

## **Struktura przestrzenna elementów pogody Alp i Karpat w świetle informacji satelitarnej NOAA – dolna troposfera oraz powierzchnia Ziemi**

*The spatial structure of weather elements in Alps and Carpathians  
using NOAA satellite information – low troposphere and land surface analysis*

Artur WIDAWSKI

The NOAA KLM POES satellites begin a new era of improved environmental monitoring in support of NOAA missions. The instrument payload significant improvements and additions/deletions. The AVHRR/3, a six-channel scanning radiometer, views the same Earth area with each channel. The data acquired during each scan allows, after ground processing, multispectral analysis of hydrologic, oceanographic, land use and meteorological parameters. Data from channels 1, 2, and 3A are used to monitor reflected energy in the visible and near-IR portions of the electromagnetic spectrum. These data provide means to observe vegetation, clouds, lakes, shorelines, snow, aerosols and ice. Data from channels 3B, 4 and 5 are used to determine the radiative energy from the temperature of the land, water, and sea surface as well as the clouds above them. Only five channels can be transmitted simultaneously, channels 3A and 3B being respectively switched for day/night operation and as determined by operational requirements for the afternoon satellite, while 3B will be on continuously for the morning satellite mission.

Those kind of data are necessary to use in spatial related geographic information analyses of weather elements in Alps and Carpathians. Meteorological satellite systems NOAA allow to identify similarities and differences between the same weather elements in Alps and Carpathians using the photo-interpretation method of spectral channels composition. The following weather elements were selected for detailed analyses: land surface temperature, temperature inversion and fog with low Stratus. The main aim of this work is to analyze the spatial diversity of selected weather elements in Alps and Carpathians using satellite remote sensing of NOAA meteorological systems. Additionally it was shown, what qualitative new information it is possible to obtain from NOAA satellite information and how this information differs from data collected in ground measurements. The methods of processing NOAA satellite channel composition were combined for the best results in photo-interpretation of high mountain areas satellite Climatology.

One of the most important information necessary for investigation of radiative budget components is the Earth surface temperature and difference between surface and air temperature. The surface albedo is

necessary for determination of energy flux absorbed by Earth surface, connected with Sun short wave radiation during daytime.

The registration of NOAA satellite images up to 8 times during 24 hours on mid-latitudes allows for observation of diurnal changes of surface temperature. It is necessary for determination of long wave heat flux emitted from Earth surface and sensible heat flux. Of course the cloud free conditions are necessary for determination of surface temperature. The very important is role of cloudiness, which modulate in time solar radiation incoming to the Earth surface according to continuously changing albedo of clouds. According to very important role of the cloudiness factor, the attempt to prepare the proper algorithm for determination of cloudiness degree from NOAA satellite data is needed. The method should be tested with ground observations, too. Because the cloudiness degree frequently is changing very quickly, application of standard synoptic observations, not fitting to the time of NOAA satellite passes, may lead to false conclusions about the quality of satellite method.

The Earth surface temperature is important parameter that are used in environmental studies. The calibration procedure using the radiance of space and black body internal target creates the proper radiance temperature under assumption that the emitters can be treated as black body. Those assumptions for the land surface are not valid generally and therefore procedure for calibration needs an improvement by taking into consideration varieties of the land emissivity. The mean value 0,97 is often assumed for research. The satellite sensors in deep infrared are designed for land surface temperature monitoring. The NOAA meteorological satellites are equipped with 3 infrared channels (3.7  $\mu\text{m}$ , 11  $\mu\text{m}$ , 12  $\mu\text{m}$ ). Such sensors make possible atmospheric correction of satellite measurements of surface temperature. The correction of the atmospheric influence on the Earth surface radiation was performed by using the split window method with following formula:

$$LST = T_4 + 2.702 \times (T_4 - T_5) - 0.582$$

where:  $T_4$  – channel 4 radiance temperature

$T_5$  – channel 5 radiance temperature

The accuracy of satellite measurements is better than 0.5 degree on water surfaces and 1–2 degree on land surfaces. The higher error on land surfaces is connected with unknown emissivity value (may be estimated by using vegetation indices). The example of land surface temperature for the area of Carpathians is presented on Fig. 1, 2.

Satellite AVHRR/NOAA information can be useful for snow cover detection on the land and ice cover on the sea. Snow cover area detection together with snow water content estimation is very important for forecasting of runoff from river basin during snow melt season. There is no direct relation between snow surface properties in visible part of spectrum and snow water content. Such relation exist in band 1.3–1.4  $\mu\text{m}$  and in 2.2–2.7  $\mu\text{m}$ , where absorption coefficient of water is higher than of ice and in band 1.5–1.8  $\mu\text{m}$  where absorption coefficient of water is lower than of ice. It is possible using the visible channels to observe the phenomena connected with size of snow grains. When snow starts to melt, reduction of snow albedo in channel 2 is observed while channel 1 albedo is still high. Later during snow melt process albedo of snow surface in both channels is lowering because of contamination and on the end surface element.

## Wprowadzenie

Celem pracy jest zbadanie zróżnicowania przestrzennego takich elementów pogody Alp i Karpat, jak piętrowość termiczna, pokrywa śnieżna w zakresie przestrzennego rozkładu temperatury radiacyjnej powierzchni Ziemi oraz inwersji temperatury i występowania mgieł i niskich chmur Stratus, jako elementów pogody zachodzących w dolnej troposferze. Cel pracy zrealizowano za pomocą nowoczesnych metod teledetekcji w analizach meteorologicznych danych satelitarnych NOAA (analizy wybranych kanałów spektralnych, kompozycje RGB). Procesy atmosferyczne zachodzące nad obszarami górskimi są szczególnie intensywne i przez to ich obraz na zdjęciach satelitarnych NOAA stanowi bardzo dobry materiał badawczy do fotointerpretacyjnych analiz porównawczych (Bader i in., 1995).

Niezależnie od ujęcia fotointerpretacyjnego, bardzo istotnym jest podejście metodyczne, przejawiające się w znalezieniu odpowiedniej metody przetwarzania danych satelitarnych oraz w stosowaniu właściwych kompozycji kanałów spektralnych. Warunkuje to uzyskanie pełnej informacji oraz przeprowadzenie poprawnej analizy przebiegu elementów pogody nad obszarami górkimi. W moim przekonaniu pozwala także na uzyskanie o nich jakościowo nowych informacji, różniących się od rejestrowanych na stacjach naziemnych.

Realizacja głównego założenia badawczego polegała na znalezieniu podobieństw i różnic pomiędzy przebiegiem i strukturą przestrzenną tych samych elementów pogody w Alpach i Karpatach w powiązaniu z cyrkulacją atmosfery na podstawie fotointerpretacyjnej analizy obrazów satelitarnych NOAA. W wyniku przeprowadzonych analiz stwierdzono, iż dynamika i struktura przestrzenna elementów pogody w Alpach i Karpatach wykazuje tak różnice (intensywność procesów, czas ich trwania, wpływu cyrkulacji atmosfery i orografii) jak

The Albedo is the base criterion for separation of water from ice and land without snow from snow cover. On the other hand in the visible part of spectrum similar features to snow has cloud cover. The cloud surface albedo depends of its type, thickness, and changes between 10–100%. Therefore application of albedo alone is not possible for the snow and clouds separation. The best results gives us the channel 3B which measure both emitted and reflected radiance during daylight and channel 3A which measure emitted radiance during a day.

In Faculty of Earth Sciences University of Silesia in Sosnowiec the satellite data from the NOAA meteorological satellite are received and processed since July 1999. This kind of information allows to pass on from point analysis to spatially distributed analysis of processes. The Satellite Climatology is a new kind of research that is investigated by Department of Climatology at present. The focus is on the study of climate, climate parameters and the atmospheric system that contribute significantly to regional climates and their differentiation, based primary on data from Earth-orbiting satellites. As such, it is a new area of atmospheric sciences, still is in early stages of growth and development.

i podobieństwa (podobne struktury zachmurzenia czy podobne cechy struktury i tekstury obrazu satelitarnego) w każdym z analizowanych typów cyrkulacji atmosferycznej. Niniejsze opracowanie stanowi kontynuację rozważań na temat struktury przestrzennej elementów pogody Alp i Karpat, przy czym w odróżnieniu od części pierwszej, która omawiała elementy pogody zachodzące w atmosferze górskiej, ta koncentruje się na elementach pogody związanych tylko dolną troposferą (inwersje temperatury, mgły i chmury Stratus) oraz przestrzennym rozkładem temperatury radiacyjnej powierzchni Ziemi (piętrowość termiczna) oraz elementami meteorologicznymi występującymi na jej powierzchni (pokrywa śnieżna). W pracy podjęto także próbę porównania wartości temperatury powietrza zmierzonej punktowo na stacjach synoptycznych z wartościami temperatury radiacyjnej zmierzonej przestrzennie (powierzchnia piksela) o współrzędnych geograficznych lokalizacji danych stacji.

Obrazy satelitarne NOAA w kanałach dalekiej podczerwieni termalnej (IR4 10,30–11,30  $\mu\text{m}$  oraz IR5 11,50–12,50  $\mu\text{m}$ ) przedstawiają rozkład przestrzenny wartości temperatury radiacyjnej. Każdy z elementów środowiska fizyczno-geograficznego gór wypromieniuje różne ilości energii, co pozwala na rozróżnienie wartości temperatury radiacyjnej przypisanej każdemu pojedynczemu pikselowi na obrazie satelitarnym NOAA. Maksymalna rozdzielczość radiometru AVHRR (ang. Advanced Very High Resolution Radiometer) wynosząca w punkcie podsatelitarnym 1,1 x 1,1 km pozwala na wskazanie zależności pomiędzy rozkładami temperatury przypisanej do stosunkowo dużej powierzchni elementarnej (piksel), nawet w tak specyficznych warunkach jak: duże spadki terenu, różne nachylenia zboczy, różne ekspozycje i związana z tym nierównomierna ich insolacja (Oetsch, 2001; Seguin, 1993).

Radiometr AVHRR ze względu na swoją rozdzielczość nie jest jednak w stanie zarejestrować na obrazie

satelitarnym małego zachmurzenia typu Cumulus humilis czy transparentnego zachmurzenia Cirrus. W związku z tym, pomimo zastosowania korekcji wpływu atmosfery metodą „split window” T4 – T5 oraz wykonania testu chmurowego, obliczone wartości temperatury radiacyjnej mogą być obarczone błędem wynikającym z występowania zachmurzenia w atmosferze. W takiej sytuacji niezbędnym jest odniesienie się do pomiarów i obserwacji wykonanych na naziemnych stacjach synoptycznych, zbliżonych czasem do przelotu satelity. W niejasnych sytuacjach potwierdzić to może wystąpienie takiego zachmurzenia bądź też jego brak (Kriebel i in., 1997).

Przestrzenny rozkład temperatur radiacyjnych tak w Alpach jak i w Karpatach z powodzeniem może być stosowany do określania zjawiska piętrowości termicznej. Wszystkie wybrane do analizy przypadki przedstawiają w czytelny sposób zasięgi obszarów o jednakowych wartościach temperatur radiacyjnych, które można utożsamiać z piętrami klimatycznymi. Niemniej pamiętać należy, iż piętrowość klimatyczna wyznaczona została na podstawie zmian wartości średniej rocznej temperatury powietrza wraz z wysokością (Hess, 1965), a więc innego parametru aniżeli temperatura radiacyjna. Zależności pomiędzy tymi dwoma rodzajami temperatury nie są jednoznaczne (Becker, 1987) i zależą od różnych czynników, jak np.: rodzaj podłoża, wielkość insolacji czy pora dnia i roku. W pracy podjęto próbę porównania wartości temperatury powietrza zmierzonej punktowo na stacjach synoptycznych z wartościami temperatury radiacyjnej zmierzonej przestrzennie (powierzchnia piksela) o współrzędnych geograficznych lokalizacji danych stacji.

