacji, z domieszkami świerka, dębu, brzozy, olszy i osiki, rosnące na siedlisku Bs, Bśw i BMśw. Występują również siedliska bardziej żyzne, jak LMśw i Lśw oraz wilgotne – Bw, BMw, LMw, Lw, Ol i Lł.

Na siedliskach borowych, które obejmują ponad 90% powierzchni obrębu występują gleby bielicowe właściwe utworzone z piasków rzecznych lub wydmych oraz gleby bielicowe gruntowe, wilgotne z płatami średnio oglejonymi, utworzone z piasków rzecznych.

Drzewostany Nadleśnictwa Krzystkowice obrębu Nowa Wieś położone są w III krainie przyrodniczo leśnej – Wielkopolsko Pomorskiej, w 6 dzielnicy – Pojezierza Lubuskiego.

Automatyczna stacja meteorologiczna zlokalizowana na poligonie w Sękocinie, umieszczona została w 150-letnim drzewostanie sosnowym o zwarciu przerywanym, z podszytem dębowym. Przeciętna wysokość drzew ok. 25 m. Typ siedliskowy lasu BMśw ze ściółkowo trawiastą pokrywą gleby.

Otoczające drzewostany w 90% tworzy sosna zwyczajna I, II i III bonitacji, z domieszkami świerka, dębu, brzozy i olszy, rosnące na siedlisku Bśw i BMśw. Występują siedliska żyzne LMśw i Lśw. W niewielkim procencie występują siedliska wilgotne Lw i Ol. Na siedliskach borowych, które obejmują ponad 90% powierzchni leśnictwa występuje typ gospodarczy drzewostanu dębowo-sosnowy, z drugim piętrem dębowym i podszytem tworzonym przez kruszynę. Przeciętny wiek drzewostanów wynosi 60 lat, a wysokość około 20 m.



Ryc 9. Zasięg powierzchni doświadczalnej w Krzystkowicach

Fig. 9. Range of Krzystkowice test site

Ryc. 10. Zasięg powierzchni doświadczalnej w Sękocinie  
Fig. 10. Range of Sękocin test site

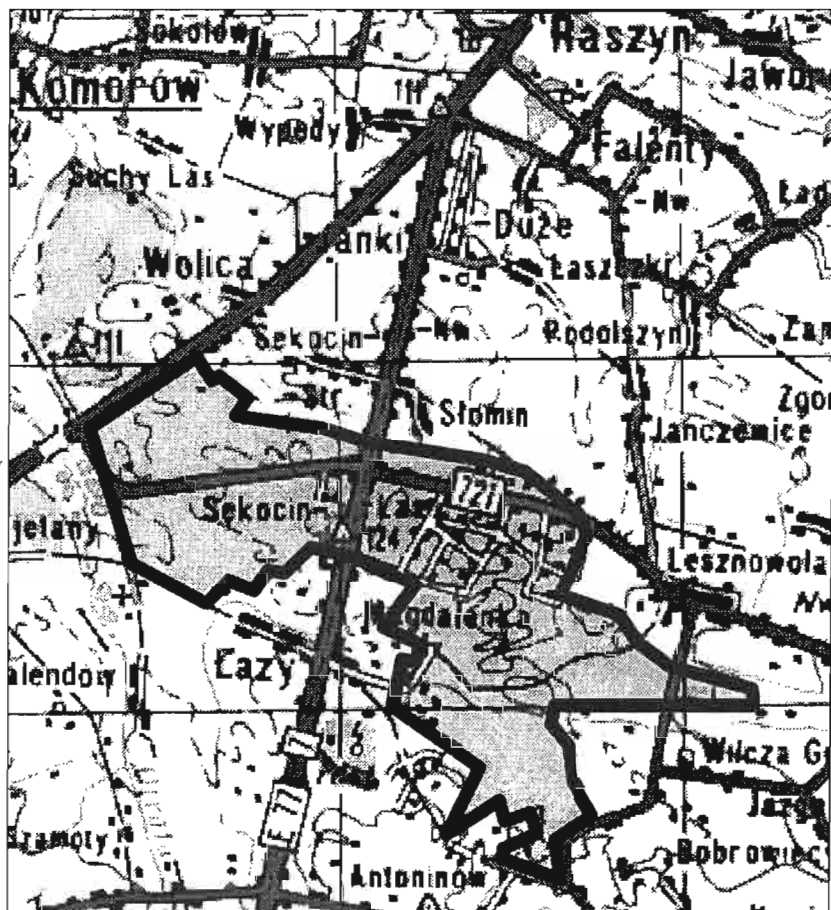




Tabela 2

Table 2

**Wielkość wybranych czynników wpływających na zagrożenie pożarowe lasów w strefie 7 i 22 oraz średnia dla kraju**

Chosen parameters determining forest fire risk in zones No. 7 and 22 and average for all country

Czynnik Parametr	Strefa 7 Zone 7	Strefa 22 Zone 22	Średnia dla kraju Average for all country
<b>Powierzchniowy udział drzewostanów I i II klasy wieku</b> Rate of stands of I and II age classe	48,7	43,9	41,7
<b>Udział siedlisk Bs, Bśw, BMśw</b> Rate of dry, fresh and mixed coniferous sites	84,3	60,3	55,2
<b>Średnie wartości wskaźników zanieczyszczenia powietrza w latach 1986-89</b> Average values of air pollution in 1986-89	SO <sub>2</sub>	30 538	15 636
	NO <sub>x</sub>	0,422	0,300
	F	0,076	0,045
	<b>Opad pyłu</b> Dust	3,551	1,820

Tabela 3

Table 3

**Charakterystyka zagrożenia pożarowego lasów w sezonie palności 1995 roku**

Characteristic of forest fire risk in 1995

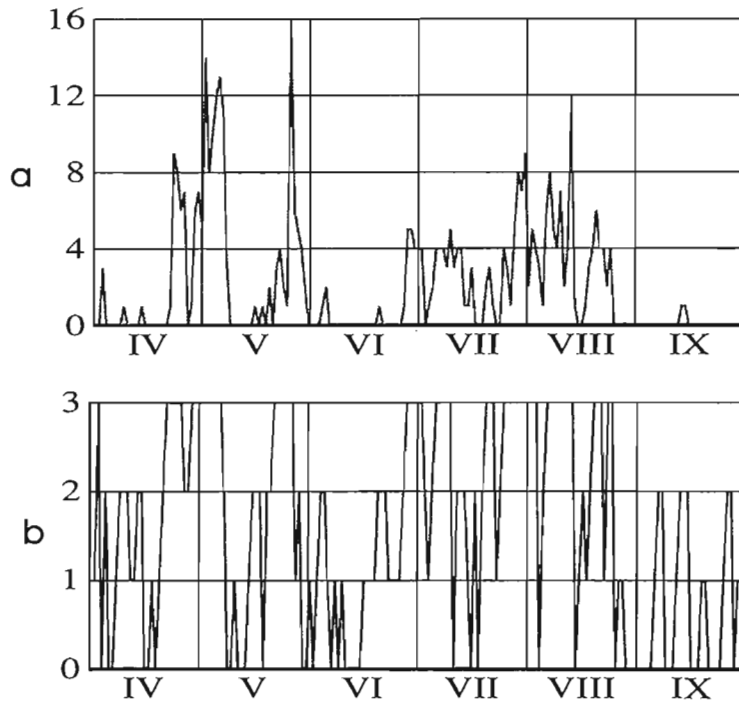
Cecha Feature	Strefa Zone	Godzina Hour	Miesiące sezonu palności Months of fire risk period						Średnia dla sezonu Average for all season
			IV	V	VI	VII	VIII	IX	
<b>WZPLśw</b> Fire risk index	7	9:00	1,3	1,8	1,1	2,2	2,0	0,6	1,5
		13:00	1,7	1,9	1,2	2,3	1,9	0,7	1,5
	22	9:00	1,4	1,9	1,5	2,1	2,0	0,7	1,6
		13:00	1,1	1,9	1,2	2,1	2,2	0,6	1,5
	kraj	9:00	1,4	1,8	1,4	2,2	2,1	0,7	1,6
		13:00	1,8	1,8	1,3	2,2	2,2	0,7	1,7
<b>Udział dni o III stopniu zagrożenia pożarowego (%)</b> Rate of days of III degree of fire risk (%)	7	9:00	17	41	10	45	48	0	27
		13:00	27	43	13	55	55	0	32
	22	9:00	10	27	27	45	39	0	25
		13:00	19	31	7	39	58	0	26
	kraj	9:00	17	32	16	50	51	0	27
		13:00	32	35	17	53	60	0	33
<b>Liczba pożarów</b> Number of fires	7	–	45	123	19	90	92	1	370*
	22	–	27	76	53	85	157	1	399*
	kraj	–	25	35	12	45	90	1	257**

\* Łączna liczba pożarów w strefie

Total number of fires in particular zone

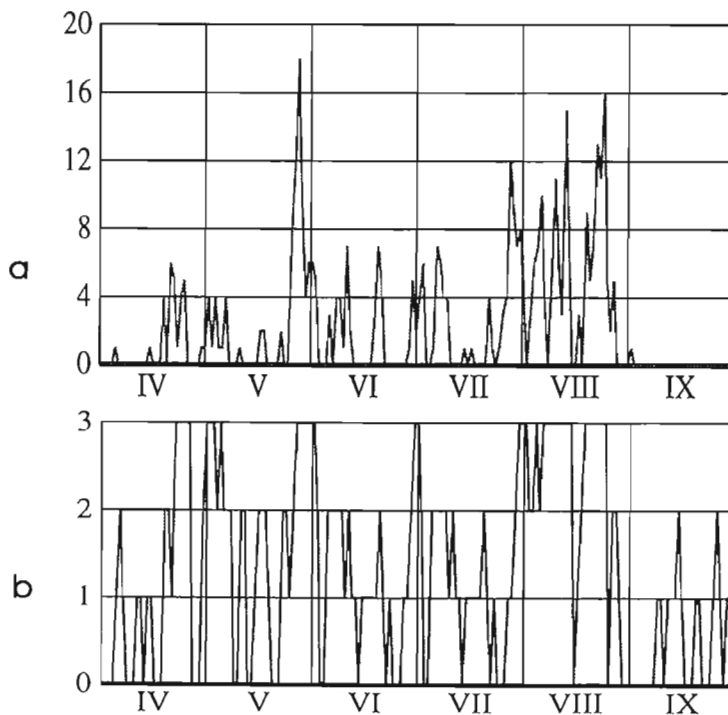
\*\* Średnia liczba pożarów dla stref

Average number of fires for all zones



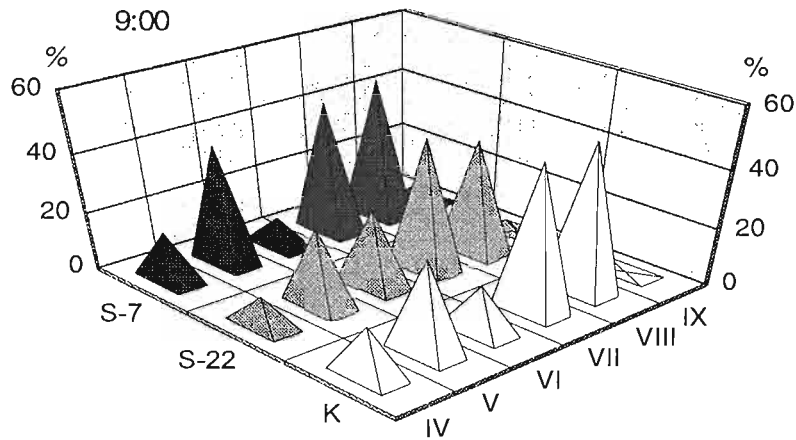
Ryc. 11. Liczba pożarów w sezonie palności 1995 roku w 7 strefie (a) i zmiana wskaźnika zagrożenia pożarowego o godzinie 13 w sezonie palności 1995 roku (b)

Fig.11. Number of forest fires (a) and variability of fire risk index at 1 pm (b) in 1995 in zone No.7



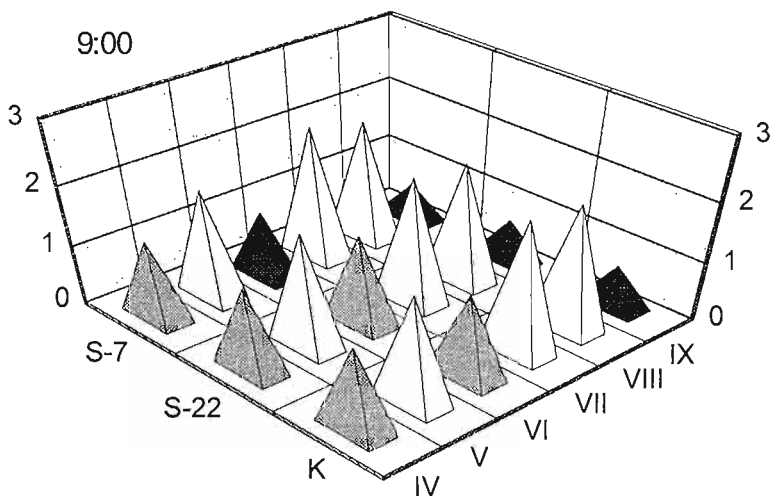
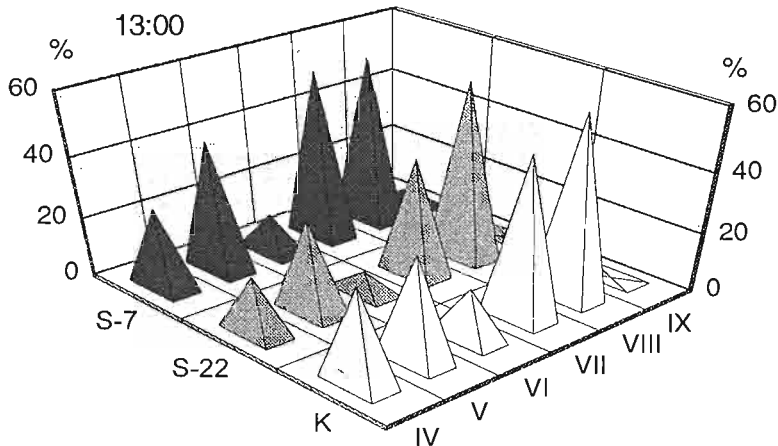
Ryc. 12. Liczba pożarów w sezonie palności 1995 roku w 22 strefie (a) i zmiana wskaźnika zagrożenia pożarowego o godzinie 13 w sezonie palności 1995 roku (b)

Fig.11. Number of forest fires (a) and variability of fire risk index at 1 pm (b) in 1995 in zone No.22



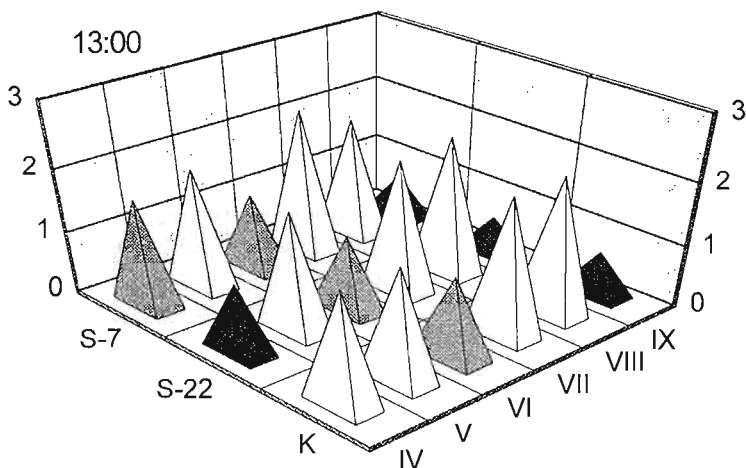
Ryc. 13. Procentowy udział dni z III stopniem zagrożenia pożarowego w poszczególnych miesiącach sezonu palności 1995 r. w strefach 7 (S-7) i 22 (S-22) oraz dla kraju (K) w godzinach 9:00 i 13:00

Fig. 13. Percentage of days with 3rd degree of fire risk in 1995 in zones No. 7 (S-7), 22 (S-22) and in the country (K) as assessed at 9:00 and 13:00



Ryc. 14. Średnia wartość wskaźnika zagrożenia pożarowego w poszczególnych miesiącach sezonu palności 1995 r. w strefach 7 (S-7) i 22 (S-22) oraz dla kraju (K) w godzinach 9:00 i 13:00

Fig. 14. Average value of fire risk index in 1995 in zones 7 (S-7), 22 (S-22) and in the country (K) as assessed at 9:00 and 13:00



Drzewostany Nadleśnictwa Chojnów położone są w IV krainie przyrodniczo-leśnej – Mazowiecko-Podlaskiej w 4 dzielnicy – Wysoczyzny Rawskiej.