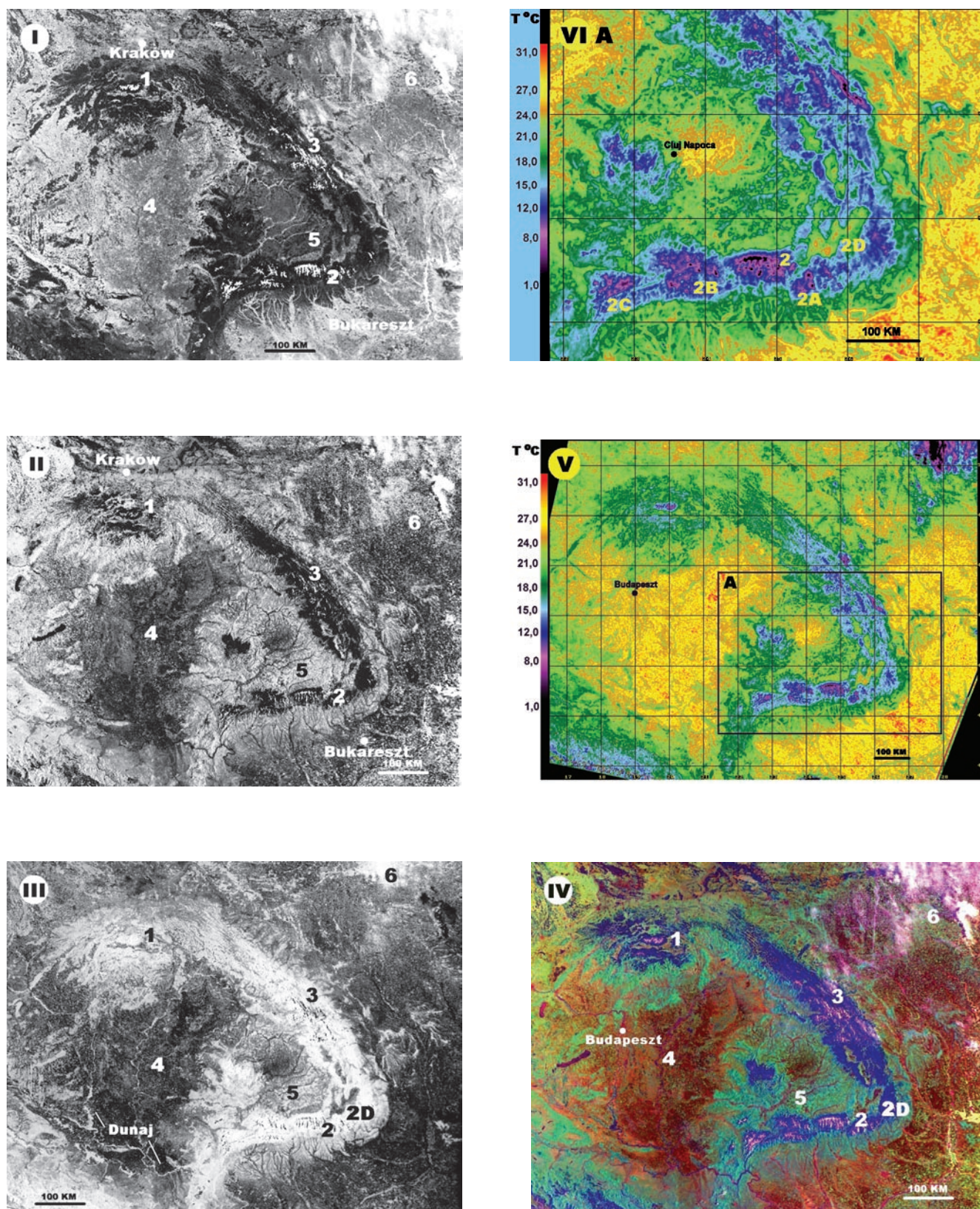
#### **Analiza przypadków z dnia 20000516 06:37 UTC oraz z dnia 19991116 13:34UTC**

W celu potwierdzenia powyższych tez do szczegółowych analiz wybrano dwie sytuacje, które bardzo dobrze obrazują przestrzenny rozkład temperatury radiacyjnej w obszarach górskich: bezchmurne Karpaty w porze wiosennej o wczesnej godzinie porannej w dniu 16 maja 2000 roku (rycina 1) oraz częściowo zachmurzone Karpaty w dniu 16 listopada 1999 roku w godzinach około południowych (rycina 2). W pierwszym przypadku fototon na obrazie satelitarnym w kanale drugim widzialnym odzwierciedla różne poziomy odbiciowości (albedo) charakterystyczne dla różnych form pokrycia terenu. Intensywnie rozwijająca się roślinność, szczególnie lasów liściastych i iglastych wewnątrz łuku Karpat, powoduje silne pochłanianie promieniowania słonecznego, co uwidacznia się na zdjęciu (obraz I, rycina 1) ciemnym, prawie czarnym fototonem. W przeciwieństwie do niego, biały fototon reprezentuje pokryte śniegiem najwyższe partie Tatr (1), rejonu Czarnohory (3) oraz Gór Fogaraskich (2). Pomiedzy skrajnymi wartościami odbiciowości na obrazie satelitarnym NOAA odczytać można wartości pośrednie, odwzorowujące się w całej gamie

szarości, a przedstawiające kotliny śródgórskie (1), (5) oraz otaczające Karpaty Wyżynę Siedmiogrodzką (5) czy Wielką Nizinę Węgierską (4). Biały fototon reprezentuje także strefę zachmurzenia piętra wysokiego  $C_H$  w prawym górnym rogu obrazu (6). W tym konkretnym przypadku na barwę fototonu silny wpływ wywiera stosunkowo niski kąt padania promieni słonecznych, co uwidacznia się w zawyżonych wartościach albedo w lewym bocznym pasie obrazu (I).

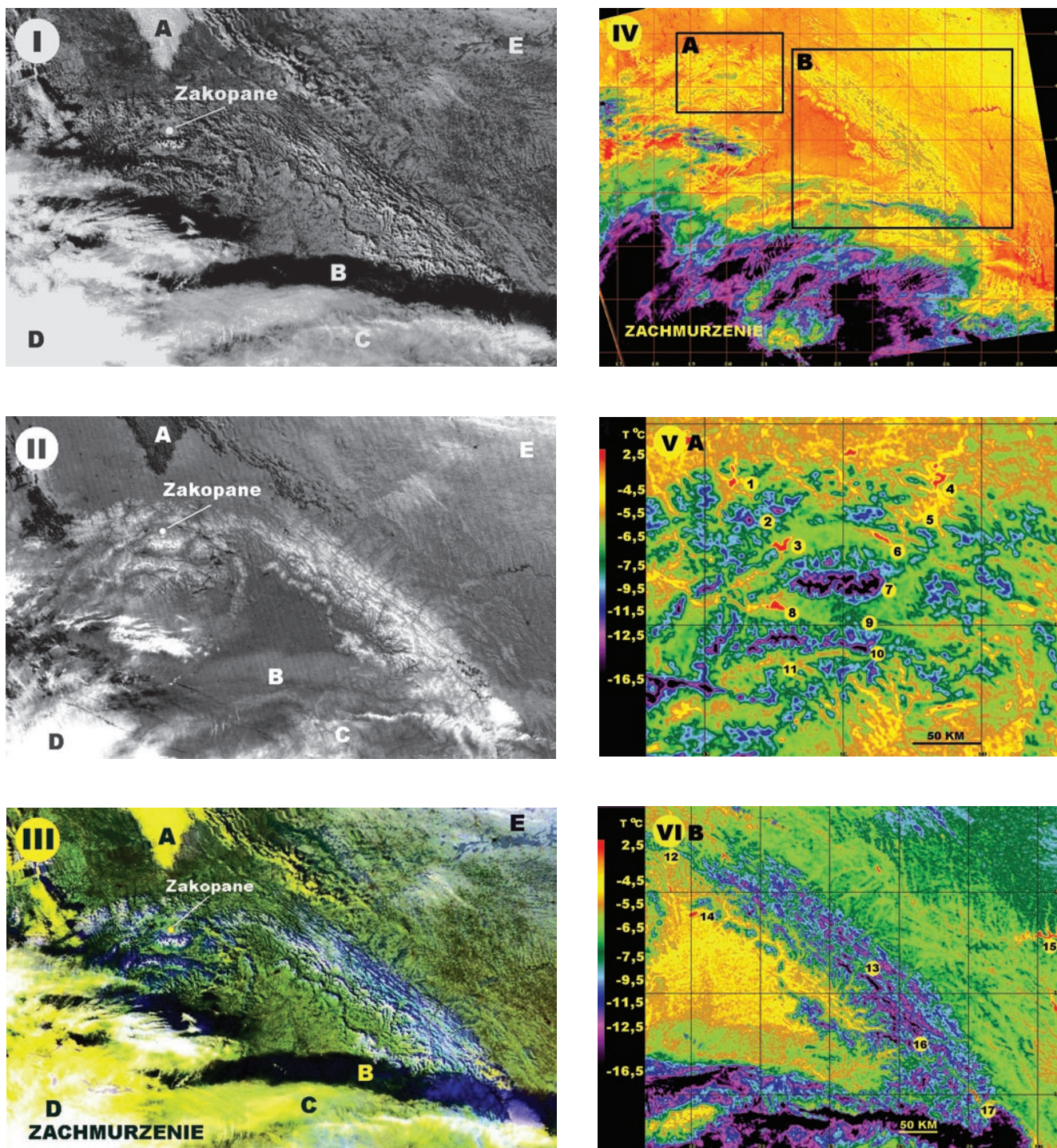
Opisanych powyżej zależności nie widać na obrazie (I) ryciny 2, ponieważ na wartości albedo form powierzchni Ziemi zasadniczy wpływ ma prawie całkowity brak procesów fotosyntezy w drzewostanie górskim, inny kąt padania promieni słonecznych oraz cienka pokrywa śnieżna na graniach górskich, dobrze podkreślająca ich topografię. Na szczególną uwagę zasługuje rozkład zachmurzenia w dolnej części obrazów (I–III) na rycinie 2. Zróznicowanie wielkości albedo na obrazie (I) oraz temperatury radiacyjnej na obrazie (II) wskazuje na występowanie dwóch pięter zachmurzenia: piętra średniego  $C_M$  o ciemniejszym fototonie (C) i żółtym kolorze na kompozycji RGB oraz piętra wysokiego  $C_H$  o jasnym fototonie (D) i białym kolorze na kompozycji RGB. Piętro średnie  $C_M$  rzuca cień na powierzchnię Ziemi (B), który dobrze widać na obrazie (I) i (III). Analiza obrazu (II) z ryciny 2 pozwala na stwierdzenie, iż jej fototon jest odbiciem negatywowym fototonu z obrazu (I), za wyjątkiem najwyższych partii Karpat i Gór Bihorskich. Pozwala to także na rozróżnienie drzewostanu iglastego (prawie czarny fototon) od drzewostanu liściastego (jasny fototon). Pozostałe formy powierzchni Ziemi posiadają fototon zbliżony do rozkładu temperatury radiacyjnej na obrazie (III), gdzie cieplejsze, niżej położone tereny są ciemne (4), (5), a chłodniejsze, wyżej położone są jaśniejsze (1), (2). Uwagę zwracają cieplejsze (niżej położone) kotliny śródgórskie w rejonie Braszowa (2) oraz chłodniejsze wody rzeki Dunaj. Wspomnianą powyżej zależność szczególnie dobrze widać po przyporządkowaniu wartościom pikseli kolorów z umownej palety barw (obrazy V i VI, rycina 2). Rozdzielczość radiometru AVHRR jest w tym przypadku wystarczająca do odczytania lokalizacji poszczególnych szczytów (np. 2A – Omu 2507 m n.p.m.) oraz do określania najcieplejszych miejsc wewnątrz kotlin śródgórskich (2D).

Analizowaną piętrowość termiczną w Karpatach w szczególnie plastyczny sposób widać na obrazach (V) i (VI) na rycinie 2. Dzięki dużym różnicom temperatury w okresie późnej jesieni pomiędzy nagrzanymi zbiornikami wodnymi (np. 2, 4, 6) a chłodniejszą powierzchnią Ziemi i zimnymi partiami szczytowymi Karpat, możliwe jest odczytanie przebiegu, nawet tak niewyróżniającej się w terenie formy, jaką jest główny Europejski Dział Wodny (7) występujący w rejonie południowych stoków Tatr. Poprawne analizy rozkładu temperatury powierzchni wodnych i lądowych wymagają zastosowania jednej z metod eliminujących wpływ atmosfery. W omawianych przypadkach była to metoda „podwójnego okna” – ang. split window (Seguin, 1993), czyli różnicy pomiędzy kanałami podczerwieni termalnej IR4 i IR5.



Ryc. 1. Kompozycje spektralne obrazów satelitarnych NOAA przedstawiające rozkład temperatury radiacyjnej powierzchni Ziemi w Karpatach po korekcji atmosferycznej metodą „podwójnego okna”. Objasnienia: 1 – Tatry, 2 – Góry Fogaraskie, 2A – Masyw Omu, 2B – Góry Sybińskie, 2C – Góry Retezat, 2D – kotliny śródgórskie w okolicy Braszowa, 3 – Czarnohora, 4 – Wielka Nizina Węgierska, 5 – Wyżyna Siedmiogrodzka, 6 – zachmurzenie Cirrus.

Fig. 1. Spectral compositions of NOAA satellite images with land surface brightness temperature spatial distribution using “split window” atmospheric correction method. Explanations: 1 – Tatra range, 2 – Fogaras range, 2A Omu mountain, 2B – Sybin range, 2C – Retezat range, 2D – basins near Brasov, 3 – Czarnohora range, 4 – Great Hungarian Lowland, 5 – Siedmiogrodzka Upland, 6 – Cirrus cloud.



Ryc. 2. Kompozycje spektralne obrazów satelitarnych NOAA przedstawiające rozkład temperatury radiacyjnej powierzchni Ziemi w Karpatach Zachodnich i Wschodnich po korekcji atmosferycznej metodą „podwójnego okna”. Objaśnienia: A – zachmurzenie *Alto cumulus*, B – cień zachmurzenia frontalnego na powierzchni Ziemi, C – zachmurzenie piętra  $C_M$ , D, E – zachmurzenie piętra  $C_H$ . Numeracja: 1 – Kotlina Żywiecka z Jeziorem Żywieckim, 2 – Beskid Wysoki, Masywy Piłska i Babiej Góry, 3 – Jezioro Orawskie i Kotlina Orawska, 4 – Jezioro Rożnowskie, 5 – Kotlina Nowosądecka, 6 – Zalew Czorsztyński i Pieniny, 7 – Tatry, 8 – Jezioro Liptowskie i Kotlina Liptowska, 9 – Główny Europejski Dział Wodny, 10 – Niskie Tatry, Masyw Dżumbira, 11 – Dolina Hronu, 12 – Przełęcz Łupkowska, 13 – Masyw Czarnohory, 14 – Wyhorlat i jezioro zaporowe na rzece Laborec, 15 – Meandry rzeki Dniestr, 16 – Góry Rodniańskie, 17 – Góry Bystrzyckie z jeziorem zaporowym na rzece Bystrzycy.

Fig. 2. Spectral compositions of NOAA satellite images with land surface brightness temperature spatial distribution in Western and Eastern Carpathians using “split window” atmospheric correction method. Explanations: A – *Alto cumulus* cloud, B – shadow of the frontal cloudiness, C – middle cloud  $C_M$ , D, E – high cloud  $C_H$ . Numbers: 1 – Żywiecka Basin with Żywiec lake, 2 – High Beskid, Piłsko and Babia Góra range, 3 – Orava lake i Orava basin, 4 – Rożnowskie lake, 5 – Nowosadecka basin, 6 – Czorsztyń lake and Pieniny range, 7 – Tatry range, 8 – Liptov lake and Liptov basin, 9 – Main European Watershed, 10 – Low Tatra mountain, Dżumbier range, 11 – Hron, 12 – Lupkowska pass, 13 – Czarnohora range, 14 – Wyhorlat range and Laborec river dam, 15 – Dniestr river, 16 – Rodna Mountains, 17 – Bystrzyckie mountain and Bystrzyca river dam.

Tatry i otaczające je kotliny oraz pasmo Gór Fogarskich w Karpatkach Południowych stanowią bardzo dobry obszar testowy dla dalszych badań z zakresu rozkładu przestrzennego piętrowości termicznej w górach i występowania zjawiska inwersji termicznych w Karpatkach Zachodnich i Południowych. Porównywalne powierzchnie obu masywów, podobne wysokości względne i bezwzględne, występowanie sprzyjających inwersjom wklęsłych form terenowych oraz bliskość stacji synoptycznych położonych na różnych wysokościach pozwala na dokładne odniesienie obrazów satelitarnych do pomiarów naziemnych.

### Piętrowość termiczna w górach

Do dalszych szczegółowych analiz występowania zjawiska piętrowości termicznej wybrano 2 przypadki z Alp i jeden przypadek z Karpat. W Alpach pionowy rozkład temperatury radiacyjnej i temperatury powietrza analizowano w profilu Payerne – Sion – Saentis – Jungfrau – Guetch – Locarno – Mediolan (Alpy Zachodnie), natomiast w Karpatkach w profilu Zakopane – Kasprowy Wierch – Łomnica – Szczyrbskie Jezioro – Poprad – Chopok (Karpaty Zachodnie). Wybór takich profili pionowych podyktowany został faktem dostępności danych meteorologicznych ze znajdujących się tam stacji synoptycznych. Uzupełnieniem analiz są pionowe profile radiosondażowe z wybranych stacji radiosondażowych znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie obu masywów górskich.

We wszystkich przypadkach i odpowiadającym im obrazach satelitarnych NOAA wyraźnie zaznacza się spadek temperatury powietrza wraz z wysokością. Określany jest on przez powierzchnie radiacyjne o coraz niższych wartościach wypromieniowywanej energii, co przekłada się na coraz niższe wartości temperatury radiacyjnej zmierzonej przez radiometr (ryciny 3 i 4). Analiza rozkładu tych temperatur pozwala na precyzyjne określenie zróżnicowania termicznego różnych elementów środowiska fizyczno-geograficznego w obszarach górskich. Można zaobserwować, iż obszary wyżynne i nizinne bezpośrednio przylegające do masywu górskiego Alp (np. Nizina Padańska oraz Dolina Renu – rycina 3) są wyraźnie cieplejsze, natomiast w Karpatkach jest to przeważnie Wielka Nizina Węgierska (rycina 5). Wyższe wartości temperatury radiacyjnej, czy w zimie częsty brak pokrywy śnieżnej, w przeciwieństwie do masywów górskich je otaczających, pozwalają na łatwą identyfikację tych obszarów. Do najcieplejszych dolin śródgórskich w Alpach zaliczyć należy Dolinę Rodanu (rycina 3A). Szczególną uwagę zwracają także wyraźnie cieplejsze obszary bezpośrednio przylegające do południowego skłonu Alp (pas Mediolan – Wenecja – Triest) opisane w przypadku z dnia 20010401 12:13UTC (rycina 3).

Na niektórych obrazach satelitarnych NOAA, przy sprzyjających warunkach meteorologicznych (sytuacja antycyklonalna, brak wiatru), zauważyć można obszary objęte zjawiskiem tzw.: „miejskiej wyspy ciepła”. Cha-

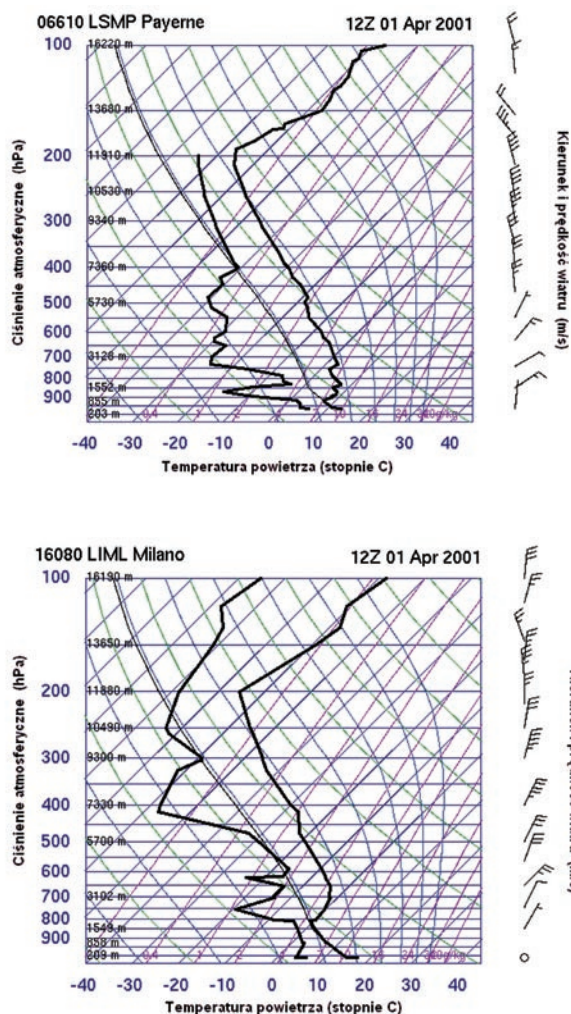
rakteryzują się one pikselami o wyższej o kilka stopni temperaturze radiacyjnej. Szczególnie wyraźnie zjawisko to można zaobserwować dla miasta Mediolan w większości analizowanych przypadków.

Ze względu na rozdzielczość radiometru AVHRR jedynie duże rzeki są dobrze widoczne na obrazach NOAA. W rejonie Alp do takich rzek należą: Pad, Rodan, Ren i Dunaj, a w rejonie Karpat Dunaj oraz Cisa (rycina 5). Dobre warunki do detekcji rzek występują wtedy, gdy rzeka jest wyraźnie cieplejsza lub chłodniejsza (w zależności od pory roku) od powierzchni Ziemi.

W okresie letnim, szczególnie w godzinach wczesnoporannych, kiedy powierzchnia Ziemi nie jest jeszcze ogrzana, różnice w temperatury radiacyjnej powierzchni wody i Ziemi są dobrze czytelne. Rozpoznać można wszystkie większe jeziora polodowcowe oraz te mniejsze, niedaleko południowej części Jeziora Como. Uwagę zwraca wyraźnie cieplejszy obszar w obrębie miasta Mediolan oraz pas nieznacznie podwyższonej temperatury u północnych podnóży masywu alpejskiego. W ciągu dnia w wyniku silnej insolacji powierzchnia Ziemi szybko się nagrzewa i różnice te się zacierają.

Podobną sytuację (zróżnicowanie termiczne woda – Ziemia) zaobserwować można w okresie zimowym w okolicach południa termicznego, czyli pory dnia, kiedy temperatura powietrza osiąga najwyższe wartości. Pomimo insolacji, temperatura radiacyjna powierzchni wodnych jest nadal wyższa o około 3°C od powierzchni lądowych. We wszystkich analizowanych przypadkach, cieplejsze dna dolin alpejskich silnie kontrastują z chłodniejszymi zboczami górskimi, dzięki czemu można określić ich dokładny przebieg i lokalizację większych miejscowości np. Sion i Siders w obrębie doliny Rodanu. W Alpach Zachodnich bardzo dokładnie wyróżniają się zasięgi poszczególnych pasm górskich (np. Alpy Pennińskie), mniejsze i większe doliny alpejskie (np. dolina Brick), oraz mniejsze lub większe miejscowości w obrębie masywów górskich (np. Albertville).