Warunki meteorologiczne na poligonach charakteryzuje poniższe zestawienie:

PARAMETRY METEOROLOGICZNE	KRZYSTKOWICE	SĘKOCIN
Średnia roczna suma opadów	550 mm	518 mm
Średnia temperatura powietrza w roku	8°C	7,9°C
Średnia temperatura stycznia	-1,5°C	-3,9°C
Średnia temperatura lipca	18°C	17,9°C
Długość okresu wegetacyjnego	220 dni	235 dni
Średnia liczba dni w roku z pokrywą śnieżną	60	65

## 5. PRZEBIEG I WYNIKI BADAŃ

### 5.1. Zdjęcia satelitarne

Przy wyborze zdjęć satelitarnych będących podstawą badań kierowano się widocznością obszarów badawczych (brak zachmurzenia). Zdjęcia satelitarne NOAA-AVHRR zostały przetworzone w systemie Erdas przy wykorzystaniu oprogramowania systemowego. Z wybranych obrazów zostały odczytane, za pomocą oprogramowania własnego, odpowiednio skorygowane dane dotyczące temperatury radiacyjnej powierzchni drzewostanów, albedo cząstkowego w kanałach 1 i 2 oraz wartości wskaźnika NDVI. Otrzymane na podstawie zdjęć satelitarnych dane zamieszczono w tabelach 4 i 5. Posłużyły one wraz z danymi meteorologicznymi i wynikami pomiarów wilgotności ścioly do wykonania różnych analiz statystycznych służących do wyprowadzenia wskaźników zagrożenia pożarowego lasu.

#### 5.1.1. Temperatura radiacyjna drzewostanów

Stacja znajdująca się w Zakładzie Przeciwpożarowej Ochrony Lasu Instytutu Badawczego Leśnictwa zarejestrowała od czerwca do sierpnia 1994 roku 38 zdjęć satelitarnych NOAA-AVHRR (bezchmurnych nad obszarem testowym Krzystkowice), a od kwietnia do sierpnia 1995 roku 46 obrazów bezchmurnych dla pól testowych w Krzystkowicach i Sękocinie. Wśród tych obrazów satelitarnych przeważała ranna godzina rejestracji od 6 do 8 GMT (tabela 4 i 5).

Tabela 4  
Table 4Dane satelitarne dla obszaru badawczego Krzystkowice  
Satellite data for Krzystkowice test site

DATA	GODZINA GMT	TS [°C]	A1 [bezwym.]	A2 [bezwym.]	NDVI [bezwym.]
23.07.89	14:20	30,30	6,22	11,33	0,290
16.05.89	14:40	23,10	1,96	4,74	0,490
3.08.90	14:27	29,92	4,51	9,84	0,380
8.07.91	14:11	34,10	5,36	10,69	0,350
28.06.92	7:12	25,50	3,17	6,01	0,360
23.09.92	7:19	13,90	3,38	4,29	0,450
28.08.92	14:21	38,80	2,56	4,55	0,280
10.08.92	13:20	40,00	4,09	6,53	0,230
12.06.94	7:02	24,60	2,32	4,40	0,365
20.06.94	14:53	23,20	3,75	6,80	0,379
21.06.94	7:08	28,40	2,74	5,00	0,358
23.06.94	6:24	25,90	4,35	8,85	0,387
23.06.94	8:28	21,40	4,24	8,48	0,351
24.06.94	8:15	21,40	4,80	0,50	0,372
25.06.94	8:02	24,40	5,80	11,95	0,377
26.06.94	7:00	33,10	3,20	5,40	0,303
27.06.94	6:38	31,30	5,40	7,25	0,197
28.06.94	9:04	29,50	5,30	8,00	0,212
28.06.94	14:56	32,40	3,55	5,90	0,249
2.07.94	8:12	25,00	5,20	1,10	0,378
13.07.94	9:12	30,70	3,85	7,85	0,344
14:07:94	7:11	33,30	2,58	4,60	0,313
14.07.94	8:59	30,90	4,00	7,95	0,335
20.07.94	6:06	18,30	2,24	4,75	0,508
20.07.94	6:41	27,60	3,00	6,15	0,426
20.07.94	15:27	27,80	3,07	6,12	0,445
21.07.94	15:15	30,40	2,60	5,55	0,431
23.07.94	8:43	30,50	3,55	8,10	0,393
23.07.94	14:50	32,40	2,70	5,70	0,449
24.07.94	6:54	35,40	2,85	5,14	0,366
28.07.94	7:08	36,00	3,80	5,15	0,288
31.07.94	8:40	34,80	5,05	8,21	0,257
3.08.94	6:38	32,30	3,90	5,75	0,281
5.08.94	6:21	22,60	3,40	5,22	0,311
5.08.94	7:35	34,80	2,70	5,00	0,386
5.08.94	9:16	32,80	3,30	7,30	0,391

**Tabela 4 c. d.**  
Table 4 continued

DATA	GODZINA GMT	TS [°C]	A1 [bezwym.]	A2 [bezwym.]	NDVI [bezwym.]
5.08.94	15:32	33,60	4,10	5,88	0,287
23.08.94	5:47	14,80	2,30	3,70	0,459
29.08.94	7:16	22,60	1,96	3,82	0,434
30.08.94	6:54	21,20	1,95	3,82	0,397
31.08.94	5:54	13,60	2,61	3,36	0,244
31.08.94	6:32	24,20	3,20	4,65	0,296
31.08.94	8:42	21,10	3,92	7,00	0,342
4.07.94	15:23	31,60	4,45	7,35	0,258
12.07.94	5:59	20,70	2,66	4,62	0,408
15.07.94	6:49	35,10	3,58	5,44	0,264
15.07.94	8:46	33,10	4,56	7,60	0,277
22.04.95	8:26	20,47	9,22	16,70	0,334
22.04.95	16:49	26,18	2,99	2,58	ujemne
23.04.95	6:39	22,14	6,39	2,46	0,315
23.04.95	8:13	21,70	11,10	17,70	0,270
24.04.95	6:18	21,50	3,05	4,84	0,362
25.04.95	9:28	21,45	5,94	11,10	0,324
24.05.95	16:54	26,13	1,90	2,70	0,339
25.05.95	6:45	23,80	2,29	4,47	0,413
26.05.95	6:23	22,40	3,53	5,46	0,310
27.05.95	9:15	28,10	9,42	14,58	0,220
28.06.95	9:01	22,31	7,70	17,05	0,387
28.06.95	17:34	26,70	1,42	2,24	0,486
29.06.95	8:48	26,53	8,51	18,90	0,392
29.06.95	17:12	29,40	1,32	2,33	0,534
30.06.95	8:35	24,50	12,30	21,30	0,280
1.07.95	6:41	27,00	2,20	4,43	0,430
7.07.95	6:10	26,80	3,66	6,13	0,356
7.07.95	8:44	27,60	9,46	18,98	0,349
8.07.95	8:31	27,99	10,00	20,08	0,354
8.07.95	17:17	34,40	1,03	1,99	0,636
14.07.95	8:54	26,50	10,00	17,70	0,289
20.07.95	6:28	25,80	2,44	4,85	0,456
21.07.95	9:04	30,11	8,22	15,87	0,330
21.07.95	18:55	20,62	1,68	1,98	0,396
22.07.95	8:51	31,30	10,00	18,90	0,324
24.07.95	6:41	22,60	2,23	4,50	0,461

**Tabela 4 c. d.**  
Table 4 continued

DATA	GODZINA GMT	TS [°C]	A1 [bezwym.]	A2 [bezwym.]	NDVI [bezwym.]
27.07.95	9:26	26,26	6,68	14,28	0,374
29.07.95	6:32	25,30	2,35	4,62	0,456
29.07.95	9:00	27,53	7,57	16,81	0,399
30.07.95	8:47	28,78	8,90	18,89	0,385
1.08.95	7:07	28,87	2,06	4,19	0,437
2.08.95	6:45	25,70	1,89	4,05	0,497
8.08.95	6:15	25,50	2,81	5,44	0,493
11.08.95	6:50	23,60	1,90	3,92	0,484
12.08.95	6:28	23,10	2,43	4,69	0,477
22.08.95	6:10	20,86	3,40	4,31	0,201
7.09.95	7:03	19,60	1,90	3,31	0,415

Podane wartości są średnie dla drzewostanu Values presented in the table are average for the all stand  
TS- temperatura radiacyjna radiative temperature

A<sub>1</sub> - albedo w kanale 1 albedo in channel 1

A<sub>2</sub> - albedo w kanale 2 albedo in channel 2

NDVI - wskaźnik zieleni vegetation index

**Tabela 5**  
Table 5

**Dane satelitarne dla obszaru badawczego w Sękocinie**  
Satellite data for Sękocin test site

DATA	GODZINA	TS [°C]	A1 [bezwym.]	A2 [bezwym.]	NDVI [bezwym.]
22.04.95	8:26	22,13	9,83	13,30	0,169
23.04.95	6:39	22,80	2,31	3,36	0,257
23.04.95	8:13	22,66	10,00	15,50	0,246
25.04.95	9:28	22,13	9,10	13,67	0,212
5.05.95	8:59	18,95	6,83	12,93	0,345
23.05.95	8:26	19,16	10,86	24,09	0,396
23.05.95	12:19	27,10	6,90	12,75	0,308
24.05.95	7:06	23,10	2,93	5,57	0,362
26.05.95	11:47	31,70	5,54	10,66	0,320
27.05.95	9:15	26,58	8,40	17,42	0,353
29.05.95	8:49	28,73	8,38	17,88	0,370
29.05.95	16:54	30,10	2,10	2,78	0,284
31.05.95	6:14	27,20	3,05	5,65	0,387
31.05.95	8:22	27,10	10,00	22,48	0,400
16.06.95	16:54	23,30	1,50	2,62	0,543
28.06.95	9:01	21,15	6,37	18,07	0,484
28.06.95	17:34	23,60	1,43	2,47	0,663
29.06.95	8:48	23,20	7,45	19,65	0,458
29.06.95	17:12	28,60	1,68	2,62	0,475

Tabela 5 c. d.  
Table 5 continued

DATA	GODZINA	TS [°C]	A1 [bezwym.]	A2 [bezwym.]	NDVI [bezwym.]
30.06.95	7:03	25,50	2,50	5,90	0,468
30.06.95	8:35	23,93	8,45	22,75	0,471
30.06.95	12:1	33,50	5,70	13,30	0,404
1.07.95	6:41	27,10	2,20	5,16	0,487
2.07.95	6:19	20,30	2,63	5,93	0,521
7.07.95	8:44	27,10	8,60	20,86	0,426
8.07.95	8:31	28,10	8,75	21,65	0,439
12.07.95	17:30	27,20	1,50	2,24	0,494
13.07.95	11:31	37,10	5,53	10,92	0,329
14.07.95	8:54	29,00	8,85	19,38	0,382
20.07.95	6:28	23,40	1,92	4,85	0,559
21.07.95	9:04	26,70	6,60	17,98	0,474
21.07.95	17:34	30,40	1,82	1,98	0,114
22.07.95	8:51	28,38	7,48	18,80	0,445
24.07.95	6:41	23,12	1,83	4,83	0,569
25.07.95	6:19	24,80	2,35	5,28	0,516
28.07.95	6:54	26,66	1,98	4,86	0,522
29.07.95	6:32	26,70	1,79	4,57	0,574
29.07.95	9:00	26,43	6,92	17,88	0,455
30.07.95	8:47	26,52	8,18	19,77	0,435
5.08.95	17:08	26,10	8,00	1,58	ujemne
6.08.95	16:46	27,10	9,00	1,80	ujemne
11.08.95	11:20	29,10	4,75	8,62	0,300
12.08.95	6:28	23,30	1,73	4,00	0,553
20.08.95	6:54	29,20	4,82	5,58	0,098
22.08.95	6:10	22,08	2,36	4,36	0,463
8.09.95	6:41	20,01	2,14	3,54	0,380

Oznaczenia jak w tabeli 4      Description as table 4

Temperatura radiacyjna została skorygowana ze względu na wpływ atmosfery wzorem :

$$TS = T4 + 2,68(T4 - T5) - 0,4$$

w którym wykorzystuje się temperaturę zarejestrowaną w kanale 4 i 5 satelity NOAA.

Najniższa temperatura radiacyjna w sezonie 1994 wynosiła 14,8 °C, co miało miejsce o godzinie 5:47 w dniu 23.08.94, przy temperaturze powietrza, również najniższej, wynoszącej 12,7 °C. Natomiast najwyższa temperatura radiacyjna była równa 35,8 °C, w dniu 24.07.94 o godzinie 6:54, gdy temperatura powietrza

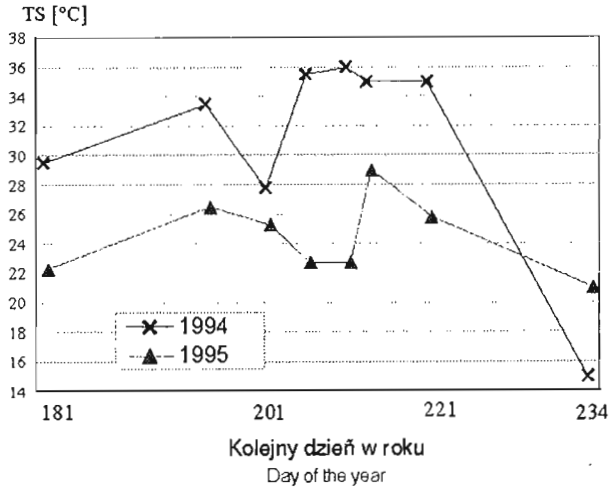


wynosiła 26,2 °C. W dniu 24.07.94 o godzinie 6:54, różnica pomiędzy temperaturą radiacyjną rejestrowaną przez NOAA-AVHRR a temperaturą powietrza była duża i wynosiła 9,6 °C, podczas gdy 23.08.94, o godzinie 5:54, różnica ta była jedną z najmniejszych i wyniosła 2,1°C. Na wartość tej różnicy wpływa wilgotność ścióły (w czasie rejestracji w dniu 23.08.94 wynosiła 25%, podczas gdy 24.07.94 jedynie 8%) oraz wartość strumienia różnicowego radiacji  $RN$ . Na przykład w dniu 21.06.94 o godzinie 7:08 wilgotność ścióły wynosiła 18%, a różnica  $TS-TA$  była równa 10,3 °C. O ile w czasie rejestracji obrazu NOAA-AVHRR w dniu 24.07.94 i 31.08.94, wartości strumienia różnicowego radiacji  $RN$  wynosiły odpowiednio 280 i 122  $Wm^{-2}$ , to w dniu 21.06 aż 469  $Wm^{-2}$ . Dlatego przy rozpatrywaniu zależności pomiędzy temperaturą radiacyjną a wilgotnością ścióły powinno się brać pod uwagę wielkość  $RN$  jako wpływającą na temperaturę radiacyjną. Będzie to jeszcze silniej zaznaczone, gdy przeanalizuje się pomiary wykonywane w różnych miesiącach, dla których wartość promieniowania słonecznego jest różna.

Należy dodać, że temperatura zarejestrowana na kilku zdjęciach NOAA była zbyt niska, co mogło być spowodowane występowaniem chmur typu cirrus, które są trudne do zaobserwowania na monitorze. Na przykład na zdjęciu wykonanym w dniu 31.08.94, o godzinie 5:54, wartość strumienia różnicowego radiacji  $RN$  wynosi 90,2  $Wm^{-2}$ , a temperatura radiacyjna  $TS$  jest wyraźnie zaniżona i wynosi 13,4 °C. Dla tej samej rejestracji była również zaniżona wartość  $NDVI$ .

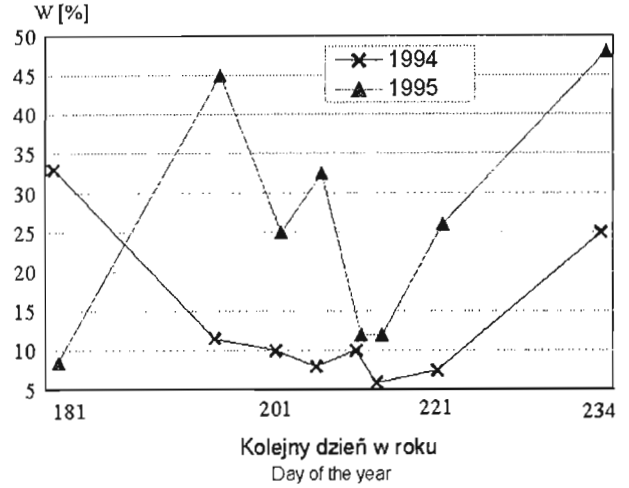
Najniższa temperatura radiacyjna na zdjęciach zarejestrowanych w sezonie 1995 wystąpiła na polu testowym Sękocin w dniu 5 maja o godz. 8:59 GMT i wyniosła 18,95 °C, przy temperaturze powietrza również najniższej, wynoszącej 14,3 °C. Najwyższa temperatura radiacyjna wyniosła 39,17 °C została zarejestrowana na poligonie badawczym Sękocin w dniu 13 lipca o godz. 11:31 GMT, przy temperaturze powietrza 26,2 °C. Różnica pomiędzy temperaturą radiacyjną i temperaturą powietrza zarejestrowanymi w dniu 13 lipca była również najwyższa i wyniosła 12,97 °C, natomiast w dniu 5 maja dużo niższa i wynosiła 4,65 °C. Na wielkość tych różnic miała wpływ wilgotność ścióły. Przy dużej różnicy temperatur wilgotność ścióły była niska (8%) a przy małej – wysoka (26%). O wielkości różnic pomiędzy temperaturą radiacyjną i temperaturą powietrza zdecydowała również wartość strumienia różnicowego radiacji  $RN$ , która przy większej różnicy temperatur była większa.

Analiza wartości temperatury radiacyjnej zarejestrowanej na zdjęciach satelitarnych NOAA-AVHRR dla obszaru Krzystkowic w obu sezonach (ryc. 15) wykazała, że w 1994 r. były one wyższe niż w 1995 r. Wartości wilgotności ścióły odzwierciedlały warunki termalne i były mniejsze w 1994 r. oraz większe w 1995 r. (ryc. 16). Istnienie zależności odwrotnie proporcjonalnej pomiędzy temperaturą radiacyjną a wilgotnością ścióły potwierdziła analiza wykresów przebiegu tych parametrów w czasie sezonu 1995 roku,



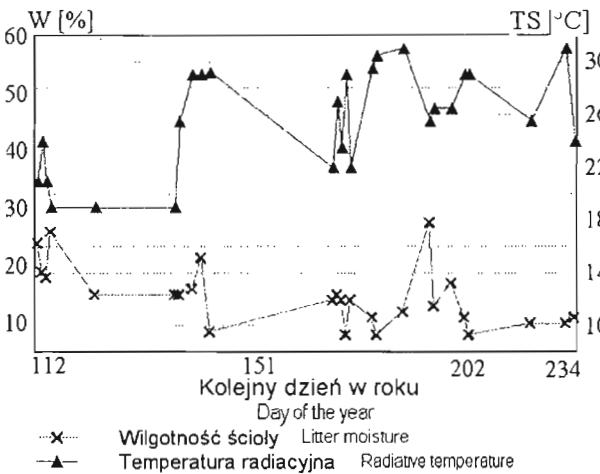
Ryc. 15. Przebieg wartości temperatury radiacyjnej ( $TS$ ) w sezonie 1994 i 1995 r. dla obszaru Krzystkowic

Fig. 15. Radiative temperature ( $TS$ ) in 1994 and 1995 in Krzystkowice test site



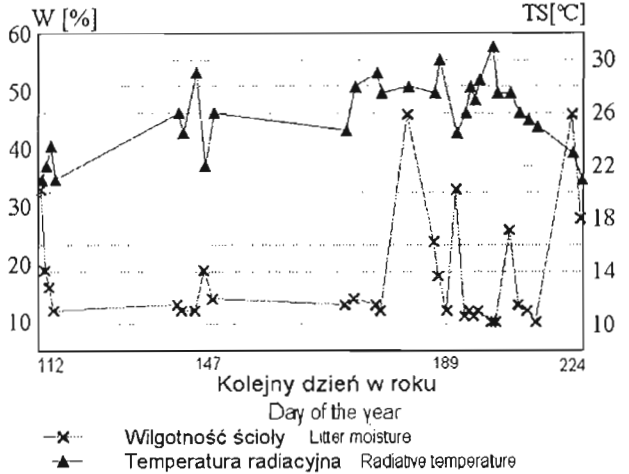
Ryc. 16. Przebieg wartości wilgotności ściółki ( $W$ ) w czasie rejestracji satelitarnej w sezonie 1994 i 1995 r. dla obszaru Krzystkowic

Fig. 16. Litter moisture ( $W$ ) during NOAA images registration in 1994 and 1995 in Krzystkowice test site



Ryc. 17. Przebieg wartości wilgotności ściółki ( $W$ ) i temperatury radiacyjnej ( $TS$ ) dla obszaru Sękocin w sezonie 1995 r.

Fig. 17. Litter moisture ( $W$ ) and radiative temperature ( $TS$ ) in 1995 in Sękocin test site



Ryc. 18. Przebieg wartości wilgotności ściółki ( $W$ ) i temperatury radiacyjnej ( $TS$ ) dla obszaru Krzystkowic w sezonie 1995 r.

Fig. 18. Litter moisture ( $W$ ) and radiative temperature ( $TS$ ) in 1995 in Krzystkowice test site

wykonanych dla poligonów badawczych Sękocin (ryc. 17) i Krzystkowice (ryc. 18). Wraz ze wzrostem wilgotności ściółki maleje temperatura radiacyjna drzewostanu. Zależność ta została opisana w rozdziale 5.3 i może być stosowana do oceny stopnia zagrożenia pożarowego lasów.

### 5.1.2. Znormalizowany wskaźnik zieleni *NDVI*

Informacje zarejestrowane w kanale 1 i kanale 2 NOAA–AVHRR mogą być wykorzystywane do określania stopnia aktywności fotosyntezy, procesu niezbędnego do istnienia życia na Ziemi. Dotyczy to zarówno skali lokalnej, kontynentalnej jak i globalnej.

Promieniowanie rejestrowane w tych kanałach wykazuje ścisły związek z masą zieloną. Rośliny zielone charakteryzują się dużymi różnicami pomiędzy wartościami cząstkowego albedo w czerwonym zakresie widma elektromagnetycznego (kanał 1), a cząstkowym albedo w zakresie bliskiej podczerwieni (kanał 2).

Na podstawie licznych doświadczeń opracowana została metoda wykorzystująca informacje z obu kanałów równocześnie. Polega ona na obliczaniu dla każdego piksela wskaźnika nazywanego powszechnie wskaźnikiem lub indeksem zieleni *NDVI* (Normalized Difference Vegetation Index). W wielu środowiskach naukowych uznaje się ten wskaźnik za najbardziej efektywny do korelowania z parametrami agrometeorologicznymi.

Wartości parametru *NDVI* obliczane są według następującej zależności:

$$NDVI = \frac{A_2 - A_1}{A_2 + A_1}$$

gdzie:

$A_1$  – wartości cząstkowego albedo w 1 kanale,

$A_2$  – wartości cząstkowego albedo w 2 kanale.

$$A_i = G_i \cdot DN_i + I_i$$

gdzie:

$G_i, I_i$  – wartości współczynników charakteryzujących danego satelitę i  $i$ -ty kanał,  
 $DN_i$  – surowe wartości w  $i$ -tym kanale.

Wartości *NDVI* charakteryzują biomasę. Bujna zielona trawa będzie miała wyższe wartości *NDVI* niż mocno wysuszona. Podobnie *NDVI* zdrowego lasu będzie wyższe niż lasu umierającego. Śledzenie zmian wartości *NDVI* umożliwia określenie dynamiki zmian wielkości masy zielonej.

Różne zjawiska, takie jak rozpraszanie promieniowania odbitego od badanego obiektu przez składniki atmosfery, absorpcja promieniowania przez aerozole, ozon, parę wodną, znajdujące się na drodze wiązki promieniowania między obiektem na Ziemi a satelitą, powodują zmianę wartości *NDVI*. Ponadto istotny wpływ na wartość wskaźnika zieleni ma położenie Słońca w momencie rejestracji obrazu powierzchni Ziemi przez satelitę. Największe wartości *NDVI* występują przy

zenitalnym położeniu Słońca. Należy zatem pamiętać, że zmiana wartości wskaźnika zieleni nie musi być wyłącznie związana ze zmianą masy zielonej badanego obiektu.

Ponieważ w różnego rodzaju analizach wykorzystywane są zdjęcia wykonywane w różnych terminach, aby je można było porównywać między sobą niezbędne jest wykonywanie odpowiednich korekcji. Jednym z programów służących do korekcji wpływu atmosfery jest amerykański program Lowtran. Korekcji podlegają wartości luminancji w poszczególnych kanałach.

Istnieje szereg empirycznych formuł przeznaczonych do korekcji wartości  $NDVI$  ze względu na kąt zenitalny Słońca. Jedną z nich jest formuła opracowana przez SINGH'A (1988):

$$NDVI = \frac{NDVI(\Theta_s)}{1 - Y}$$

$$Y = 0,739 \cdot \left(\Theta_s - \frac{\pi}{6}\right)^{1,602}$$

gdzie:

$\Theta_s$  – kąt zenitalny Słońca w momencie rejestracji satelitarnej,

$NDVI(\Theta_s)$  – wartość  $NDVI$  obliczona na podstawie  $A_i$ .

Zgodnie z zaleceniami autora, wzór ten jest słuszny dla wartości  $\Theta_s$  należących do przedziału (30÷75 °C). Dla wartości 30 ° korekcja jest zbędna.

Formuła przyjmująca podobną postać opracowana została przez STRUZIKA (1991):

$$NDVI = NDVI(\Theta_s - Y)$$

$$Y = 0,675 \cdot \left(\Theta_s - \frac{\pi}{6}\right)^{2,3}$$

Inne podejście do problemu prezentuje GUTMAN (1991). Korekcji poddaje on nie  $NDVI$ , a wartości cząstkowego albedo dla kanału 1 i 2. Funkcje służące do korekcji przyjmują następującą postać:

$$A_i = \frac{A_i(\Theta_s)}{X_i}$$

$$A_i(\Theta_s) = G_i \cdot DN_i + I_i$$

gdzie:

$i$  - numer kanału (1 lub 2)

$DN_i$  - surowe wartości w kanale 1 lub 2

$A_i(\Theta_s)$  - albedo obliczone na podstawie  $DN_i$

$$X_i = \frac{F_i(\Theta_s)}{F_i(0)}$$

$$\text{dla } i=1 \quad F_1 = 7,4 - 0,08\Theta_s + 0,001\Theta_s^2 + 0,00001\Theta_s^2$$

$$\text{dla } i=2 \quad F_2 = 19,9 - 0,19\Theta_s + 0,002\Theta_s^2 + 0,00004\Theta_s^3$$

W niniejszym opracowaniu korekcję wpływu położenia Słońca na wartość  $NDVI$  przeprowadzono stosując formułę Singh'a (formuła opracowana dla pokrywy roślinnej, dla danych satelitarnych NOAA-AVHRR).

Na podstawie tak skorygowanych wartości albedo, obliczono  $NDVI$  dla wybranych zdjęć NOAA-AVHRR (tab. 4 i 5). Dla okresu 1989-1991 dysponowano niewielką ilością archiwalnych zdjęć dobrej jakości. Rok 1992 był nieco bogatszy w materiał zdjęciowy. Dopiero jednak w latach 1994-1995, kiedy stacja odbioru zdjęć NOAA w Sękocinie rozpoczęła operacyjną działalność, można było dysponować odpowiednią bazą danych satelitarnych.

W roku 1992 wartości  $NDVI$  były stosunkowo niskie, w porównaniu z innymi latami, i wyniosły w czerwcu 0,36, a w sierpniu spadły poniżej 0,3. Rok 1994 i 1995 charakteryzowały następujące wartości wskaźnika zieleni:

miesiąc	V	VI	VII		VIII		IX
	III dek.	III dek.	I dek.	III dek.	I dek.	III dek.	I dek.
1994 r.	—	0,38	0,41	0,50	0,39	0,46	—
1995 r.	0,40	0,50	0,40	0,45	0,56	—	0,40

Jak wynika z przedstawionych danych dotyczących  $NDVI$ , w roku 1995 wartości znormalizowanego wskaźnika zieleni były wyższe niż w roku 1994, co świadczy o większej żywotności roślin w roku 1995. Bardzo niskie wartości  $NDVI$  w 1992 roku niewątpliwie związane są z panującą wówczas suszą.

## 5.2. Dane meteorologiczne

W latach 1989-1992 dla kompleksu leśnego w Krzystkowicach dysponowano danymi meteorologicznymi pochodzącymi ze stacji Instytutu Meteorologii

i Gospodarki Wodnej w Sławie k/Radzynia oraz z Okręgowej Leśnej Stacji Meteorologicznej w Krzystkowicach. Dane ze Sławy dotyczyły wartości następujących parametrów mierzonych w odstępach godzinnych:

- temperatury powietrza,
- wilgotności powietrza,
- promieniowania całkowitego,
- strumienia różnicowego promieniowania (bilansu promieniowania),
- prędkości wiatru.

Prędkość wiatru mierzona była na wysokości 14 m, a pozostałe wielkości na wysokości 2 m.

Pomiary w Krzystkowicach przeprowadzane były o godzinach: 8, 9, 13, 14 i 20 oraz dotyczyły jedynie temperatury powietrza i prędkości wiatru.

W celu dostosowania danych meteorologicznych do czasu rejestracji satelitarnej niezbędna była interpolacja wyników między sąsiadującymi godzinami. W przypadku braku danych dotyczących strumienia różnicowego promieniowania stosowano metodę opracowaną w Instytucie Geodezji i Kartografii, wykorzystującą wartości promieniowania całkowitego oraz dane satelitarne.

Nie wszystkie archiwalne dane meteorologiczne z lat 1989-1992 spełniały wymagania konieczne z punktu widzenia metodyki badań (brak danych meteorologicznych mierzonych nad koronami drzew, brak danych dotyczących strumienia różnicowego promieniowania, pomiary IMGW dokonywane były w pewnej odległości od poligonu badawczego). Niezbędne było zatem przeprowadzenie dodatkowej korekty wartości strumienia różnicowego promieniowania i temperatury radiacyjnej drzewostanów.

W latach 1994-1995 dysponowano już danymi meteorologicznymi pochodzącymi z automatycznych stacji meteorologicznych, zainstalowanych na poligonach badawczych Krzystkowice oraz Sękocin. Na obu poligonach zainstalowane były maszty meteorologiczne umożliwiające prowadzenie pomiarów ponad koronami drzew.

Stacja pomiarowa zainstalowana w Krzystkowicach dokonywała pomiarów na wysokości 16 m, przy wysokości drzew 14-15 m. Stacja w Sękocinie dostarczała danych z wysokości 32 m, przy wysokości drzewostanu wynoszącej 25 m.

Natomiast w przypadku danych archiwalnych, gromadzonych przed zainstalowaniem automatycznych stacji pomiarowych w Sękocinie i Krzystkowicach, oraz dla okresów, w których nastąpiły awarie automatycznych stacji meteorologicznych, dysponowano jedynie wynikami pomiarów dokonywanych na wysokości 2 m nad powierzchnią terenu przez stacje IMiGW w Warszawie (dla Sękocina) oraz w Sławie (dla Krzystkowic).

Ponieważ dysponowano wartościami prędkości wiatru mierzonymi na wysokości 2 m, 32 m i 16 m podjęto próbę znalezienia metody szacowania wartości prędkości wiatru na żądanej wysokości nad powierzchnią drzewostanu. W proponowanej me-

tożdzie obliczania wartości ewapotranspiracji powinna być ona określona na wysokości 2 m nad powierzchnią koron drzew.

Systematyczne otrzymywanie wyników tak prowadzonych pomiarów jest niezmiernie uciążliwe (wymagałoby to instalowania na obszarach leśnych stacji meteorologicznych umiejscowionych na odpowiednio wysokich masztach). W związku z powyższym podjęto próbę oszacowania wartości prędkości wiatru na wysokości 2 m nad lasem, na podstawie pomiarów przeprowadzonych na wysokości 2 m nad powierzchnią Ziemi, na terenie odkrytym. Wykorzystano do tego celu równocześnie pomiary prędkości wiatru nad lasem oraz na poziomie 2 m na obszarach badawczych Krzystkowie i Sękocin w 1995 r. Dysponowano wystarczająco liczebną próbą losową dla Sękocina (95 par pomiarów wykonanych w okresie od kwietnia do sierpnia). W przypadku Krzystkowie próba ta była mniej liczna i dotyczyła okresu kwiecień – maj. Analizie statystycznej poddano obie próby losowe.

Prędkość wiatru w Sękocinie mierzona była na wysokości 32 m tzn. około 7 m nad powierzchnią lasu oraz na wysokości 2 m nad powierzchnią Ziemi.

W wyniku przeprowadzonej analizy stwierdzono istnienie zależności pomiędzy wartościami prędkości wiatru na obu wysokościach. Wartość współczynnika korelacji wyniosła 0,76 dla Sękocina. W przypadku Krzystkowie wartość współczynnika korelacji wyniosła 0,66. Ponieważ próby losowej dla tego poligonu nie można uznać jako reprezentatywnej dla całego okresu badawczego, wyniki uzyskane ze statystycznej oceny poligonu Krzystkowie nie były brane pod uwagę w dalszych rozważaniach.

Dla Sękocina otrzymano następującą zależność między prędkością wiatru na wysokości 32m ( $V_{32}$ ) i prędkością na wysokości 2m ( $V_2$ ):

$$V_{32} = 0,564995 \cdot V_2 + 0,641174$$

Według powyższej zależności obliczono brakujące (np. wskutek awarii czujnika) wartości prędkości wiatru nad lasem dla wybranych do analizy terminów zdjęć satelitarnych.

Do określenia wartości prędkości wiatru na wysokości 2 m nad lasem wykorzystano jedną z formuł opisującą pionowy profil prędkości wiatru:

$$V = V_1 \cdot \frac{\ln \frac{z+z_0}{z_0}}{\ln \frac{z_1+z_0}{z_0}}$$

gdzie:

$V$  - szukana prędkość wiatru na wysokości  $z$  w naszym przypadku 27 m [m/s],

$z_0$  - szorstkość podłoża – lasu [m],

$z_1$  - wysokość, dla której znamy wartość prędkości wiatru – 32 m [m],

$V_1$  - wartość prędkości wiatru na wysokości 32 m [m/s].

Szorstkość podłoża obliczono według zależności:

$$z_0 = 0,3 \cdot (h - d)$$

gdzie:

$h$  - wysokość roślin [m],

$d$  - przesunięcie płaszczyzny zerowej,  $d = 0,8 h$  [m].

Otrzymane w powyższy sposób wartości prędkości wiatru na wysokości 2 m nad lasem zostały wykorzystane do dalszych analiz.