Analizując położenie mórz i jezior na obrazach NOAA bez większych problemów określić można przebieg linii brzegowej Morza Śródziemnego, szczególnie w drugim kanale widzialnym (VIS2), w którym kontrast pomiędzy lądem a wodą jest bardzo wyraźny. Podobnie stosunkowo łatwo można wyróżnić duże jeziora polodowcowe występujące w obrębie masywu Alp. Do najlepiej rozpoznawalnych należą: Jezioro Genewskie, Jezioro Bodeńskie oraz cztery jeziora po południowej stronie Alp: Maggiore, Lugano, Como oraz Garda. Jednak w nielicznych sytuacjach, gdy temperatura doliny lub terenu je otaczającego jest zbliżona do temperatury powierzchni wody, ich interpretacja na obrazie satelitarnym jest niemożliwa, bowiem ich temperatura radiacyjna jest zbliżona do temperatury powierzchni Ziemi. Wtedy wyglądają one jak doliny alpejskie (szczególnie w przypadkach jezior Como, Garda czy Maggiore). Małe zbiorniki wodne o średnicy poniżej 3 km znajdujące się wewnątrz masywu górskiego pozostają nierozpoznawalne na obrazie satelitarnym NOAA, ze względu na relatywnie niską rozdzielczość radiometru AVHRR.

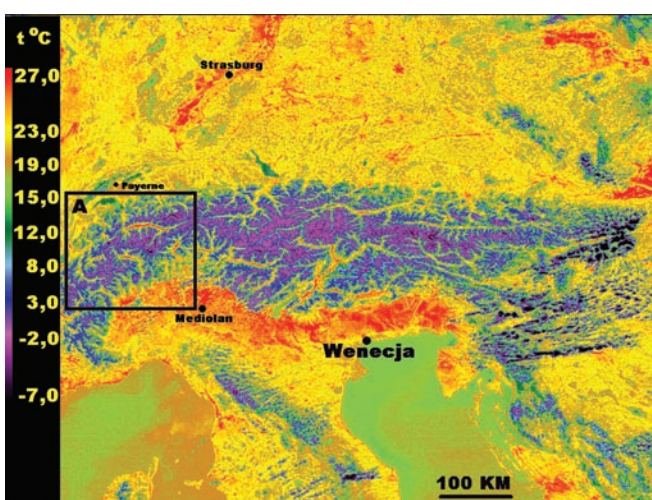
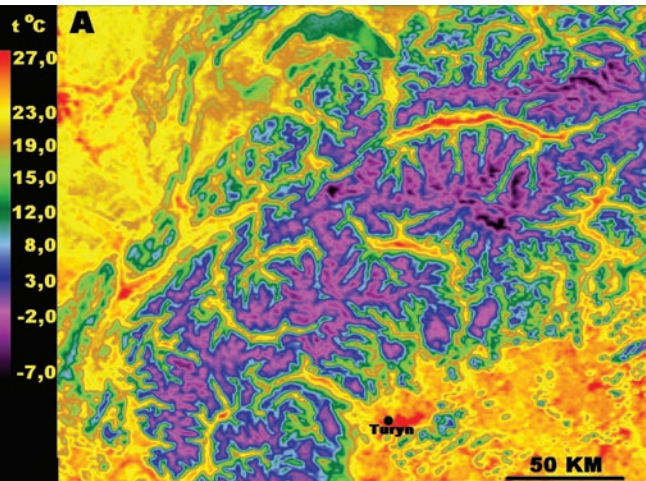


Ryc. 3. Rozkład temperatury radiacyjnej powierzchni Ziemi po korekcji atmosferycznej metodą „podwójnego okna” T4-T5. Obraz NOAA nie skorygowany geometrycznie. Po prawej powiększenie zaznaczonego fragmentu. ALPY 20010401 12:13UTC NOAA16 CH4-5 IR. Poniżej diagramy aerologiczne przedstawiające pionowy rozkład temperatury dla analizowanego dnia z godziny 12 UTC wykonane na stacjach Payerne i Mediolan.

Fig. 3. Land surface brightness temperature spatial distribution using “split window” atmospheric correction method T4-T5. NOAA satellite image without geometric correction. Right – increase of selected area. ALPS 20010401 12:13UTC NOAA16 CH4-5 IR. Below: sounding diagrams with vertical temperature profiles for Payerne and Milan sounding station – 20010401 12:00 UTC.

Grzbiety i granie górskie oraz główne dolin walne i doliny boczne są wyraźnie widoczne ze względu na ich charakterystyczny dendrytyczny układ we wszystkich analizowanych bezchmurnych przypadkach. Szczególnie wyróżniają się doliny Rodanu i Aosty w Alpach Zachodnich, a w Alpach Wschodnich dolina rzeki Thun i Adygi. W tak dużych walnych dolinach alpejskich możliwe jest oznaczenie temperatury radiacyjnej samego dna doliny na podstawie analiz obrazów o pomniejszonej skali (rycyna 4A).

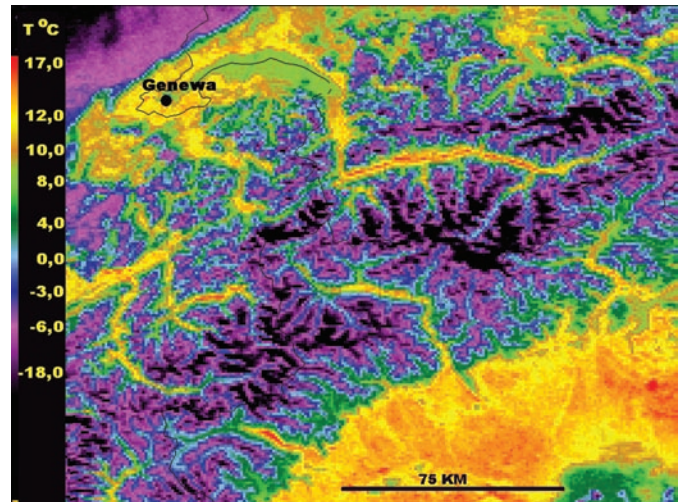
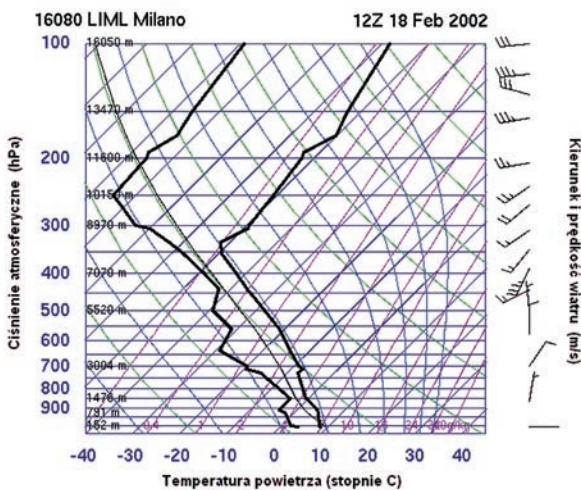
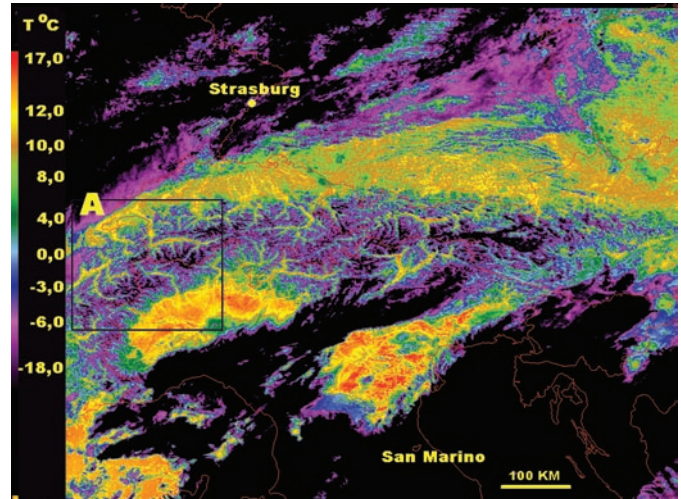
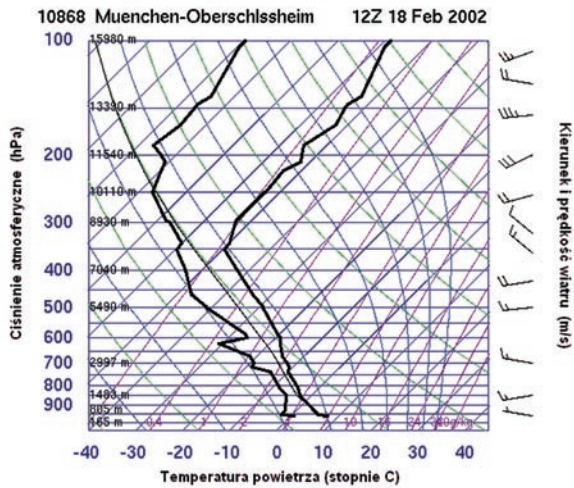
Taki właśnie układ: ciepłe dna dolin, chłodniejsze zbocza, zimne granie i najchłodniejsze wierzchołki górskie wyznaczają na obrazach satelitarnych NOAA zjawisko piętrowości termicznej. Przy zastosowaniu mniejszej skali, jak np. w Alpach w dniu 20020218 12:26UTC (rycyna 4) oraz w Karpatach w dniu 20010402 12:03



UTC (rycyna 5), można bez większych trudności analizować obszary o zróżnicowanej, w zależności od powierzchni czynnej, temperaturze radiacyjnej.

Cennym uzupełnieniem prowadzonych analiz jest pionowy rozkład wartości temperatury powietrza w dolnej troposferze, czyli w najniższej warstwie atmosfery, charakteryzującej się spadkiem temperatury ze wzrostem wysokości, przy średnim gradiencie ok.  $0,65 \text{ K} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ . W troposferze zachodzą podstawowe procesy pogodowe oraz większość zjawisk atmosferycznych, w tym omawiane dalej inwersje temperatury.

W wszystkich analizowanych przypadkach profile radiosondażowe (ryciny 3, 4, 5) przedstawiają spadek temperatury powietrza wraz z wysokością (krzywa po prawej stronie diagramu aerologicznego). Jego wielkość jest różna i zależy od stratyfikacji atmosfery i innych



Ryc. 4. Rozkład temperatury radiacyjnej powierzchni Ziemi po korekcji atmosferycznej metodą „podwójnego okna” T4-T5. ALPY 20020218 12:26UTC NOAA16 CH4-5 IR. Obraz NOAA nie skorygowany geometrycznie. Po prawej powiększenie zaznaczonego fragmentu. Poniżej diagramy aerologiczne przedstawiające pionowy rozkład temperatury dla analizowanego dnia z godziny 12 UTC wykonane na stacjach Monachium i Mediolan.

Fig. 4. Land surface brightness temperature spatial distribution using “split window” atmospheric correction method T4-T5. ALPY 20020218 12:26UTC NOAA16 CH4-5 IR. NOAA satellite image without geometric correction. Right – increase of selected area. Below: sounding diagrams with vertical temperature profiles for Munich and Milan sounding station – 20020218 12:00 UTC.

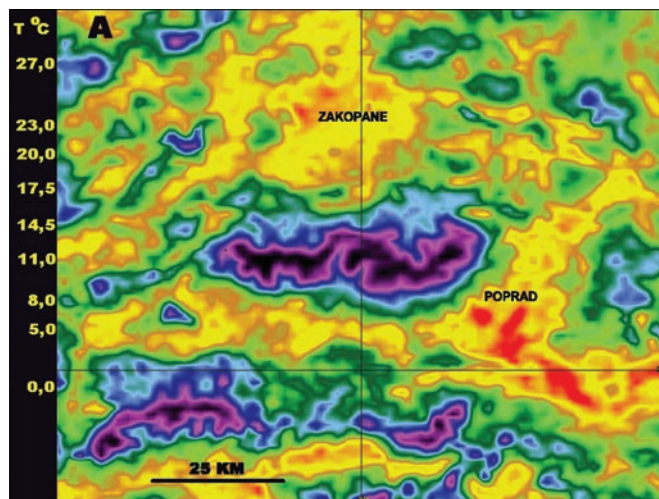
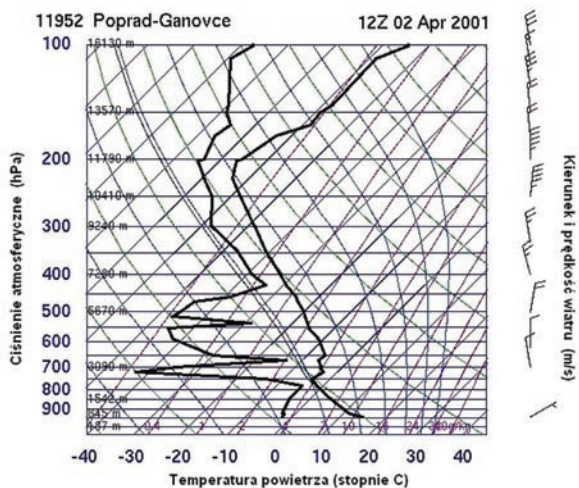
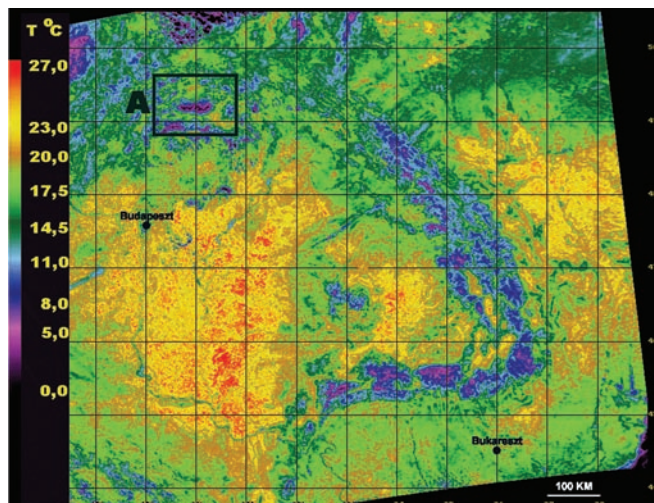
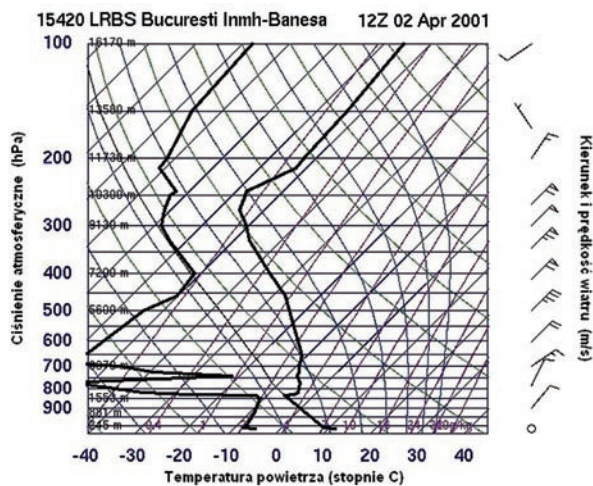
czynników. Często występują tam także inwersje wyniesione, które jednakże nie mają wpływu na pionowy rozkład temperatury radiacyjnej. Dla potrzeb zagadnień poruszanych w tej części artykułu, najistotniejszym jest stwierdzenie faktu braku wystąpienia zjawiska inwersji temperatury w bezpośredniej bliskości stacji radiosondażowej.

Także w przypadku masywu Karpat rozkład przestrzenny temperatury radiacyjnej i jej spadek wraz z wysokością jest dobrze widoczny na obrazach NOAA. W przypadku z dnia 20010402 12:03 UTC (rycina 5) zauważyć można wszystkie istotne elementy środowiska fizyczno-geograficznego, wchodzące w skład masywu Karpat. Uwagę zwraca wyraźnie równoleżnikowo położona granica w wartości temperatury radiacyjnej

obszarów po północnej i po południowej stronie Karpat. Granica ta przebiega w okolicy 48 równoleżnika szerokości geograficznej północnej. Różnica w wartościach temperatury radiacyjnej pomiędzy Niziną Węgierską a Wyżyną Wołyńską dochodzi nawet do 10°C. Podobnie jak w przypadku Alp na obrazach w mniejszej skali, można wyróżnić cieplejsze dna dolin górskich, kotlin śródgórskich oraz chłodniejsze grzbiety górskie. Mimo, iż w porównaniu z Alpami są one znacznie mniejszych rozmiarów, to rozkład piętowości termicznej w ich obrębie pozostaje czytelny i nadaje się do analiz (np. masyw Wyhorlat czy masyw Czarnohora w przypadku z dnia 19991116 13:34UTC (ryc. 2).

Bardzo dobrym obszarem do analiz piętowości termicznej jest rejon Tatr i otaczających je masywów gór-





Ryc. 5. Rozkład temperatury radiacyjnej powierzchni Ziemi po korekcji atmosferycznej metodą „podwójnego okna” T4-T5 w Karpatach. Po prawej powiększony fragment masywu Tatr i otaczających go kotlin. KARPATY 20010402 12:03 UTC NOAA16 CH4-5 IR. Poniżej diagramy aerologiczne dla analizowanego dnia z godziny 12 UTC wykonane na stacjach Poprad i Bukareszt.

Fig. 5. Land surface brightness temperature spatial distribution using “split window” atmospheric correction method T4-T5. Right – increase of selected area with Tatra mountain and basins. KARPATY 20010402 12:03 UTC NOAA16 CH4-5 IR. Below: sounding diagrams with vertical temperature profiles for Poprad and Bucuresti sounding station – 20010402 12:00 UTC.

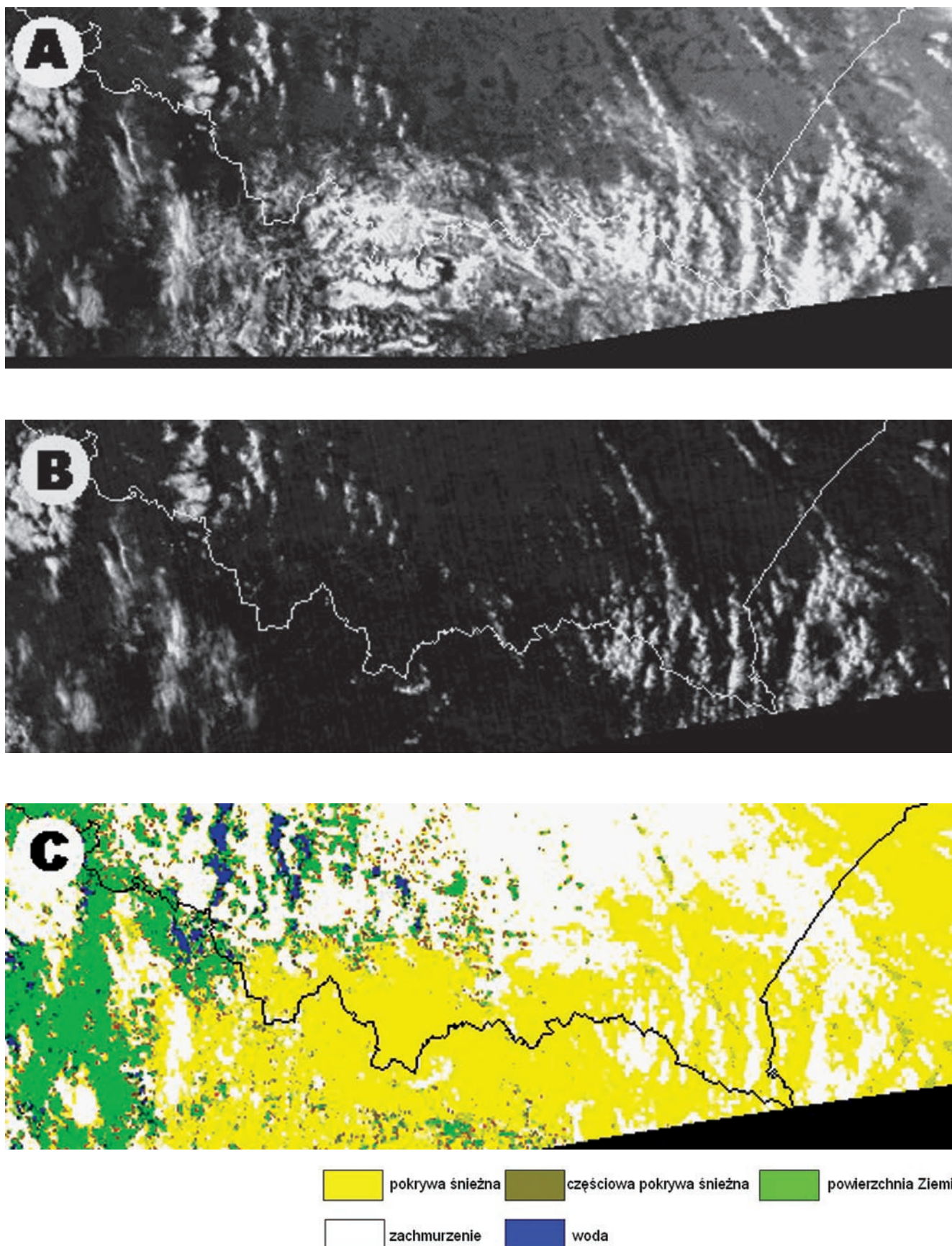
skich Beskidów oraz położonych pomiędzy nimi kotlin śródgórskich. Na obrazie z dnia 20010402 12:03 UTC (rycina 5A) wyraźnie widać cieplejsze dna kotlin Orawsko-Nowotarskiej i Liptowsko-Spiskiej; w centralnej części zdjęcia widoczny jest charakterystyczny układ masywu Tatr z coraz niższymi wartościami temperatury radiacyjnej.

Najchłodniejszymi obszarami na obrazach NOAA są najwyżej położone partie masywów górskich, wśród których, ze względu na rozdzielczość radiometru, nie można wyróżnić poszczególnych wierzchołków czy szczytów. W przypadku Alp, gdzie większość masywów górskich pokryta jest lodowcami, wspomniane najchłodniejsze obszary pokrywają się z zasięgiem lodowców np. masyw Mont Blanc, Monte Rosa, Jungfrau, Alp Oetzal-

skich oraz masywy górskie wchodzące w skład Wysokich Taurów.

Największym problemem przy poprawnej analizie rozkładu temperatury powierzchni Ziemi pozostaje zachmurzenie. Podczas analizowanego okresu badawczego nie natrafiono na przypadek idealnie bezchmurny. Nawet na zdawałoby się idealnie bezchmurnych obrazach satelitarnych pozostaje ono niezarejestrowane przez radiometr AVHRR, mimo iż w rzeczywistości występowało, co zostało potwierdzone obserwacjami synoptycznymi. Tak więc, każdy z analizowanych przypadków należy odnieść do najbliższych czasowo obserwacji naziemnych w celu ich weryfikacji.

W niektórych sytuacjach może powstać specyficzne zjawisko odbijania się promieni słonecznych od po-



Ryc. 6. Przestrzenny rozkład pokrywy śnieżnej w Karpatach Zachodnich. A – albedo w kanale pierwszym widzialnym VIS1, B – test zachmurzenia jako różnica kanałów spektralnych NIR3–IR4, C – rezultat przeprowadzonej klasyfikacji.