### 5.3. Analiza wyników badań

Wszystkie dane satelitarne wykorzystane do realizacji projektu są zamieszczone w tabeli 4 (dla obszaru Krzystkowic) oraz w tabeli 5 (dla obszaru Sękocina). Analizy statystyczne wyników pomiarów ścióły oraz różnych parametrów otrzymanych ze zdjęć satelitarnych NOAA i danych meteorologicznych zostały wykonane przy zastosowaniu programu Statgraphics. Praca ta dotyczyła wartości średnich dla wszystkich pikseli obejmujących badane drzewostany. Początkowo rozpatrywano dane dla obszaru Krzystkowic pochodzące z 1994 r. W następnym roku poddano analizie statystycznej wszystkie dane zebrane dla poligonu w Krzystkowicach, w tym ze zdjęć archiwalnych, oraz dane dla obszaru Sękocina.

Dla obszaru Krzystkowic w sezonie 1994 r. wykonano analizy statystyczne dla wartości dotyczących godzin rannych i popołudniowych oddzielnie. Oddzielną analizą objęto warunki suche (wilgotność ścióły 10%) dla piksela numer 1 (ryc. 19). Przedstawiono również przebieg wartości wilgotności ścióły (ryc. 20), temperatury radiacyjnej drzewostanów (ryc. 21) i strumienia różnicowego radiacji  $RN$  (ryc. 22) w okresie od czerwca do sierpnia 1994, dla rannych rejestracji satelitarnych. Dane, które posłużyły do wykonania tych rysunków, dotyczą piksela numer 1 i znajdują się w tabeli 6.

Jak widać z wykresów wilgotności ścióły, temperatury radiacyjnej oraz bilansu promieniowania wartości te wahały się znacznie w ciągu rozpatrywanego okresu. Maksymalna temperatura wystąpiła podczas rejestracji satelitarnej w dniu 24.07.94, gdy wilgotność ścióły wynosiła 7,7%, a bilans promieniowania  $280 \text{ Wm}^{-2}$ , oraz w dniu 28.07.94, przy wilgotności ścióły 10%

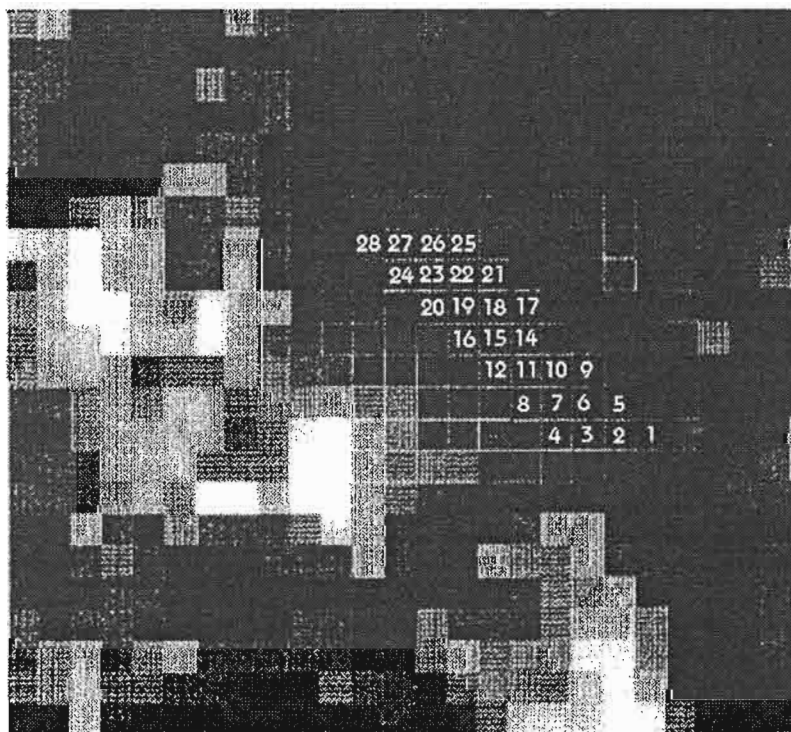


Tabela 6

Table 6

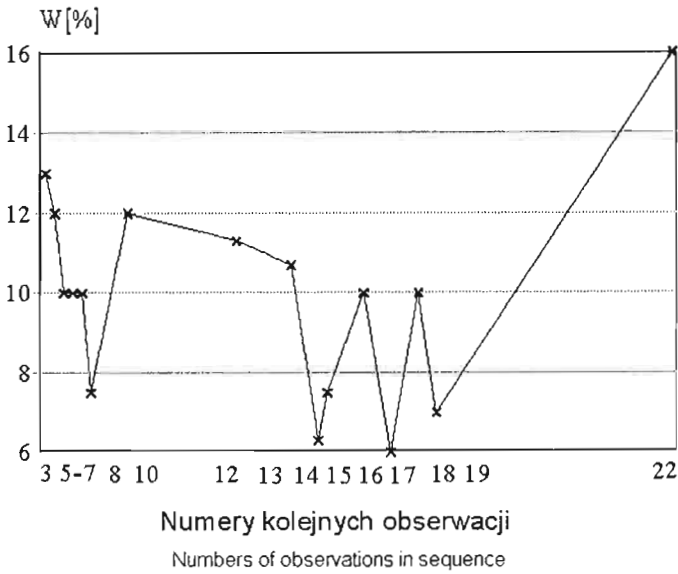
**Wilgotność ścioly ( $W$ ), temperatura radiacyjna powierzchni drzewostanów ( $TS$ ) oraz bilans promieniowania ( $RN$ ) dla piksela 1 ze zdjęć NOAA/AVHRR**Litter moisture ( $W$ ), radiative temperature of tree crowns ( $TS$ ) and net radiation ( $RN$ ) for pixel no.1 of NOAA-AVHRR images

DATA	GODZINA GMT	$TS$	$RN$	$W$
23.07.94	8:43	30,2	506	6,3
31.07.94	8:40	35,3	437	6,6
28.06.94	9:04	32,0	518	7,5
05.08.94	7:53	34,8	366	7,6
24.07.94	6:54	35,8	280	7,7
25.06.94	8:02	24,5	538	10,0
26.06.94	7:00	34,0	429	10,0
27.06.94	6:38	30,3	372	10,0
28.07.94	7:08	35,6	282	10,0
03.08.94	6:38	32,8	249	10,0
20.07.94	6:41	28,8	295	10,5
14.07.94	7:11	33,7	218	11,0
24.06.94	8:15	21,6	585	12,0
02.07.94	8:12	25,5	534	12,0
23.06.94	6:24	25,7	423	13,0
31.08.94	8:42	20,9	427	16,0

 $TS$  – temperatura radiacyjna drzewostanu ( $^{\circ}C$ ) radiative temperature ( $^{\circ}C$ ) $RN$  – bilans promieniowania ( $Wm^{-2}$ ) net radiation ( $Wm^{-2}$ ) $W$  – wilgotność ścioly (%) litter moisture (%)

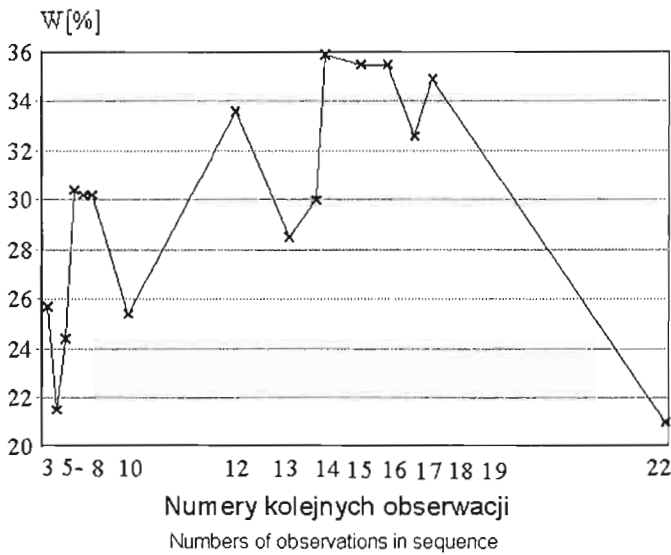
Ryc. 19. Układ pikseli NOAA na obszarze badawczym w Krzystkowicach

Fig.19. NOAA pixels distribution in Krzystkowice test site



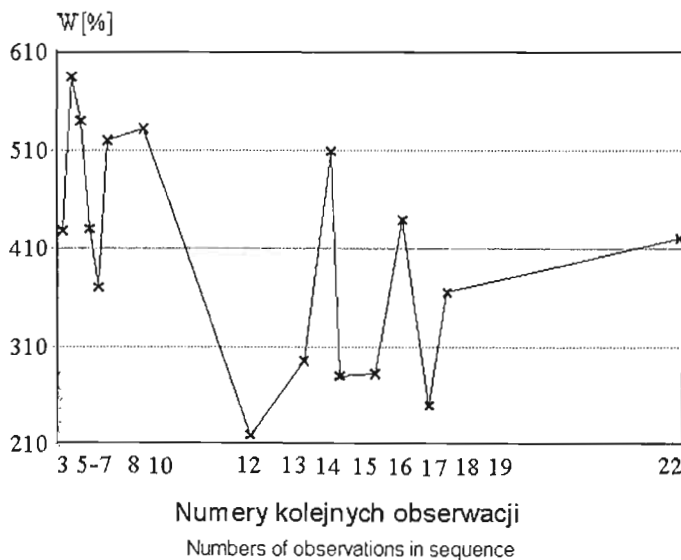
Ryc. 20. Przebieg wilgotności ściółki ( $W$ ) od czerwca do sierpnia 1994 r. dla następujących dat (ranne godziny rejestracji satelitarnej): 3 – 23.06, 4 – 24.06, 5 – 25.06, 6 – 26.06, 7 – 27.06, 8 – 28.06, 10 – 2.07, 12 – 14.07, 13 – 20.07, 14 – 23.07, 15 – 24.07, 16 – 28.07, 17 – 31.07, 18 – 3.08, 19 – 5.08, 22 – 31.08

Fig. 20. Litter moisture values as registered between June and August 1994 for following dates (morning registrations): 3 – 23.06, 4 – 24.06, 5 – 25.06, 6 – 26.06, 7 – 27.06, 8 – 28.06, 10 – 2.07, 12 – 14.07, 13 – 20.07, 14 – 23.07, 15 – 24.07, 16 – 28.07, 17 – 31.07, 18 – 3.08, 19 – 5.08, 22 – 31.08



Ryc. 21. Przebieg temperatury radiacyjnej drzewostanu ( $TS$ ) od czerwca do sierpnia 1994 r. Numery i daty obserwacji jak na ryc. 20

Fig. 21. Radiative temperature values ( $TS$ ) as registered between June and August 1994. Numbers are related to the dates as in the fig. 20.



Ryc. 22. Przebieg bilansu promieniowania ( $RM$ ) od czerwca do sierpnia 1994 r. Numery i daty obserwacji jak na ryc. 20

Fig. 22. Net radiation between June and August 1994. Numbers are related to the dates as in the fig. 20.

i bilansie promieniowania  $282 \text{ Wm}^{-2}$ , a także w dniu 31.08.94 dla wilgotności ścióły 6,1% i bilansu promieniowania  $437 \text{ Wm}^{-2}$ .

Wartości bilansu promieniowania  $RN$  wahały się w rozpatrywanym okresie od 210 do  $590 \text{ Wm}^{-2}$  i dlatego ich uwzględnianie jest bardzo ważne. Zależność pomiędzy wilgotnością ścióły i temperaturą radiacyjną drzewostanów jest odwrotnie proporcjonalna. Dużym wartościom wilgotności ścióły odpowiadały niskie temperatury. Zależność ta pokazana jest na rycinie 23 ( $r = -0,72$ ). Temperatura radiacyjna drzewostanu wzrasta wraz ze zmniejszaniem się wilgotności ścióły. Uwzględnienie bilansu promieniowania poprawiło znacznie współczynnik korelacji. Korelacja między wartościami wilgotności ścióły, zmierzonymi i obliczonymi za pomocą równania  $W = -0,014RN - 0,56TS + 32,6$  wynosi  $r = 0,86$  (ryc. 24).

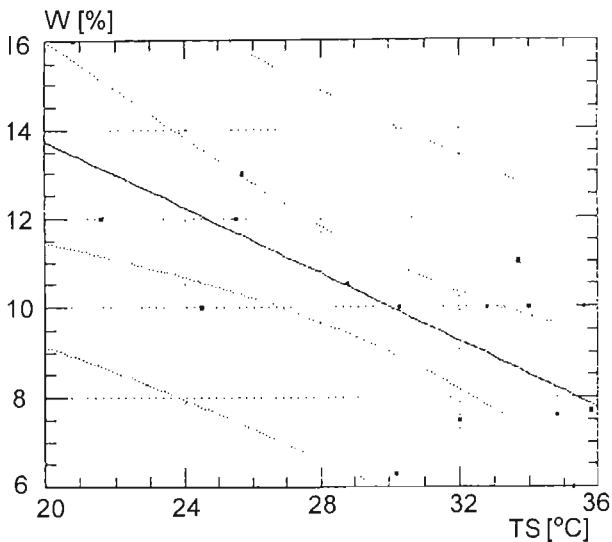
Zależność pomiędzy wartościami wilgotności ścióły a wartościami temperatury radiacyjnej, będącej średnią ze wszystkich pikseli obejmujących badany obszar, cechuje niska korelacja. Jest ona wynikiem zmieszania dużych wartości wilgotności ścióły z wartościami średnimi i niskimi ( $r = -0,50$ ) oraz różnych pór rejestracji satelitarnej. Odrzucenie dużych wartości wilgotności ścióły zwiększyło siłę związku ( $r = -0,68$ ). Nie jest ona jednak tak wysoka, jak przy uwzględnieniu zbliżonej pory rejestracji satelitarnej, np. rannej (ryc. 23). Również dodanie wartości bilansu promieniowania nie poprawiło wyniku (ryc. 25).

Korelacja pomiędzy wartościami zmierzonymi a obliczonymi za pomocą równania  $W = -0,007RN - 0,61TS + 30,6$  jest zbliżona (ryc. 25), jak przy zastąpieniu wartości  $RN$  wartościami  $NDVI$  i wynosi  $r = 0,68$  (ryc. 26). Należy zauważyć, że w drugim przypadku do obliczania wilgotności ścióły potrzebne są jedynie zdjęcia satelitarne.

Z powyższych rozważań wynika, że do obliczania wartości wilgotności ścióły należy brać pod uwagę zbliżone godziny rejestracji satelitarnej. Poza tym duże wartości wilgotności ścióły (30%) powinny być traktowane oddzielnie.

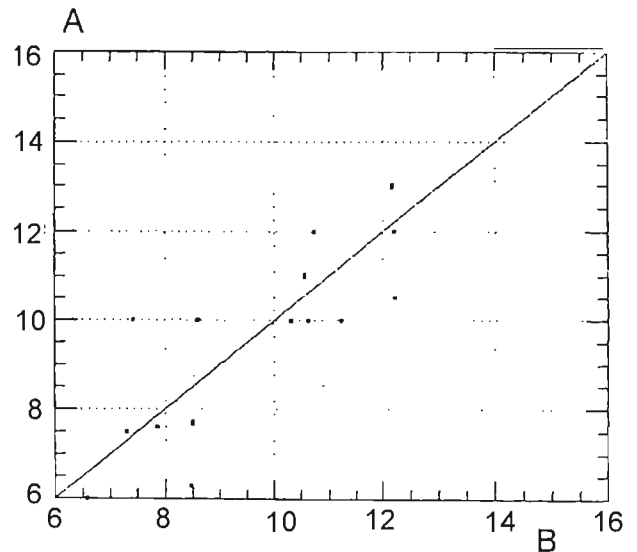
W następnej kolejności poddano analizie statystycznej jedynie niskie wartości wilgotności ścióły (do 10,5%). Dodanie wartości bilansu promieniowania  $RN$  do różnicy temperatury radiacyjnej i temperatury powietrza  $TS - TA$  zwiększyło korelację między wartościami wilgotności ścióły zmierzonymi i obliczonymi ( $r = 0,80$ ; ryc. 27). Analiza danych pochodzących z popołudniowych godzin rejestracji satelitarnych wykazała dużą zależność ( $r = -0,87$ ) wilgotności ścióły z temperaturą radiacyjną drzewostanów. Istnieje też wysoka korelacja ( $r = 0,89$ ) pomiędzy zmierzonymi wartościami wilgotności ścióły a obliczonymi według równania (ryc. 28):

$$W = -0,02 RN - 1,36TS + 54,9$$



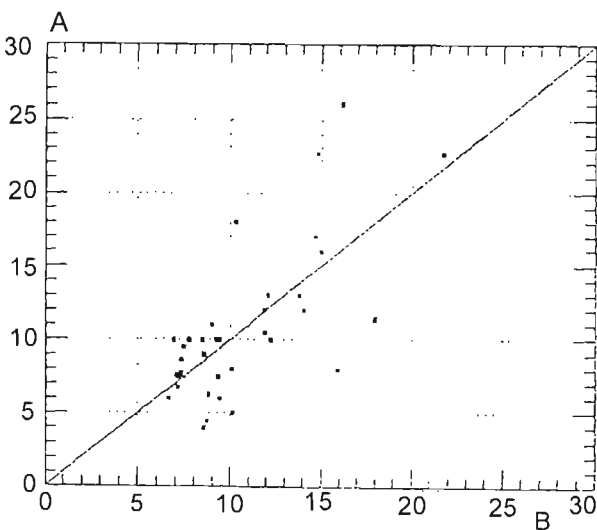
Ryc. 23. Zależność pomiędzy wilgotnością ściółki ( $W$ ) a temperaturą radiacyjną drzewostanu ( $TS$ ) dla rannych godzin rejestracji satelitarnej obliczona według równania  $W = -0,37TS + 21,17$  ( $r = -0,72$ )