Fig. 6. Spatial distribution of snow cover in Western Carpathians. A – channel 1 albedo, B – the test of cloudiness as difference of channels spectral NIR3 – IR4, C – the result of conducted classification.

wierzchni wodnych (ang. sun glint) powodujące powstanie zawyżonych wartości odbiciowości wody. Zarejestrowane wówczas przez satelitę wartości temperatury radiacyjnej są zaniżone i mogą wprowadzać błędy w fotointerpretacji i analizach.

### Pokrywa śnieżna

Satelity okołobiegunowe NOAA umożliwiają także wykorzystanie informacji AVHRR do celów hydrologicznych, w tym do określania zasięgów pokrywy śnieżnej. Ze względu na specyfikę radiometru AVHRR, który jest radiometrem optycznym, detekcja pokrywy śnieżnej możliwa jest tylko w przypadku całkowitego braku zachmurzenia. Nie występuje bezpośrednia zależność pomiędzy optycznymi właściwościami powierzchniowej warstwy śniegu w świetle widzialnym a jego zawartością wody. Zjawisko to występuje dopiero w paśmie 1.3–1.4  $\mu\text{m}$  oraz 2.2–2.7  $\mu\text{m}$  gdzie współczynnik absorpcji wody jest wyższy niż lodu i w paśmie 1.5–1.8  $\mu\text{m}$  gdzie występuje odwrotne zjawisko. Detekcja pokrywy śnieżnej za pomocą danych satelitarnych NOAA opiera się więc na ocenie wartości albedo powierzchni. Dla powierzchni nie pokrytej śniegiem lub lodem albedo zawiera się w granicach od kilku procent dla powierzchni wody do około 20–25% dla terenów rolniczych i łąk. W przypadku pokrywy śnieżnej lub lodowej albedo wzrasta do wartości 20–75% w zależności od typu powierzchni. Obserwujemy niższe wartości albedo dla lasu i zarośli pokrytych śniegiem.

Jednocześnie chmury posiadają także albedo w zakresie 10–100% i aby dokonać klasyfikacji pokrywy śnieżnej niezbędna jest eliminacja obszarów zachmurzonych. Można tego dokonać w oparciu o testy chmurowe wykorzystujące zarówno widzialne jak i podczerwone kanały radiometru AVHRR/NOAA, przy czym najbardziej nadaje się do tego celu kanał NIR 3B (3.5–4  $\mu\text{m}$ ), a w satelitach nowszych generacji (NOAA-15 oraz kolejne) kanał NIR 3A (1.6  $\mu\text{m}$ ). Różnica pomiędzy kanałami (NIR3–IR4) oraz (VIS1–NIR3) może być z powodzeniem wykorzystywana do rozróżnienia śniegu od lodu, a także mgły nad powierzchnią Ziemi.

Dla poprawnego określania albedo niezbędna jest korekcja położenia Słońca (oświetlenia powierzchni) oraz geometrii Słońca – piksel obrazu – czujnik na satelicie. Dla położenia Słońca niższego niż 7–8° nad horyzontem detekcja chmur jest utrudniona, a poprawne określenie albedo niemożliwe. Taka sytuacja występuje na obszarze Polski w drugiej połowie grudnia i na początku stycznia dla większości orbit satelitów NOAA. Osobnym problemem są kompleksy leśne gdzie stosuje się inną progową wartość albedo wskazującą na pokrywę śnieżną.

Poniżej zaprezentowano rezultaty zastosowania klasyfikacji pozwalającej na rozróżnienie pokrywy śnieżnej od zachmurzenia, wody oraz powierzchni Ziemi bez śniegu według kryteriów zaproponowanych przez Struzika (1995). Do analizy wybrano dwa przypadki z Karpat Zachodnich (ryciny 6 i 7). Wykorzystano następu-

jące zależności pomiędzy albedo i temperaturą radiacyjną:

- a) jeżeli  $T3 - T4 \geq 30^\circ$  – zachmurzenie
- b) jeżeli  $T3 - T4 < 10^\circ$ , albedo  $\geq 80\%$ ,  $T4 < -1.0$  – pewny śnieg.
- c) jeżeli  $T3 - T4 < 10^\circ$ ,  $80\% >$  albedo  $\geq 60\%$ ,  $T4 < -1.0$  – śnieg częściowy
- d) jeżeli  $T3 - T4 < 8^\circ$ , albedo  $< 60\%$ , NDVI  $> 0.02$  – ziemia
- e) jeżeli  $T3 - T4 < 8^\circ$ , albedo  $< 15\%$ , NDVI  $< -0.05$ ,  $T4 \geq -2.0$  – woda
- f) jeżeli  $T3 - T4 < 8^\circ$ ,  $80\% >$  albedo  $> 60\%$ , NDVI  $< -0.05$ ,  $T4 < -1.0$  – śnieg wątpliwy.

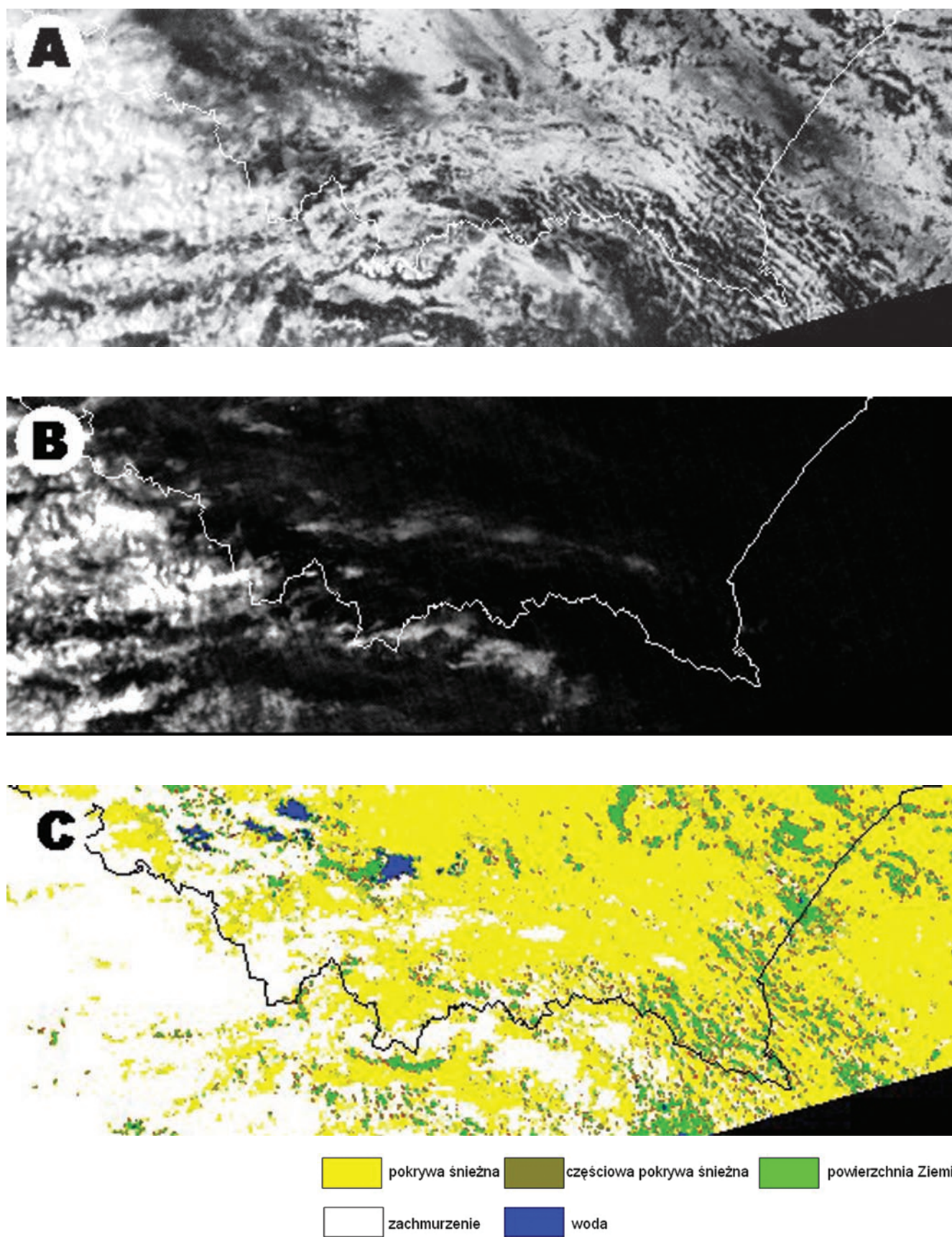
gdzie: T3 – temperatura radiacyjna w kanale NIR3, T4 – temperatura radiacyjna w kanale IR4, NDVI – znormalizowany wskaźnik roślinności.

W obu analizowanych przypadkach zasięgi pokrywy śnieżnej zostały określone w miarę poprawnie (C). Rezultaty klasyfikacji uzupełniono o obraz satelitarny w kanale pierwszym widzialnym VIS1 (A) oraz o test zachmurzenia będący różnicą kanałów spektralnych NIR3–IR4 (B).

### Inwersje temperatury

Obszary objęte inwersją temperatury jest znacznie łatwiej odczytać z obrazu NOAA w Karpatach aniżeli w Alpach. We wszystkich analizowanych przypadkach piętrowości termicznej, zjawisko inwersji występuje częściej w Karpatach (rycina 6), aniżeli w Alpach. Na podstawie fotointerpretacyjnych analiz wybranych przypadków można stwierdzić, iż najbardziej sprzyjającymi obszarami do powstania inwersji temperaturowej są: Kotliny Orawsko-Nowotarska oraz Liptowsko-Spiska w Karpatach Zachodnich; kotliny śródgórskie w Karpatach Wschodnich oraz Wyżyna Transylwańska (rycina 8), natomiast w Karpatach Południowych północne podnóża Gór Fogaraskich. Lokalne inwersje występują także w obrębie dolin rzecznych czy pomniejszych kotlin śródgórskich. O ile zasięg przestrzenny zjawiska inwersji można bez trudności oznaczyć na podstawie analizy obrazu NOAA, to oznaczenie wysokości warstwy inwersyjnej wraz z jej miąższością oraz temperatury granicznej jej zasięgu pionowego na obrazach NOAA nie jest możliwe i wymaga wykorzystania danych radiosondazowych (tabela 1 oraz rycina 6).

Najintensywniejsze inwersje przedstawiają sytuacje z dnia 20001022 03:23 UTC (rycina 4) oraz z dnia 20010403 11:52 UTC. Wysokość i grubość warstwy inwersyjnej łatwo odczytać z załączonych do rycin 4 i 5 diagramów aerologicznych. Intensywność inwersji nie przekłada się na cechy obrazu satelitarnego i na tej podstawie nie można przeprowadzać dalszej selekcji przypadków oraz dokonywać ich oceny. Obszary, gdzie najczęściej występują zjawiska inwersji, wyznaczone na podstawie analiz fotointerpretacyjnych wybranych przypadków, obejmują: Tatry i przylegające do nich kotliny śródgórskie w Karpatach Zachodnich oraz Góry



Ryc. 7. Przestrzenny rozkład pokrywy śnieżnej w Karpatach Zachodnich. A – albedo w kanale pierwszym widzialnym VIS1, B – test zachmurzenia jako różnica kanałów spektralnych NIR3–IR4, C – rezultat przeprowadzonej klasyfikacji.

Fig. 7. Spatial distribution of snow cover in Western Carpathians. A – channel 1 albedo, B – the test of cloudiness as difference of channels spectral NIR3 – IR4, C – the result of conducted classification.

Tabela 1. Wysokość i grubość warstwy inwersyjnej w wybranych przypadkach inwersji temperatury w Karpatach  
 Tab. 1. Altitude and thickness of inversion layer in selected casus of temperature inversion in Carpathians

Data i godzina (UTC) obrazowania <i>Date and hour (UTC) of satellite pass</i>	Rejon <i>Region</i>	Wysokość warstwy inwersyjnej (m n.p.m.) <i>Altitude of inversion layer (m. a.s.l.)</i>	Grubość warstwy inwersyjnej (m) <i>Thickness of inversion layer (m)</i>	Stacja radiosondażowa <i>Sounding station</i>
991222 13:26	Tatry Tatra Mts.	2080	1374	Poprad 11952
0008221 13:36	Tatry Tatra Mts	914	208	Poprad 11952
010402 12:03	Tatry Tatra Mts	2063	1357	Poprad 11952
010403 11:52	Tatry Tatra Mts Beskidy Beskidy Mts.	1719 brak danych no data	1013 brak danych no data	Poprad 11952 Uzhorod 33631
020508 03:36	Tatry Tatra Mts	1152	446	Poprad 11952
021209 12:10	Karpaty Południowe Southern Carpathians	918	827	Bukareszt 15420 Bucuresti

Fogaraskie w Karpatach Południowych. Obszary te są porównywalne ze względu na podobne cechy rozkładu temperatury radiacyjnej na obrazach NOAA oraz istniejącą sieć stacji synoptycznych i radiosondażowych. Szczególnie wyraźnie zależności te można zaobserwować w przypadku z dnia 20010403 11:52 UTC w Tatrach na wybranym profilu Łomnica – Poprad oraz z dnia 19991222 w Górach Fogaraskich na wybranym profilu Góra Omu – Dolina rzeki Aluty – Sibiu.

W obu przypadkach widać obszar objęty strefą inwersji (najniższe temperatury radiacyjne) oraz obszary ponad strefą inwersji, o wyższych wartościach i ponownie niższych, związanych w spadkiem temperatury wraz z wysokością ponad strefą inwersji. Zjawisko to przybiera postać charakterystycznych pasów otaczających Tatry (rycina 8), także występujących na północnym skłonie Gór Fogaraskich (rycina 5). W analizach wartości temperatury radiacyjnej w sytuacjach inwersji termicznych istotne znaczenie ma to, czy na badanym obszarze występuje pokrywa śnieżna oraz mgła. Zjawiska te można odczytać także z innych kanałów spektralnych analizowanego obrazu NOAA.

Analiza porównawcza różnic temperatury zmierzonej na stacji synoptycznej ( $T_s$ ) i zmierzonej przez radiometr ( $T_R$ ) w opisanych przypadkach w Alpach i Karpatach pozwala na określenie zależności pomiędzy nimi dla wybranych punktów. Wartość  $T_R$  jest proporcjonalna do wielkości promieniowania długofalowego danej powierzchni czynnej po wyeliminowaniu wpływu atmosfery. Zestawienie wartości obydwu rodzajów temperatury dla danych przypadków prezentuje tabela 2.

Największe różnice pomiędzy  $T_s$  a  $T_R$  wykazały w zimie obszary położone wysoko nad poziomem morza w Alpach (szczyty i granie górskie) pokryte lodowcami i śniegiem (stacja Jungfrau 06730 nawet do 15°C). Na niższych szczytach górskich (stacja Saentis 06680) róż-

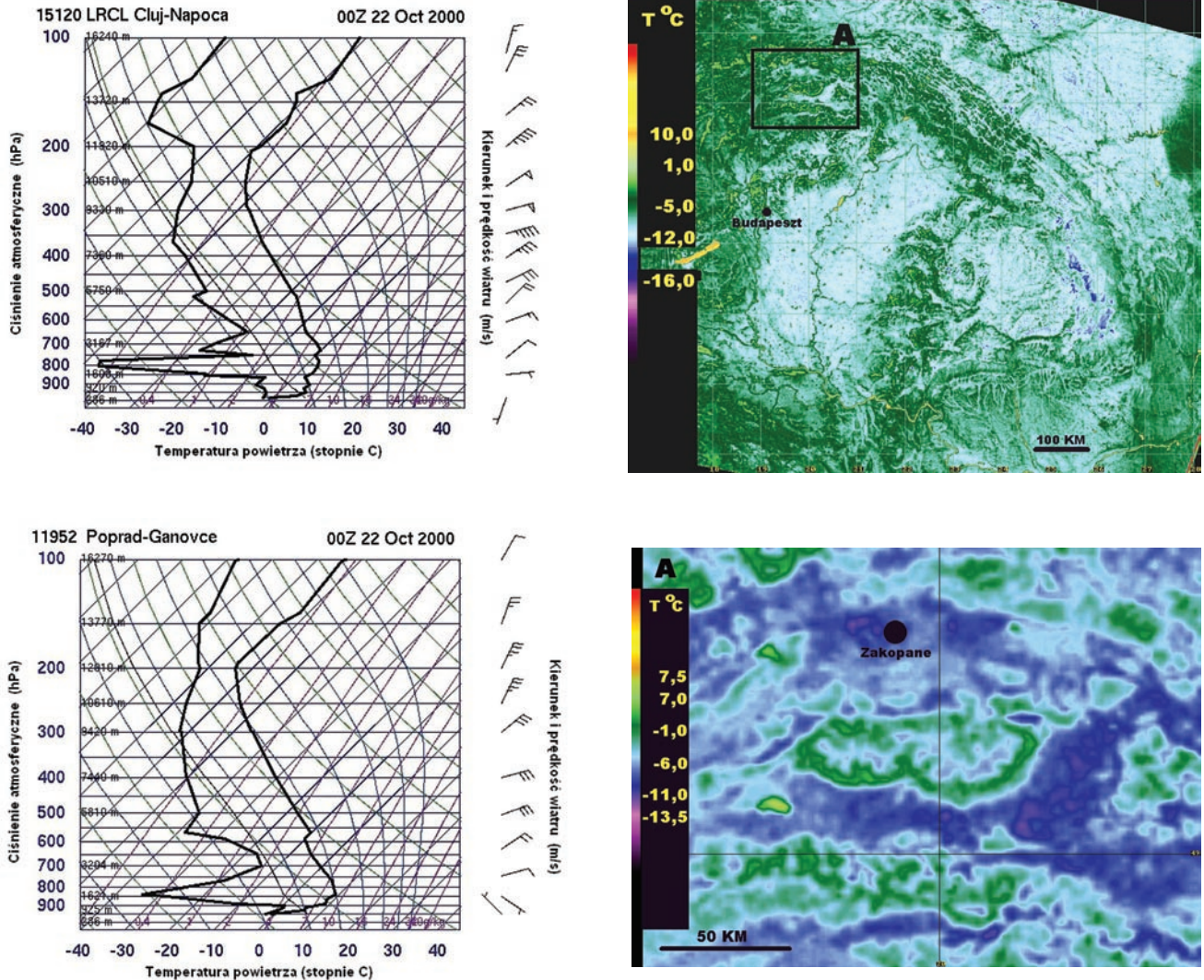
nica ta jest mniejsza i wynosi powyżej 3°C, w zależności od warunków meteorologicznych. Zjawisko to związane jest z bardzo silnym wychłodzeniem powierzchni czynnych oraz zwartą pokrywą lodową lub śnieżną występująca na dużych wysokościach.

Natomiast w lecie największe różnice pomiędzy  $T_s$  a  $T_R$  wykazują obszary leżące najniższej, szczególnie w formach wklęsłych (doliny, obniżenia). Różnice te wynoszą do 10°C np. w Alpach (stacja Sion 06720). Natomiast w Karpatach różnice te nie przekraczają 3°C. Dostatecznie duże różnice pomiędzy  $T_s$  a  $T_R$  można także zaobserwować na stacji Poprad (11934), położonej na dnie Kotliny Liptowsko-Spiskiej w okresie wiosennym (13,3°C) oraz jesiennym (9°C i 10,2°C). Ostatnia z wymienionych wartości związana jest z sytuacją silnej inwersji temperaturowej o grubości ponad 1000 m.

Niemniej jednak opisane zjawiska i wynikające z nich zależności wymagają dalszych badań ze względu na możliwość powstania błędów pomiarowych związanych z procedurą korekcji atmosferycznej, występowania transparentnego zachmurzenia Cirrus czy poprawności przeprowadzenia korekcji geometrycznej poszczególnych obrazów.

Na podstawie zebranego materiału można wyciągnąć następujące wnioski podsumowujące rozważania na temat inwersji temperatury i piętrowości termicznej Alp i Karpat.

Przestrzenny rozkład temperatury radiacyjnej wyliczony z kanałów CH 4 i 5 podczerwieni termalnej jest bardzo przydatny do analiz zjawiska piętrowości termicznej tak w Karpatach jak i w Alpach. W obu masach można bardzo precyzyjnie określić wzajemne relacje pomiędzy rozkładem przestrzennym temperatury radiacyjnej a większością elementów środowiska fizyczno-geograficznego np. ukształtowanie terenu, ekspozycja zboczy, wysokość n.p.m.).



Ryc. 8. Rozkład temperatury radiacyjnej powierzchni Ziemi po korekcji atmosferycznej metodą „podwójnego okna” T4-T5 w przypadku inwersji temperatury w Karpatach Zachodnich. KARPATY 20001022 03:23UTC NOAA14 CH4-5 IR. Po prawej powiększenie zaznaczonego fragmentu. Poniżej diagramy aerologiczne przedstawiające pionowy rozkład temperatury dla analizowanego dnia z godziny 00 UTC wykonane na stacjach Poprad i Cluj Napoca.

Fig. 8. Land surface brightness temperature spatial distribution using “split window” atmospheric correction method T4-T5 in the case of temperature inversion in Western Carpathians. KARPATY 20001022 03:23UTC NOAA14 CH4-5 IR. Right – increase of selected area. Below: sounding diagrams with vertical temperature profiles for Poprad and Cluj – Napoca sounding stations – 20001022 00:00 UTC.

Maksymalna rozdzielczość radiometru AVHRR wynosząca w punkcie podsatelitarnym 1,1x1,1 km jest wystarczająca do wskazania zależności termicznych na obszarach prezentowanych w małej skali (np. masyw Tatr). Masyw Tatr, ze względu na swoją konfigurację, stanowi bardzo dobry obszar testowy dla dalszych badań z zakresu rozkładu przestrzennego piętności termicznej w górach.

W każdej analizowanej sytuacji, nawet po wykonaniu testu chmurowego na występowanie zachmurzenia w atmosferze, należy odnieść się do najbliższych przeleci satelity obserwacji zachmurzenia wykonanych na stacjach synoptycznych (ang. ground truth).