Fig. 23. Correlation between litter moisture ( $W$ ) and radiative temperature of stands ( $TS$ ) calculated for morning registration of NOAA data according to equation  $W = -0,37TS + 21,17$  ( $r = -0,72$ )



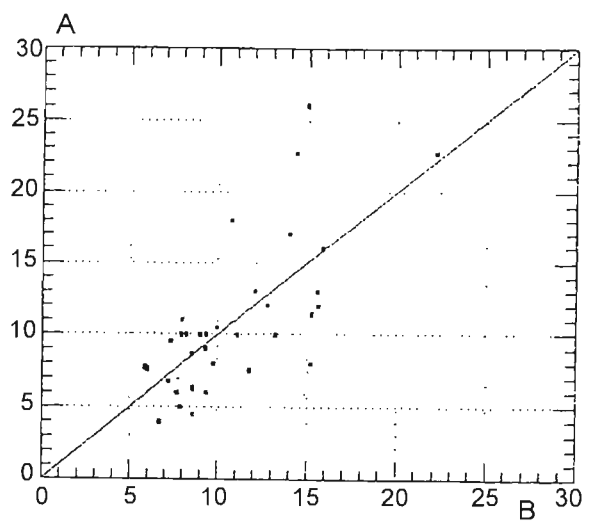
Ryc. 24. Korelacja pomiędzy wartościami wilgotności ściółki zmierzonymi (A) i obliczonymi (B) według równania  $W = -0,014RN - 0,56TS + 32,6$  ( $r = 0,86$ ) dla pikseli 1 i godzin rannych rejestracji satelitarnej

Fig. 24. Correlation between litter moisture values measured (A) and calculated (B) according to the equation  $W = -0,014RN - 0,56TS + 32,6$  ( $r = 0,86$ ) for pixel 1 and for morning NOAA registration hours



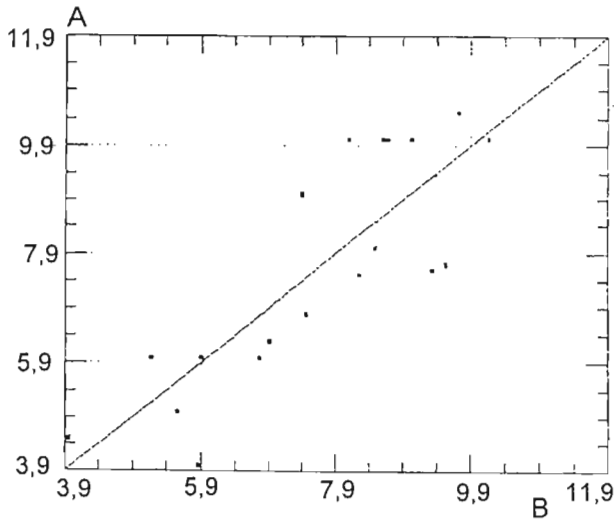
Ryc. 25. Korelacja pomiędzy wartościami wilgotności ściółki zmierzonymi (A) i obliczonymi (B) według równania:  $W = 0,007RN - 0,61TS + 30,6$  ( $r = 0,68$ ) dla  $TS$  średnich z pikseli bez uwzględniania dużych wartości wilgotności ściółki

Fig. 25. Correlation between litter moisture values measured (A) and calculated (B) according to equation  $W = 0,007RN - 0,61TS + 30,6$  ( $r = 0,68$ ) for  $TS$  calculated from average pixels values without taking into account high litter moisture values



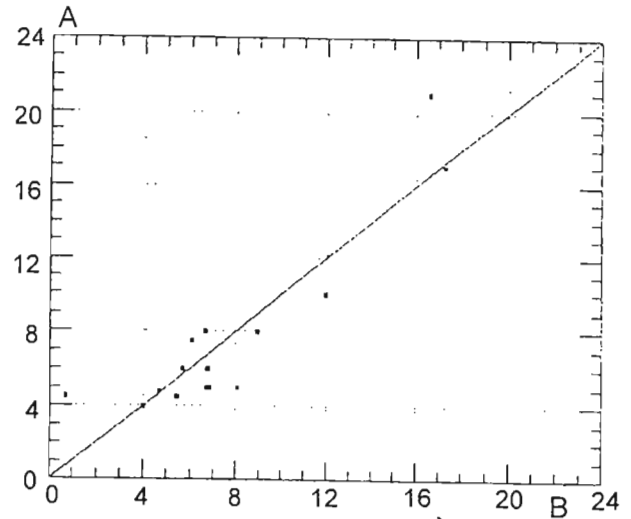
Ryc. 26. Korelacja pomiędzy wartościami wilgotności ściółki zmierzonymi (A) i obliczonymi (B) według równania:  $W = -12,2NDVI - 0,68TS + 34,4$  ( $r = 0,68$ ) dla  $TS$  i  $NDVI$  średnich z pikseli bez uwzględniania dużych wartości wilgotności ściółki

Fig. 26. Correlation between litter moisture values measured (A) and calculated (B) according to equation  $W = -12,2NDVI - 0,68TS + 34,4$  ( $r = 0,68$ ) for  $TS$  and  $NDVI$  calculated from average pixels values without consideration of high litter moisture values



Ryc. 27. Korelacja pomiędzy wartościami wilgotności ścioty zmierzonymi (A) i obliczonymi (B) według równania  $W=0,42(TS-TA)+0,004RN+4,23$  ( $r=0,8$ ) dla wilgotności ścioty  $<10,55\%$

Fig. 27. Correlation between litter moisture values measured (A) and calculated (B) according to the equation  $W=0,42(TS-TA)+0,004RN+4,23$  ( $r=0,8$ ) for litter moisture values  $<10,55\%$



Ryc. 28. Korelacja pomiędzy wartościami wilgotności ścioty zmierzonymi (A) i obliczonymi (B) według równania  $W=-0,02RN-1,36TS+54,9$  ( $r=0,89$ ) dla popołudniowych (14-16 GMT) rejestracji satelitarnych

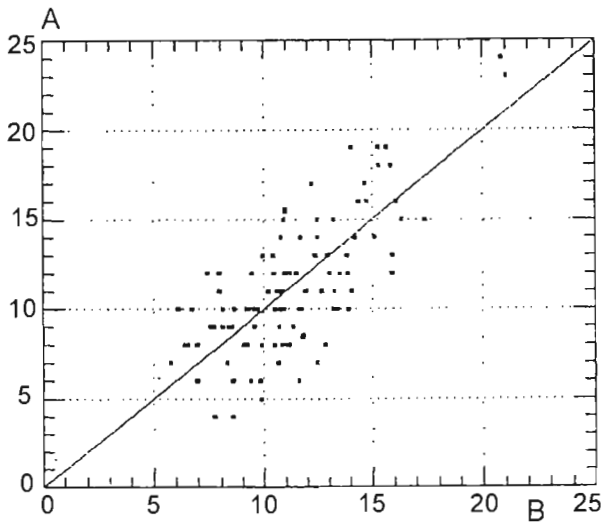
Fig. 28. Correlation between litter moisture values measured (A) and calculated (B) according to the equation  $W=-0,02RN-1,36TS+54,9$  ( $r=0,89$ ) for afternoon satellite data registrations (14-15 GMT)

W dalszej kolejności wykonano analizę statystyczną dla wszystkich danych, które zebrano na poligonach w Krzystkowicach (1989-1995) i Sękocinie (1995).

Badano również zależność wieloraką pomiędzy wilgotnością ścioty a bilansem promieniowania  $RN$  i temperaturą radiacyjną drzewostanu, która istnieje dla wartości wilgotności ścioty mniejszych od 25%. Zastąpienie bilansu promieniowania wskaźnikiem  $NDVI$ , obliczonym na podstawie danych satelitarnych, dało podobny wynik. W tym wypadku określenie wilgotności ścioty jest niezależne od danych meteorologicznych i oparte jedynie na danych satelitarnych. Należy podkreślić, że wyniki te są niezależne od pory rejestracji satelitarnej.

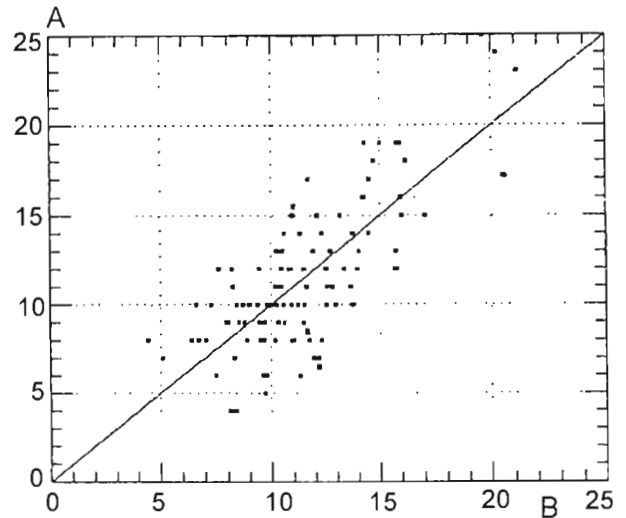
Następnie wykonano analizy statystyczne dla wartości wilgotności ścioty mniejszych od 25% oraz bez wieczornych rejestracji satelitarnych (ostatnie w ciągu dnia dane dotyczące wilgotności ścioty pochodzą z godziny 11 GMT). Wyniki tych analiz przedstawiają wykresy na rycinach 29 i 30.

Korelacja pomiędzy temperaturą radiacyjną drzewostanu, określaną na podstawie zdjęć NOAA-AVHRR a wilgotnością ścioty wyniosła  $r=-0,76$ . Podobny wynik otrzymano po uwzględnieniu, oprócz temperatury radiacyjnej, wielkości bilansu promieniowania (ryc. 29) lub wskaźnika zieleni  $NDVI$  (ryc. 30). Można więc określać wilgotność ścioty na podstawie zdjęć satelitarnych. Jedynym warunkiem jest otrzymanie bezchmurnej rejestracji satelitarnej NOAA.



Ryc. 29. Zależność wieloraka pomiędzy wilgotnością ściółki ( $W<25\%$ ) a temperaturą radiacyjną drzewostanów *TS* (Krzystkowice, Sękocin) i bilansem promieniowania *RN*.  $W=0,0001RN-0,67TS+30,1$  ( $r=0,76$ ). Oznaczenia jak na ryc. 28.

Fig. 29. Correlation between litter moisture ( $W<25\%$ ) versus radiative stand temperature *TS* (Krzystkowice, Sękocin) and net radiation (*RN*).  $W=0,0001RN-0,67TS+30,1$  ( $r=0,76$ ). Description as fig. 28



Ryc. 30. Zależność wieloraka pomiędzy wilgotnością ściółki ( $W<25\%$ ) a temperaturą radiacyjną drzewostanów *TS* (Krzystkowice, Sękocin) i wskaźnikiem zieleni *NDVI*.  $W=-0,64TS-3,4NDVI+30,6$  ( $r=0,74$ ). Oznaczenia jak na ryc. 28

Fig. 30. Correlation between litter moisture ( $W<25\%$ ) versus radiative stand temperature (*TS*) (Krzystkowice, Sękocin) and *NDVI* index.  $W=-0,64TS-3,4NDVI+30,6$  ( $r=0,74$ ). Description as fig. 28

We wzorze bilansu cieplnego (2) gęstość strumienia ciepła jawnego obliczona jest według wzoru 3, natomiast gęstość strumienia ciepła utajonego może być wyrażona według wzoru MONTEITH'A (1973):

$$LE = \frac{\rho C_p (e_c^* - e_a)}{\gamma (r_a + r_c)} \quad (6)$$

gdzie:

$e_c^*$  – prężność nasyconej pary wodnej w temperaturze *TS* [Pa],

$e_a$  – prężność pary wodnej w danej temperaturze powietrza *TA* [Pa]

$\gamma$  – stała psychrometryczna [ $\text{Pa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ],

$r_a$  – opór aerodynamiczny [ $\text{sm}^{-1}$ ],

$r_c$  – opór dyfuzyjny [ $\text{sm}^{-1}$ ] przy parowaniu z powierzchni roślinnej.

Z połączenia wzorów 2, 3 i 6, uznając gęstość strumienia ciepła wymienianego pomiędzy powierzchnią czynną *G* za nieistotną i definiując wartość  $\Delta$  jako

nachylenie prostej prężności pary wodnej nasyconej w funkcji temperatury

$\frac{e_c^* - e_a}{TS - TA}$  otrzymamy równanie :

$$TS - TA = \frac{ra \cdot RN}{\rho C_p} \cdot \frac{\gamma(1 + \frac{rc}{ra})}{\Delta + \gamma(1 + \frac{rc}{ra})} \cdot \frac{e_c^* - e_a}{\Delta + \gamma(1 + \frac{rc}{ra})} \quad (7)$$

gdzie:

$e_c^*$  - prężność pary wodnej nasyconej w temperaturze powietrza  $TA$ .

Wzór ten wskazuje, że różnica pomiędzy temperaturą roślin i temperaturą powietrza ( $TS - TA$ ) związana jest bezpośrednio z deficytem pary wodnej ( $e_c^* - e_a$ ), bilansem promieniowania  $RN$  oraz oporem aerodynamicznym  $r_a$  i powierzchniowym  $r_c$ .

Jeżeli teraz rozpatrzmy skrajne warunki suszy i wilgotności, to:

a) w przypadku suszy opór powierzchniowy  $r_c$  rośnie do nieskończoności i wtedy:

$$TS - TA = \frac{raRN}{\rho C_p} \quad (8)$$

b) w skrajnie wilgotnych warunkach  $r_c = 0$  i wówczas:

$$TS - TA = \frac{raRN}{\rho C_p} \cdot \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{e_c^* - e_a}{\Delta + \gamma} \quad (9)$$

Równanie 7 i 9 wskazuje na liniową zależność pomiędzy  $TS - TA$  i deficytem pary wodnej ( $e_c^* - e_a$ ).

Na podstawie tych wzorów MORAN i in. (1994) opracowali wskaźnik niedoboru wilgotności  $WDI$ . Stwierdzili oni, że można określić punkty wyznaczające różnicę pomiędzy temperaturą powierzchni roślin a temperaturą powietrza. Są one zależne od stopnia pokrycia powierzchni przez roślinność (od 0 dla gleb odsłoniętych do 1 dla gleb całkowicie pokrytych). Punkty te opisują zależności dla warunków wilgotności potencjalnej oraz dla warunków stresowych, wynikających z niedoboru wilgotności, zarówno przy pełnym pokryciu roślinnym, jak i na glebach odsłoniętych. Z połączenia tych punktów powstał trapez, w którym znajduje się punkt o danej wartości  $TS - TA$  ( $TS$  może być mierzone przez satelitę NOAA, a  $TA$  mierzona jest na stacji meteorologicznej). Z tej zależności wyznacza

się graficznie stosunek ewapotranspiracji aktualnej (w danej chwili rejestracji satelitarnej) do ewapotranspiracji potencjalnej.

Podstawą do obliczeń różnicy pomiędzy temperaturą powierzchni a temperaturą powietrza dla warunków potencjalnych i stresowych są wzory 6-9. Aby obliczyć wskaźnik niedoboru wilgotności *WDI* należy zastosować poniższe równanie:

$$\frac{LE}{LEp} = \frac{(TS - TA) - (TS - TA)_{suszy}}{(TS - TA)_{wilg} - (TS - TA)_{suszy}} = 1 - WDI \quad (10)$$

Wskaźnik ten jest obecnie testowany na obszarach leśnych na terenie Francji. Dla lasu w Krzystkowicach oraz w Sękocinie został obliczony wskaźnik *WDI*, jako określający warunki zagrożenia pożarowego drzewostanów. Dla każdego czasu obserwacji satelitarnej wyznaczona została wartość ewapotranspiracji potencjalnej *Ep*.

W wyniku obliczenia wskaźnika *WDI* i wartości ewapotranspiracji potencjalnej została obliczona wartość ewapotranspiracji chwilowej:

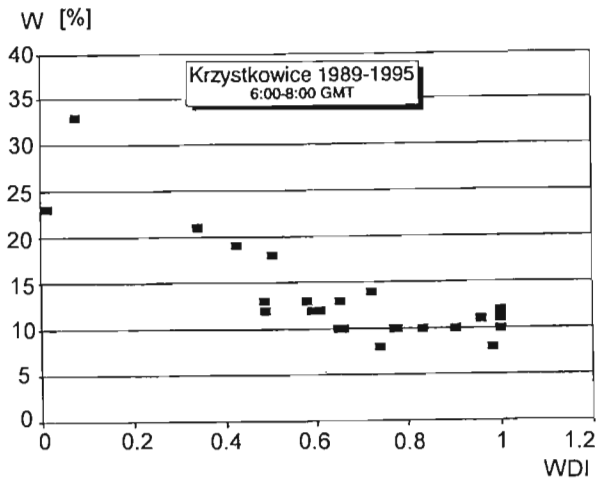
$$LE = LEp(1 - WDI) \quad (11)$$

Zależność pomiędzy wskaźnikiem wilgotności *WDI* a wilgotnością ścioty dla obszaru badawczego Krzystkowice przedstawiona jest na ryc. 31. Dla wartości wilgotności ścioty poniżej 10% wartości wskaźnika *WDI* zawierają się w granicach 0,6-1. Dla wartości wilgotności ścioty większych od 10% wskaźnik *WDI* maleje. Podobny przebieg tego wskaźnika w zależności od wilgotności ścioty widoczny jest na ryc. 32, sporządzonym dla obszaru badawczego Sękocin. Rycina 33 przedstawia zależność między wilgotnością ścioty a wskaźnikiem *WDI*, jaką uzyskano dla obu obszarów badawczych razem. Zależność tę opisuje równanie ( $r=0,77$ ):

$$W = 26,15 - 18,61WDI \quad (12)$$

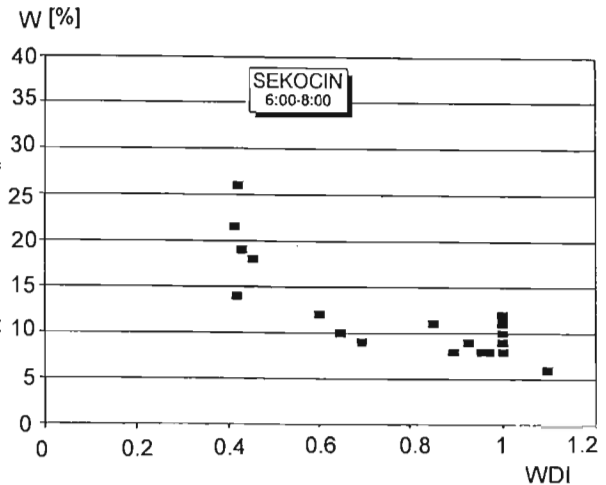
Wszystkie trzy wykresy, przedstawione na rycinach 31, 32 i 33, dotyczą pomiarów satelitarnych NOAA-AVHRR i meteorologicznych wykonanych w godzinach 6:00-8:00 GMT. Na obszarze badawczym w Krzystkowicach najmniejsza wartość wskaźnika *WDI* wyniosła 0,015 i wystąpiła w dniu 31.08.1994 r., przy wilgotności ścioty wynoszącej 23%. Niska wartość tego wskaźnika wystąpiła również w dniu 22.04.1995 r. i wyniosła 0,077 przy wilgotności ścioty wynoszącej 33%. Natomiast największe wartości wskaźnik *WDI*





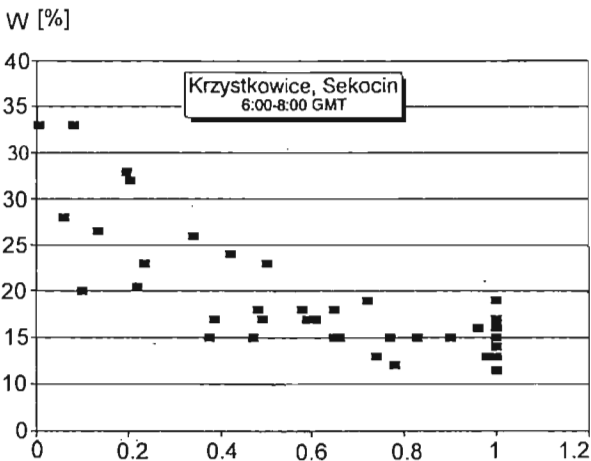
Ryc. 31. Zależność pomiędzy wskaźnikiem *WDI* a wilgotnością ścióły (*W*) dla obszaru Krzystkowiec

Fig. 31. Relationship between *WDI* index and litter moisture (*W*) for Krzystkowiec test site



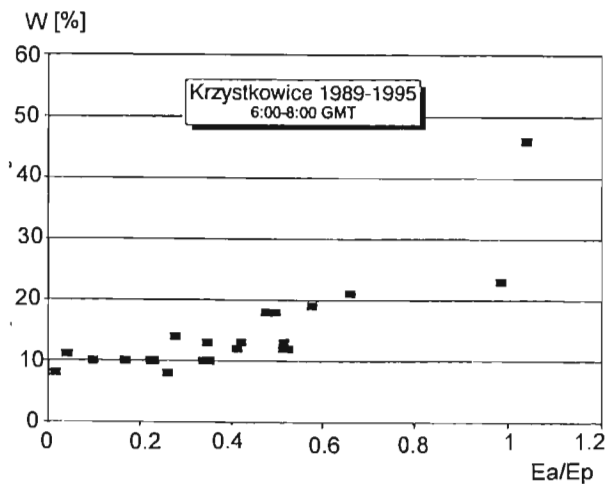
Ryc. 32. Zależność pomiędzy wskaźnikiem *WDI* a wilgotnością ścióły (*W*) dla obszaru Sękocina

Fig. 32. Relationship between *WDI* index and litter moisture (*W*) for Sękocin test site



Ryc. 33. Zależność pomiędzy wskaźnikiem *WDI* a wilgotnością ścióły (*W*) dla obu obszarów badawczych

Fig. 33. Relationship between *WDI* index and litter moisture (*W*) for both Krzystkowiec and Sękocin test sites



Ryc. 34. Zależność pomiędzy wskaźnikiem *Eal/Ep* a wilgotnością ścióły (*W*) dla obszaru Krzystkowiec

Fig. 34. Relationship between *Eal/Ep* and litter moisture (*W*) for Krzystkowiec test site

(0,961) osiągnął przy wilgotności ścióły mniejszej od 11% w dniach: 14, 24 lipca 1994 r. i 24, 28, 29 lipca i 1, 2, 11, 12 sierpnia 1995 r.

Z wartości ewapotranspiracji chwilowej, otrzymanej ze wzoru 11, zostały obliczone wartości wskaźnika będącego stosunkiem ewapotranspiracji chwilowej do potencjalnej  $Ea/Ep$ . Wskaźnik ten może przybierać wartości z przedziału od 0 do 1. Rycina 34 przedstawia przebieg tego wskaźnika, w zależności od wilgotności ścióły, sporządzony dla obszaru badawczego Krzystkowice. Wskaźnik ten rośnie wraz ze wzrostem wilgotności. Dla wartości wilgotności ścióły  $<20\%$  wskaźnik  $Ea/Ep$  przybiera wartości mniejsze od 0,6. Dla wilgotności ścióły  $>20\%$  zbliża się do 1.

## 6. PODSUMOWANIE

W niniejszym opracowaniu zostały wykorzystane zdjęcia wykonane przez satelity NOAA 9, 12, 14, w latach 1989, 1990, 1992, 1994 i 1995. Do roku 1994 wykorzystywano zdjęcia NOAA–AVHRR pochodzące z archiwum OPOLIS Instytutu Geodezji i Kartografii. Od roku 1994 zdjęcia są odbierane i archiwizowane przez Zakład Przeciwpożarowej Ochrony Lasu Instytutu Badawczego Leśnictwa.

Większość z analizowanych zdjęć została zarejestrowana w godzinach wczesnorannych (6:00–8:00 GMT). O tej porze dnia często występują niewielkie zamglenia, niejednokrotnie niewidoczne na zdjęciu satelitarnym. W takim przypadku występuje duża różnica pomiędzy temperaturą rejestrowaną w kanale czwartym i piątym AVHRR. Obliczona na podstawie tych wartości temperatura radiacyjna jest znacznie zawyżona, co może powodować błędy w interpretacji badanych na zdjęciu satelitarnym zjawisk. Do oceny stopnia zagrożenia pożarowego lasu należy zatem brać pod uwagę zdjęcia satelitarne zarejestrowane w porze południowej.

Bezpośrednia relacja pomiędzy temperaturą drzewostanu, rejestrowaną przez satelitę NOAA, a wilgotnością ścióły dała dobre wyniki. Przy wilgotności ścióły poniżej 10% temperatura radiacyjna drzewostanu rejestrowana przez AVHRR była większa od 28 °C.

Metoda określania zagrożenia pożarowego na podstawie temperatury radiacyjnej nie wymaga danych meteorologicznych, niemniej autorzy uważają, że powinno się uwzględnić parametry meteorologiczne, takie jak temperatura powietrza  $TA$  i strumień różnicowy radiacji  $RN$ . Różnica pomiędzy temperaturą radiacyjną drzewostanu a temperaturą powietrza oraz strumień różnicowy charakteryzują wartość ewapotranspiracji. Najlepsze rezultaty uzyskano w wyniku korelacji wilgotności ścióły z tymi właśnie parametrami.

Ze względu na termin rejestracji większości zdjęć, tj. wczesne godziny ranne, wartości różnicy pomiędzy temperaturą radiacyjną a temperaturą powietrza ( $TS-TA$ )

są duże, powodując niezmiernie wysokie wartości strumienia ciepła jawnego, przewyższającego wartości bilansu promieniowania. W takim przypadku równanie nr 5 traci sens fizyczny.

W roku 1995 zarejestrowano niewiele zdjęć pochodzących z godzin południowych. W bliskiej przyszłości, ze względu na uruchomienie nowego satelity NOAA rejestrującego obraz Polski w godzinach południowych, metoda bilansu cieplnego, na podstawie której z wartości ciepła utajonego  $LE$  można obliczać ewapotranspirację (równanie 5), będzie możliwa do zastosowania. Zdjęcia południowe są bardziej przydatne do określania bilansu cieplnego niż zdjęcia ranne, ponieważ w godzinach południowych nie występują tak duże różnice temperatur ( $TS-TA$ ).

W niniejszej pracy zaproponowano wykorzystanie do określania zagrożenia pożarowego lasów również wskaźnika  $NDVI$ . Nie dało to jednak lepszych wyników niż metoda wykorzystująca tylko temperaturę radiacyjną. Niemniej jednak wartości  $NDVI$  w roku 1994, kiedy panowały warunki większego zagrożenia pożarowego niż w roku następnym, były niższe niż w roku 1995. Informację tę należałoby wykorzystać w dalszych badaniach.

W celu otrzymania prawidłowych wyników zarówno temperatura powietrza, jak i prędkość wiatru powinny być mierzone na wysokości 2 m nad powierzchnią drzewostanu. W pracy przedstawiono sposób obliczenia prędkości wiatru na dowolnej wysokości nad powierzchnią lasu na podstawie wyników pomiarów, wykonanych na wysokości 2 m nad powierzchnią terenu.

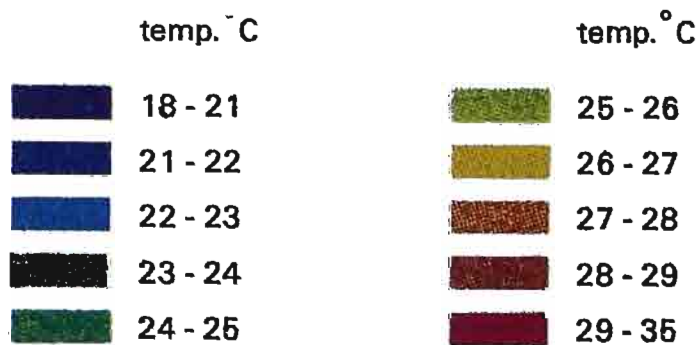
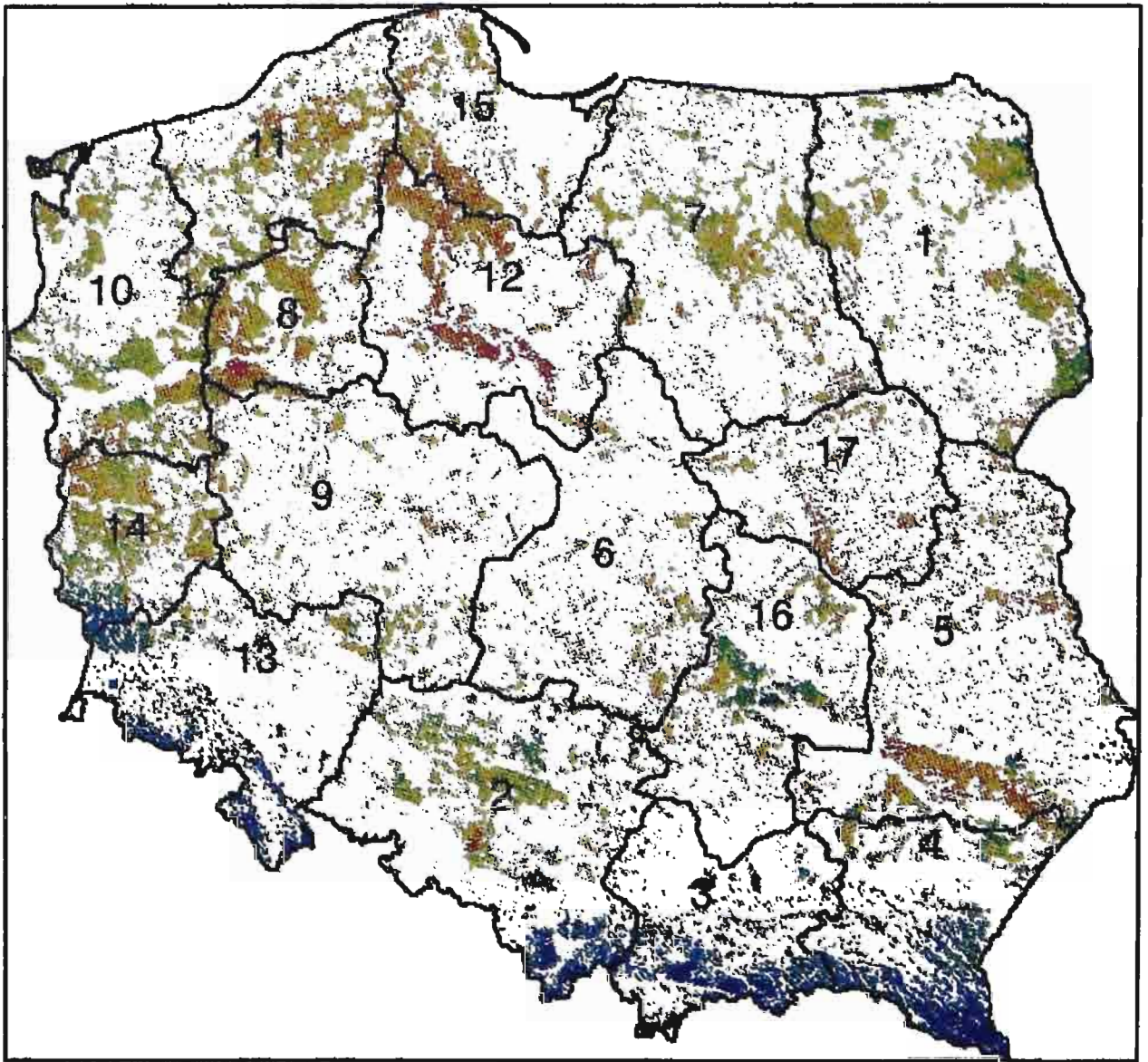
Przedstawiono także metodę określania wskaźnika niedoboru wilgotności  $WDI$  wykorzystującą różnicę temperatury określanej na podstawie zdjęć wykonanych przez satelitę NOAA i temperatury powietrza dla warunków teoretycznych wilgotnych i skrajnie suchych oraz rzeczywistych. Wskaźnik ten został zastosowany do określania zagrożenia pożarowego lasu i dał dobre efekty. Wykorzystując ten wskaźnik oraz obliczone wartości ewapotranspiracji potencjalnej obliczono wartość ewapotranspiracji aktualnej. Zastosowano także wskaźnik będący stosunkiem ewapotranspiracji aktualnej do ewapotranspiracji potencjalnej. W ten sposób zostały scharakteryzowane warunki aktualne w stosunku do warunków wilgotnościowych potencjalnych. Oba te wskaźniki dały dobre wyniki prognozowania zagrożenia pożarowego w przypadku zdjęć niezamglonych.

Dla jednego z dni o wysokim stopniu zagrożenia pożarowego (29.07.1995 r. godz. 6.32 GMT dla a i b oraz godz. 8:00 GMT dla c) sporządzono mapy obrazujące:

a) temperaturę powierzchni lasów iglastych i wszystkich lasów, obliczone na podstawie zdjęcia NOAA-AVHRR (ryc. 35 i 36),

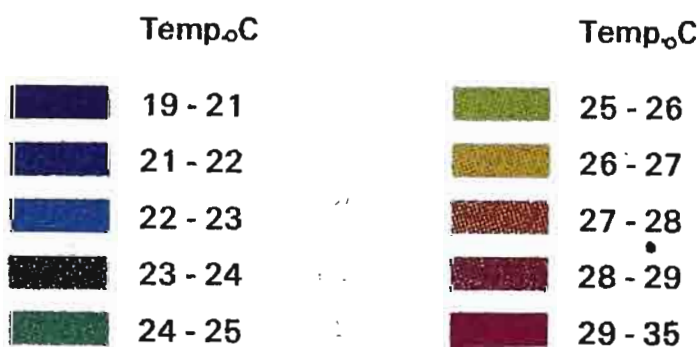
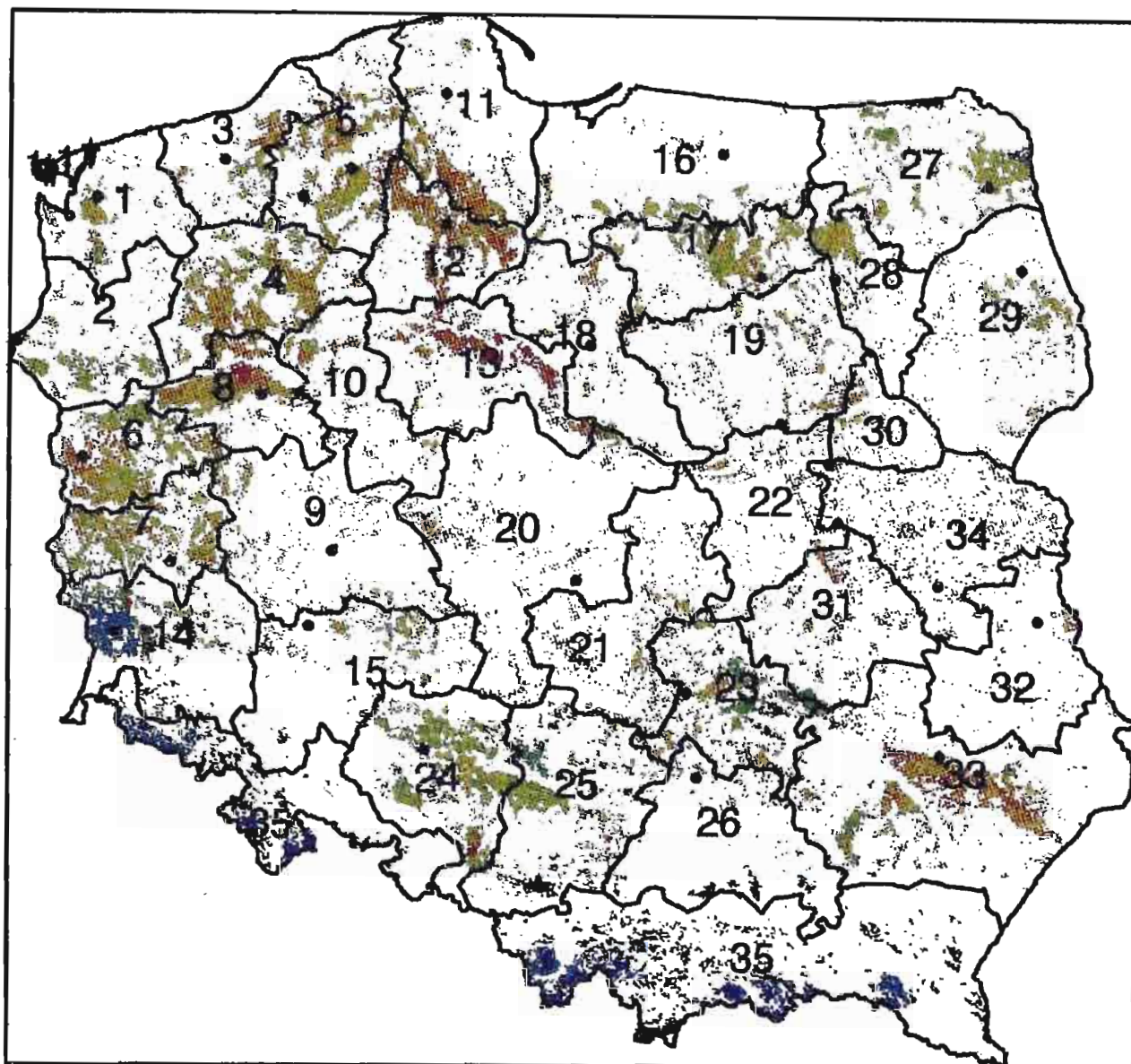
b) średnią temperaturę powierzchni lasów iglastych i wszystkich lasów w granicach nadleśnictw (ryc. 37 i 38),

c) średnie wartości wskaźnika  $WDI$  w granicach stref zagrożenia pożarowego.



Ryc. 35. Wartości temperatury powierzchniowej *TS* dla lasów wyznaczone na podstawie obrazu satelitarnego NOAA –AVHRR z dnia 29.07.1995 r. o godz. 6:32 (liczby na mapie oznaczają kody RDLP)

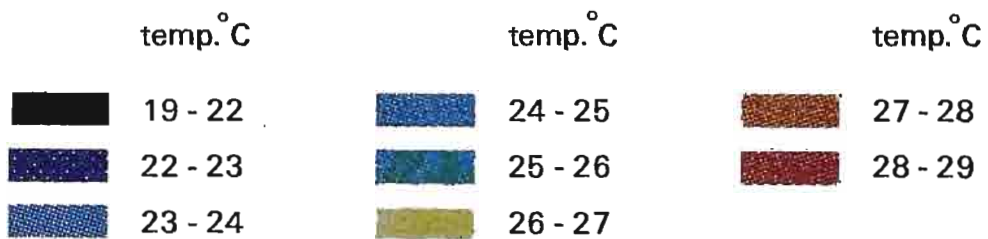
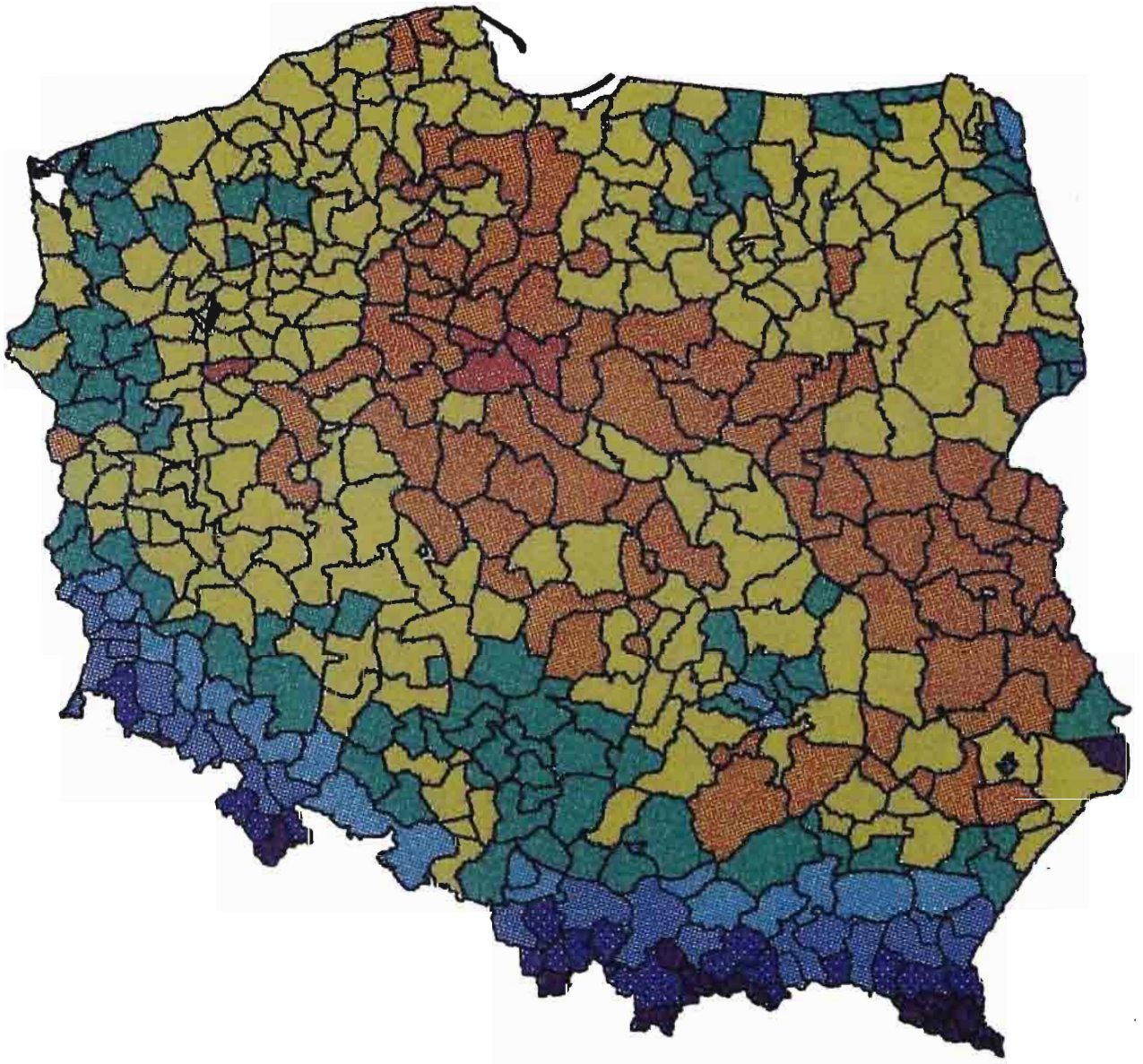
Fig. 35. Surface forest temperature *TS* as derived from NOAA –AVHRR image taken 29.07.1995 at 6:32 GMT (The borders and codes of regional directorates of State Forests are shown on the map)



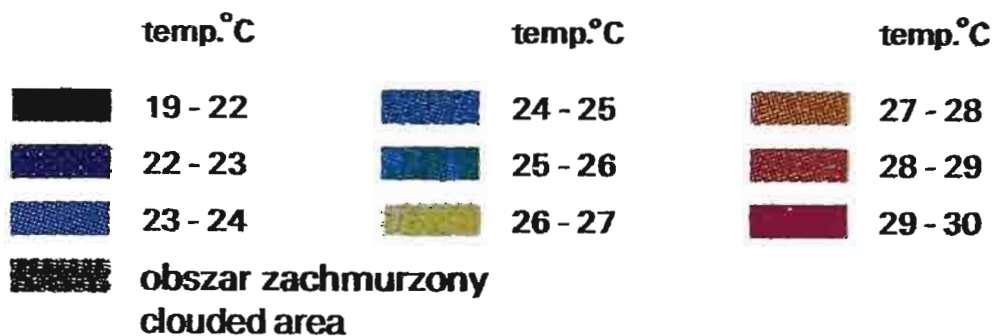
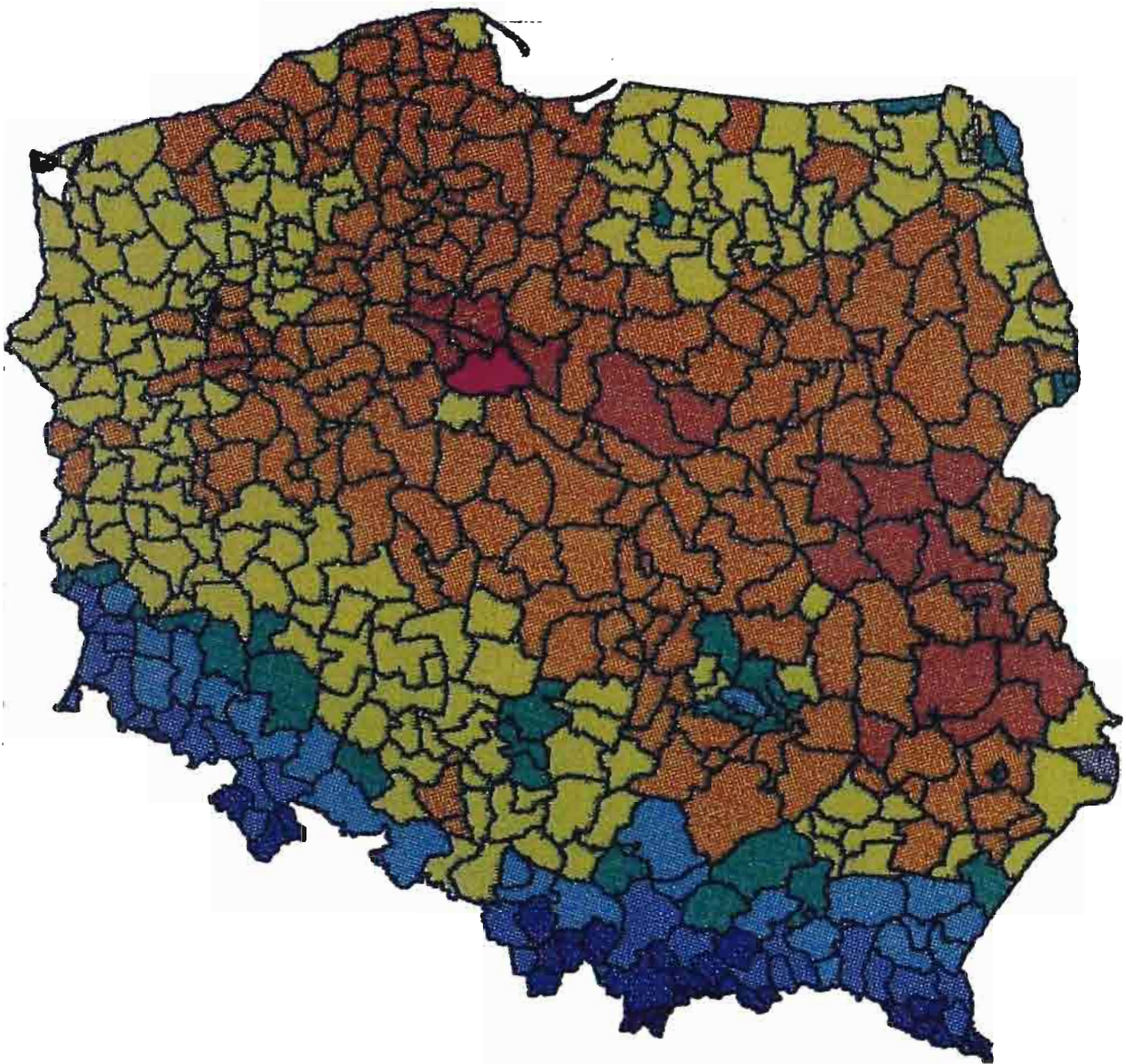
punkty pomiaru wilgotności ściółki  
litter moisture measurements points

Ryc. 36. Wartości temperatury powierzchniowej TS dla lasów iglastych wyznaczone na podstawie obrazu satelitarnego NOAA – AVHRR z dnia 29.07.1995 r. o godz. 6:32 (liczby oznaczają numery stref zagrożenia pożarowego)

Fig. 36. Surface coniferous forest temperature TS as derived from NOAA – AVHRR image taken 29.07.1995 at 6:32 GMT (The borders and codes of fire risk zones are shown on the map)

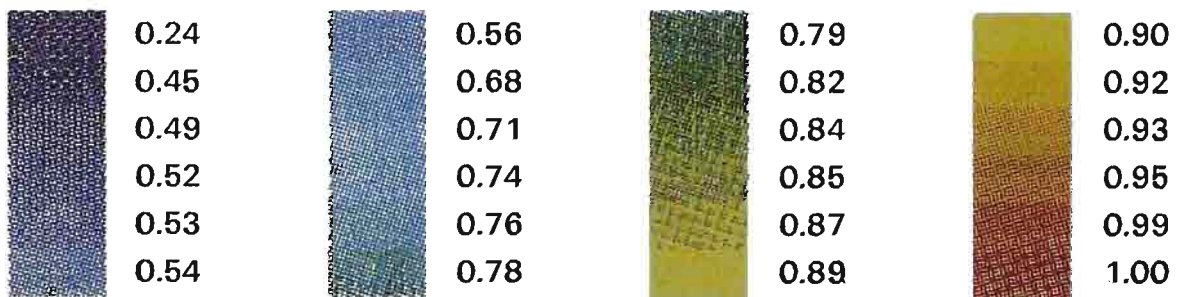
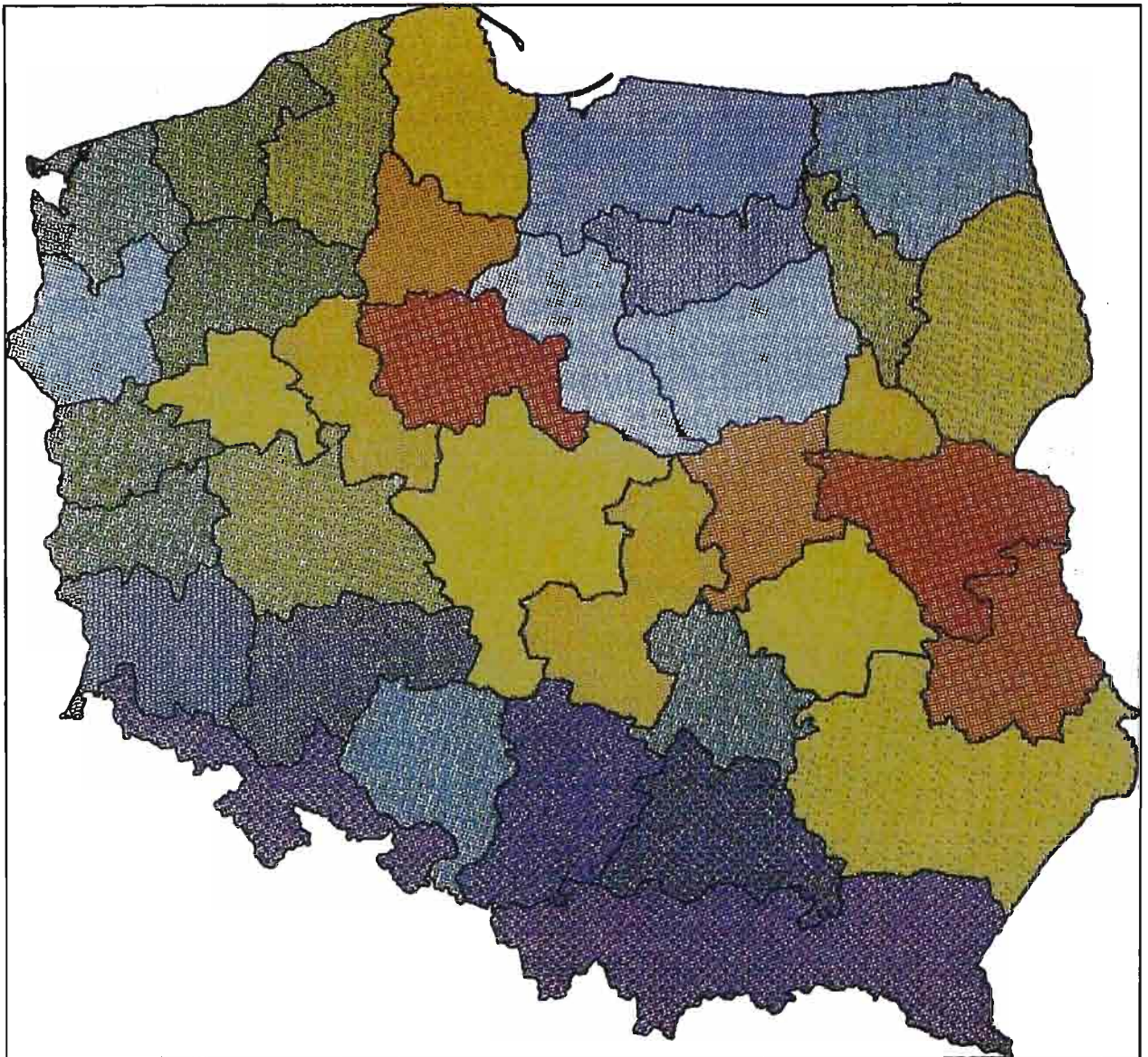


Ryc. 37. Średnie wartości temperatury powierzchniowej lasów przedstawione w granicach nadleśnictw na podstawie obrazu satelitarnego NOAA –AVHRR z dnia 29.07.1995 r., godz. 6:32  
 Fig. 37. Average values of surface forest temperatures related to particular Forest Districts as derived from NOAA– AVHRR image taken 29.07.1995 at 6:32 GMT



Ryc. 38. Średnie wartości temperatury powierzchniowej lasów iglastych przedstawione w granicach nadleśnictw na podstawie obrazu satelitarnego NOAA –AVHRR z dnia 29.07.1995 r. o godz. 6:32

Fig. 38. Average values of surface coniferous forest temperatures related to particular Forest Districts as derived from NOAA– AVHRR image taken 29.07.1995 at 6:32 GMT



Ryc. 39. Średnie wartości wskaźnika *WDI* w granicach stref zagrożenia pożarowego lasów w dniu 29.07.1995, z godz. 8:00

Fig. 39. Average values of *WDI* index in 29.07.1995 at 8:00 within forest fire hazard regionalisation



Sporządzone mapy, ukazujące wartości temperatury dla lasów poszczególnych nadleśnictw w ramach regionalnych dyrekcji Lasów Państwowych, umożliwiają syntetyczną ocenę stopni zagrożeń pożarowych lasu. Na ich podstawie można prognozować zagrożenie pożarowe lasów dla obszaru całej Polski. Widać na nich wyraźnie, że skoncentrowanie oceny temperatury lasów, a co za tym idzie, zagrożenia pożarowego tylko na lasach iglastych (z pominięciem drzewostanów liściastych i mieszanych) zwiększa obszar zaliczany do wysokiego stopnia zagrożenia.

Przy obecnie stosowanej aparaturze teledetekcyjnej, zainstalowanej na satelitach serii NOAA, jedynym ograniczeniem stosowania metody przedstawionej w niniejszej pracy jest zachmurzenie ograniczające widoczność Ziemi z pułapu satelitarnego. Ze względu na wprowadzanie na orbitę okołozemską kolejnych satelitów, wyposażonych w urządzenia rejestrujące nowej generacji, wydaje się celowym kontynuowanie badań nad wielkoobszarowym określaniem zagrożenia pożarowego lasu na podstawie danych teledetekcyjnych oraz nad wykorzystaniem kolejnych satelitów serii NOAA w przeciwpożarowej ochronie lasu.

Praca została przyjęta przez Komitet Redakcyjny 5 grudnia 1996 r.

*Autorzy pragną wyrazić podziękowanie panu prof. dr hab. Andrzejowi Ciołkoszowi, kierownikowi OPOLIS, za cenne rady i uwagi, zarówno na etapie formułowania założeń, jak i realizacji prac badawczych. Gorące podziękowania należą się także Koleżankom i Kolegom z Instytutu Badawczego Leśnictwa oraz Instytutu Geodezji i Kartografii za zaangażowanie w realizacji grantu. Szczególną wdzięczność pragniemy wyrazić Państwu: Krystynie Stankiewicz, Damianowi Fraszewskiemu, Pawłowi Kuczerze, Mirosławowi Kwiatkowskiemu i Piotrowi Radońskiemu.*

## THE USE OF NOAA-AVHRR IMAGES FOR FOREST FIRE RISK ASSESSMENT

### Summary

The forest fires amount has been increasing in the last years not only in Poland, but also in the other countries. The damage caused by fire differs, and depends on the type of fire.

Polish Forestry distinguishes fires in relation to forest layers as: subsurface fires (peat-mursh), surface fires (which are 75% of all fires in Poland), fires of all stands and fires of individual trees. Most of these fires cover the area less than 1 ha, but at the same time the amount of big fires increases.

The 1992 year was disastrous because of fires amount. 14446 fires areas were registered (about five times more than in previous years). The burnt area was 37000 ha (about 12 times more than in average year). The fires were caused by large drought in Poland developed by high air temperatures and lack of rain for a long period.

The opinion prevails that in many regions in Poland the new fire hazard areas are being formed which are the result of at least three connected to each other phenomena which occurred simultaneously: long period drought, large turist traffic and air pollution. These resulted in weakness and decay of trees, thin out of stands, and rich growth of grass what give an increase of inflammable material.

With an increase of fire hazard there is a need to improve the method to evaluate the loss caused by fire and at the other hand to develop the method of fire risk forecast. Besides of existing methods which define the fire risk index, the introduction of new techniques is indispensable. Evaluation of fire risk is essential to develop the system which organise activities in order to prevent the forest and to avoid fires.

The research has been carried out in the Forest Research Institute (IBL)– Forest Fire Prevention Department and in the Institute of Geodesy and Cartography (IGiK) – Remote Sensing and Spatial Information Center – OPOLIS (research project No. 6 6179 91 02 sponsored by State Committee for Scientific Research).

The main objective of the project was to examine the possibility to detect fire hazard using data from NOAA–AVHRR and to elaborate the method of fire forecast. The two visible bands of NOAA–AVHRR have been used for calculation of Normalized Difference Vegetation Index (*NDVI*). The radiant temperature recorded in channel 4 and 5 has been corrected for atmospheric water vapour using split window technique:

$$TS = T4 + 2.68(T4 - T5) - 0.4 \quad (1)$$

where:

*T4* - temperature recorded in channel 4,

*T5* - temperature recorded in channel 5.

Two forest test sites have been chosen for investigation: Krzystkowice (near Zielona Góra) and Sękocin (near Warsaw), where the following meteorological parameters have been measured: air temperature, wind speed, solar and net radiation as well as humidity of forest litter.

The heat energy stored in the canopy is the function of its temperature (*TS*). The temperature of a leaf is determined by the exchange of heat with its environment through radiant, convective and evaporative processes. In this project the radiative temperature recorded by NOAA–AVHRR has been used to calculate convection and evapotranspiration in order to use these values to create water stress indices. Surface temperature of the forest canopy is related to meteorological condition and should be considered with air temperature and net radiation.

The first assumption was that the litter moisture (*W*) relates to radiative temperature (*TS*) and net radiation (*RN*) ( Fig. 24, 25). The relationship has been performed for morning and the afternoon measurements separately, the correlation coefficient (*r*) was equal to 0.68 0,86. The lowest recorded temperature by AVHRR occurred when moisture was over 16%, the highest

temperature reached values over 32 °C. At these values of temperature the litter moisture was close to 6%.

From channel 1 and 2 of NOAA satellite Normalised Vegetation Index has been calculated. It was not found good relation between *NDVI* for forest and litter moisture. The multi correlation results between *NDVI*, *TS* and litter moisture (*W*) were poorer than this, applying *TS* and *RN*.

The index based on evapotranspiration values has been used to detect fire hazard. The energy budget method (eq. 2) has been selected for latent heat and evapotranspiration assessment (eq. 3):

$$RN = LE + H + G \quad (2)$$

where:

*RN* – net radiation [ $\text{Wm}^{-2}$ ],

*H* – sensible heat flux [ $\text{Wm}^{-2}$ ],

*G* – soil heat flux [ $\text{Wm}^{-2}$ ].

$$LE = RN - \frac{\rho C_p (TS - TA)}{ra} - G \quad (3)$$

where:

$\rho$  – air density [ $\text{g cm}^{-3}$ ],

$C_p$  – specific heat of air at constant pressure [ $\text{cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}$ ],

*TS* – surface temperature from AVHRR/NOAA [ $^\circ\text{C}$ ],

*TA* – air temperature [ $^\circ\text{C}$ ],

*ra* – air resistance [ $\text{sm}^{-1}$ ],

The stress index was calculated using the ratio of sensible heat to latent *H/LE*.

The good relationship between litter moisture and stress index has been found, however when the difference between surface and air temperature was large (6 °C), the value of sensible heat exceeded value of net radiation (*RN*) and equation 1 could not be applied.

MONTEITH and SZEICZ (1962) presented the following formula for evapotranspiration:

$$LE = \frac{\rho C_p (e_c - e_a)}{\gamma (ra + rc)} \quad (4)$$

where:

$e_c$  – saturated vapour pressure in temperature *TS* [hPa],

$e_a$  – vapour pressure in temperature *TA*, [hPa],

$\gamma$  – psychrometric, constant [ $\text{Pa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ],

*ra* – aerodynamic resistance [ $\text{sm}^{-1}$ ],

*rc* – surface resistance [ $\text{sm}^{-1}$ ],

On the basis of equation 1, 2, 3 for the hypothetical condition: water stressed, well watered and for actual condition the difference between surface and air temperature (*TS- TA*) was calculated and Water Stress Index (*WDI*) has been introduced (Moran 1994):

$$\frac{LE}{LE_p} = \frac{(TS - TA) - (TS - TA)_{dry}}{(TS - TA)_{moist} - (TS - TA)_{dry}} = 1 - WDI \quad (5)$$

The difference between surface and air temperature depends on water vapour deficit, net radiation, air and surface resistances. The *WDI* index has been tested for forest area to detect stress condition and fire hazard. For the time of satellite pass the values of potential evapotranspiration has been calculated. The actual condition has been compared to optimal conditions. The correlation between *WDI* and litter moisture (*W*) describes equation 6:

$$W = 26.15 - 18.61 WDI \quad (6)$$

High values of *WDI* equal to 0.96 occurred when litter moisture was close to 11% and low values of *WDI* (0.077) occurred when moisture was 23%.

Measurements carried out by NOAA–AVHRR give frequent information about canopy temperature and reflection. These data can be applied in the warning system of fire risk. Recorded canopy temperature should be considered with meteorological parameters which strongly influence the temperature. The temperature should be precisely corrected for atmospheric water vapour. The new method based on indices presented in the project can be applied for forest area in Poland during cloud free weather condition.

(Transl. K. Dąbrowska-Zielińska)

## PIŚMIENNICTWO

- ARCYBASZEW E. C. 1983: Forest fire and their control Oxonian, New Delhi.
- BRUTSAERT W. 1982: Evaporation into the atmosphere, D. Reidel, Dordrecht.
- CALABRI G. 1984: La Prevenzione degli Incendi Boschivi. I problemi e le tecniche della difesa. Edagricole, Bologna.
- CHURCHILL J. N., ELLYETT C. D., HOLMES J. W. 1982: A study of regional evapotranspiration using remotely sensed and meteorological data – contrast between forest and grassland. Australian Water Resources Council, Technical Paper no 70.
- 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, Vol 11, no 5-6.
- DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA K. 1987: Inferring evapotranspiration from remotely sensed thermal radiation data. Ph. D. thesis, Australian National University.
- DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA K., GRUSZCZYŃSKA M., LEWIŃSKI S. 1991: From evapotranspiration to soil moisture – investigation based on NOAA thermal infrared data, case study - Poland. 5th International Colloquium Physical Measurements and signatures in remote sensing, 14-18 January 1991, Courchevel, France.
- DESCHAMPS P. Y., PHULPIN T. 1980: Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11, 12  $\mu$ m. Boundary-Layer Meteorology, 18.
- GUTMAN G.G. 1991: Vegetation Indices from AVHRR: An Update and Future Prospects. Remote Sens. Environ., 35: 121-136.
- HICK B. B., HYSON P., MOOR C. J. 1975: A study of eddy fluxes over a forest. J. Appl. Meteorol. 14: 58-66.
- JACKSON R.D., MORAN M. S., GAY L. W., RAYMOND J. 1987: Evaluating evaporation from field crops using airborne radiometry and ground based meteorological data. Irrigation Science, 8: 324-332
- JACKSON R. D., IDSO S. B., REGINATO R. J. 1977: Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. Water Resources Res. 13: 651-656.

- KARLIKOWSKI T. 1981: Określanie zagrożenia pożarowego lasu według metody IBL. Prace Inst. Bad. Leśn., 578: 1-72
- KARLIKOWSKI T. (ed.) 1992: Ocena zagrożenia pożarowego w lasach. Dok. Inst. Bad. Leśn., Warszawa.
- KONDRATIEV K. Y. A. 1969: Radiation in the atmosphere. New York, Academic Press.
- KARLIKOWSKI, T., DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA K., GRUSZCZYŃSKA M., JANOWSKA M., ZAWIŁA-NIEDŹWIECKI T. 1993: Zastosowanie zdjęć satelitarnych NOAA do określania zagrożenia pożarowego lasu. Dok. Inst. Bad. Leśn., Warszawa.
- KARLIKOWSKI T., ZAWIŁA-NIEDŹWIECKI T. 1993: Remote Sensing and GIS in Fire Management of Polish Forests; W: Satellite Technology and GIS for Mediterranean Forest Mapping and Fire Management. ECSC-EC-EAEC Brussels, Luxembourg: 29-36. (opubl. też W: Use of ERS-1 SAR Data for Agricultural, Forestry and Environmental Applications in Central-Eastern Europe, 1995, ESA/ESRIN, Frascati: 107-114).
- KOPCEWICZ T. 1959: Fizyka atmosfery. PWN, Warszawa.
- LAGOUARDE J. P. 1991: Use of NOAA AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. Int. J. Remote Sens., Vol. 12, no 9.
- LETTAU H. J. 1962: Notes on theoretical models of profile structure in the diabatic surface layer. Studies of the three dimensional structure of the planetary boundary layer. Univ. Wisconsin. Dept. Meteorol. Madison.
- MC CLAIN E. P., PICHEL W. G., WALTON CH C. 1985: Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperatures. J. Geoph. Research, Vol. 90, no 3.
- MONTEITH J. L., SZEICZ G. 1962: Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 88: 496-507.
- MONTEITH J. L. 1973: Principles of environmental physics. E. Arnold, London.
- 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. Environ. 49: 246-263
- PRICE J. C. 1984: Land surface temperature measurements from split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. J. of Geoph. Research, Vol. 89, no 5.
- SINGH S.M. 1988: Lowest order correction for solar zenith angle to Global Vegetation Index (GVI) data. Int. J. Remote Sensing, Vol 9, no 10, 11: 1565-1572.
- STANHILL G. 1969: A simple instrument for the field measurement of turbulent diffusion flux. J. Appl. Meteorol. 8: 509-523.
- STOKKOM H.T.C., VEUGEN L. M. M. 1985: Atmospheric correction using a ground-based spectroradiometer. Proc. of Remote Sensing Workshop: 181-191.
- STRUZIK P. 1991: Seasonal changes of the NDVI over Poland. 5th AVHRR data users meeting. 25-28 June 1991, Trompsø, Norway,.
- SUTHERLAND R. A., BARTHOLIC J. F. 1979: Significance of vegetation in interpreting thermal radiation from a terrestrial surface. J. Appl. Meteorol. 16: 759-763.
- SZEICZ G., VAN BAVEL C. H., TAKAMI S. 1973: Stomatal factor in the water use and dry matter production by sorghum. Agric. Meteorol. 12: 361-389.
- VIDAL A., DEVAUX-ROS: Forest Water Stress Monitoring for Fire Risk Management Using Landsat TM Data. Agricultural and Forest Meteorology (w druku).

## Spis treści

1. Wstęp . . . . .	4
2. Omówienie problematyki . . . . .	4
3. Materiały i metoda . . . . .	8
3.1. Zdjęcia satelitarne NOAA . . . . .	9
3.1.1. Korekcja radiometryczna obrazu NOAA . . . . .	19
3.1.2. Korekcja geometryczna obrazu NOAA . . . . .	23
3.2. Pomiary meteorologiczne . . . . .	25
3.3. Metodyka badań . . . . .	27
4. Opis poligonów badawczych . . . . .	33
5. Przebieg i wyniki badań . . . . .	38
5.1. Zdjęcia satelitarne . . . . .	38
5.1.1. Temperatura radiacyjna drzewostanów . . . . .	38
5.1.2. Znormalizowany wskaźnik zieleni NDVI . . . . .	45
5.2. Dane meteorologiczne . . . . .	48
5.3. Analiza wyników badań . . . . .	50
6. Podsumowanie . . . . .	60
Summary . . . . .	67
Piśmiennictwo . . . . .	70