Porównanie wartości temperatury radiacyjnej z temperaturą powietrza zmierzoną dla wybranych obszarów

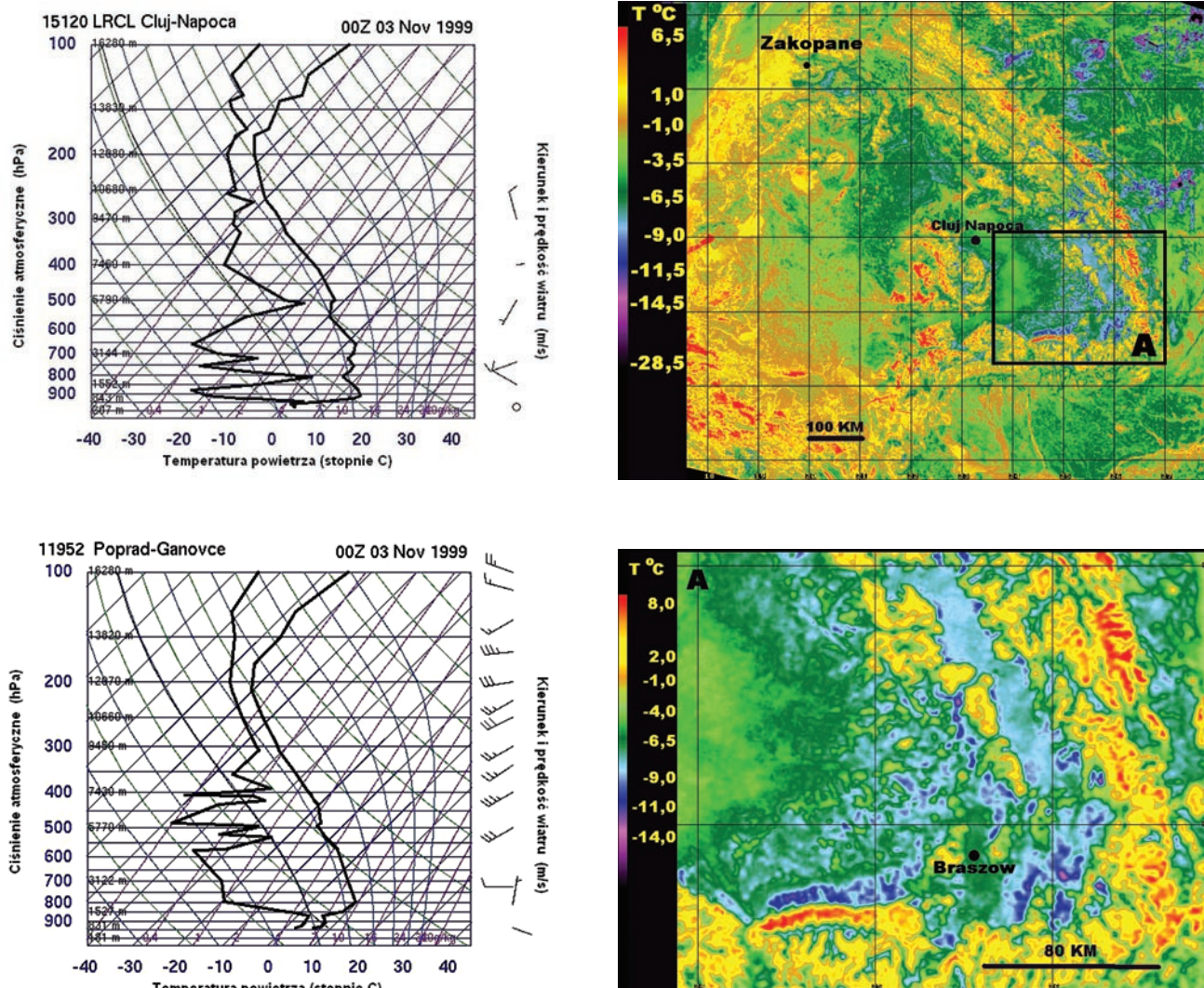
górskich pozwala na stwierdzenie, iż różnice pomiędzy tymi wartościami wzrastają wprost proporcjonalnie do wzrostu wysokości nad poziom morza w zimie, a odwrotnie proporcjonalnie w okresie letnim. Jednocześnie wartości tych różnic są mniejsze w Karpatach aniżeli na położonych na tej samej wysokości stacjach w Alpach. Zaobserwowano także bardzo duże różnice pomiędzy  $T_s$  a  $T_r$  w analizowanych przypadkach wystąpienia inwersji w Karpatach. Na podstawie fotointerpretacyjnych analiz obrazów satelitarnych NOAA stwierdzono, iż obszary objęte zjawiskiem inwersji temperaturowej zdecydowanie łatwiej jest oznaczyć w Karpatach aniżeli w Alpach.

Do najważniejszych cech wspólnych zaobserwowanych w trakcie prowadzonych analiz należą podłużne

Tabela 2. Porównanie wartości temperatury radiacyjnej ( $T_R$ ) i temperatury powietrza ( $T_S$ ) dla wybranych przypadków analizowanych w pracy i wybranych stacji synoptycznych w dwóch profilach wysokościowych w Alpach i Karpatach (wszystkie wartości w stopniach Celsjusza). S – stacja synoptyczna, R – stacja radiosondażowa.

*Table 2. Brightness temperature ( $T_R$ ) versus air temperature ( $T_S$ ) in two altitude profiles in Alps and Carpathians. Case studies and synoptic stations were selected by author. All values in Celsius' degrees. S – Synoptic station, R – Sounding station.*

ALPY / ALPS		2000 01 27			2000 06 20			2001 10 17			2001 11 04			2001 11 15			2002 02 20		
Stacja synop. Numer WMO. Synoptic station. WMO number.	Wysokość n.p.m. / Altitude m. a.s.l.	Ts	Tr	Ts - Tr	Ts	Tr	Ts - Tr	Ts	Tr	Ts - Tr	Ts	Tr	Ts - Tr	Ts	Tr	Ts - Tr	Ts	Tr	Ts - Tr
Payerne 06 610 S	491	-2,7	-5,3	<b>2,6</b>	16,9	-	-	13,8	19,3	<b>5,5</b>	15,6	-	-	5,6	-	-	30,2	39,5	<b>9,3</b>
Sion 6 720	481	0,7	-4,3	<b>5,0</b>	19,5	-	-	21,0	-	<b>7,2</b>	21,0	28,2	<b>7,2</b>	11,9	17,6	<b>5,7</b>	31,5	46,8	<b>15,3</b>
Saentis 06 680 S	2500	-8,6	-16,9	<b>8,3</b>	11,1	-	-	0,0	1,9	<b>1,9</b>	7,1	13,4	<b>6,3</b>	4,8	6,7	<b>1,9</b>	17,0	24,3	<b>7,3</b>
Jungfrau 06 730 S	3576	-11,4	-25,6	<b>14,2</b>	1,9	-	-	-4,6	-5,9	<b>1,3</b>	-1,9	-4,5	<b>2,6</b>	-1,9	-1,6	<b>0,3</b>	6,5	3,7	<b>2,8</b>
Guetsch 06 750 S	2289	-4,8	-11,2	<b>6,4</b>	11,7	-	-	2,7	1,5	<b>1,2</b>	9,3	14,9	<b>5,6</b>	9,4	11,7	<b>2,3</b>	21,1	16,4	<b>4,7</b>
Locarno Magadino 06 762 S	198	4,3	-2,1	<b>6,4</b>	17,6	-	-	15,9	24,9	<b>9,0</b>	19,3	18,8	<b>0,5</b>	-	-	-	29,4	-	-
MILANO Liniate 16 080 RS	103	7,3	1,7	<b>5,6</b>	19,6	-	-	17,9	26,8	<b>8,9</b>	21,2	23,6	<b>2,4</b>	15,4	17,0	<b>1,6</b>	34,2	42,9	<b>8,7</b>
KARPATY /		1999 12 22			2000 03 23			2000 10 21			2000 10 22			2001 05 23			2002 05 08		
Stacja synop. Numer WMO. Synoptic station. WMO number.	Wysokość n.p.m. / Altitude m. a.s.l.	Ts	Tr	Ts - Tr	Ts	Tr	Ts - Tr	Ts	Tr	Ts - Tr	Ts	Tr	Ts - Tr	Ts	Tr	Ts - Tr	Ts	Tr	Ts - Tr
Zakopane 12 625 S	860	2,6	-6,8	<b>9,4</b>	-1,1	-8,6	<b>7,5</b>	16,3	18,1	<b>1,8</b>	3,8	-3,8	<b>7,6</b>	13,8	23,1	<b>9,3</b>	4,0	2,2	<b>1,8</b>
Kasprowy Wierch 12 650 S	1989	2,9	-5,2	<b>8,1</b>	-9,7	-14,0	<b>4,3</b>	7,9	9,4	<b>1,5</b>	2,5	-7,6	<b>5,1</b>	1,8	1,3	<b>0,5</b>	-2,4	-5,6	<b>3,2</b>
Łomnica 11 930 S	2635	-	-	-	-8,7	-16,3	<b>7,6</b>	5,2	3,2	<b>2,0</b>	-	-	-	-1,8	0,8	<b>2,6</b>	-5,8	-7,2	<b>1,4</b>
Strbskie Pleso 11 933	1368	-	-	-	-2,9	-8,5	<b>5,6</b>	9,3	10,6	<b>1,3</b>	-	-	-	10,4	8,9	<b>1,5</b>	2,0	-0,4	<b>2,4</b>
POPRADEK Ganowce 11 934 S	707	0,8	-8,5	<b>9,3</b>	0,2	-7,0	<b>7,2</b>	16,9	18,1	<b>1,2</b>	-1,8	-12,0	<b>10,2</b>	15,8	29,1	<b>13,3</b>	5,8	-0,3	<b>6,1</b>
Chopok Mountain 11 916	1327	-	-	-	-10,7	-14,0	<b>3,3</b>	7,4	10,2	<b>2,8</b>	-	-	-	2,8	1,7	<b>1,1</b>	-2,8	-3,1	<b>0,3</b>



Ryc. 9. Rozkład temperatury radiacyjnej powierzchni Ziemi po korekcji atmosferycznej metodą „podwójnego okna” T4-T5 w przypadku inwersji temperatury w Karpatach Południowych. KARPATY 19991103 02:49 UTC NOAA14 CH4-5 IR. Po prawej powiększenie zaznaczonego fragmentu. Poniżej diagramy aerologiczne przedstawiające pionowy rozkład temperatury dla analizowanego dnia z godziny 00 UTC wykonane na stacjach Poprad i Cluj Napoca.

Fig. 9. Land surface brightness temperature spatial distribution using “split window” atmospheric correction method T4-T5 in the case of temperature inversion in Southern Carpathians. KARPATY 19991103 02:49 UTC NOAA14 CH4-5 IR. Right – increase of selected area. Below: sounding diagrams with vertical temperature profiles for Poprad and Cluj – Napoca sounding stations – 19991103 00:00 UTC.

pasy o wyrównanym przebiegu i podwyższonej temperaturze radiacyjnej bezpośrednio przylegające do podnóży stoków górskich z ekspozycją o składowych północnych.

Najbardziej przydatnymi obszarami do prowadzenia dalszych badań nad rozkładem przestrzennym występowania zjawiska inwersji w Karpatach Zachodnich są Tatry i otaczające je kotliny oraz pasmo Gór Fogarskich w Karpatach Południowych. Porównywalne powierzchnie obu masuwów, podobne wysokości względne i bezwzględne, występowanie licznych wklęsłych form terenowych oraz bliskość stacji synoptycznych położonych na różnych wysokościach pozwala na dokładne odniesienie obrazów satelitarnych do pomiarów naziemnych. Inwersje temperatur występujące na obszarach

nizinnych (płaskich) mogą być również z powodzeniem analizowane za pomocą informacji satelitarnej AVHRR, niemniej jednak trudno jest w sposób jednoznaczny określić ich zasięg przestrzenny oraz wysokość zalegania górnej warstwy inwersyjnej.

### Mgły i niski Stratus

Mgła to według Słownika Meteorologicznego (Niedźwiędź 2004) zawiesina bardzo małych kropeł wody lub kryształków lodu w przyziemnej warstwie powietrza, zmniejszająca widzialność w kierunku poziomym poniżej 1 km. Chmura Stratus (St) jest natomiast niską chmurą warstwową, o dość jednolitej podstawie powo-



dującą czasami opad mżawki, słupków lodowych bądź śniegu ziarnistego. Ze względu na to, że struktura mgły i chmury warstwowej jest taka sama, mgłę możemy uznać za chmurę Stratus z podstawą blisko powierzchni Ziemi. Najważniejsze rodzaje mgieł występujące w obrębie masywów górskich wymieniono poniżej:

– mgły dolinne o charakterze radiacyjnym, gdyż powstają w wyniku wypromieniania ciepła przy bezchmurnej pogodzie i mgły dolinne powstałe w wyniku spływu zimnego powietrza z wyższych partii gór. Powstawać mogą wtedy niskopoziomowe inwersje termiczne,

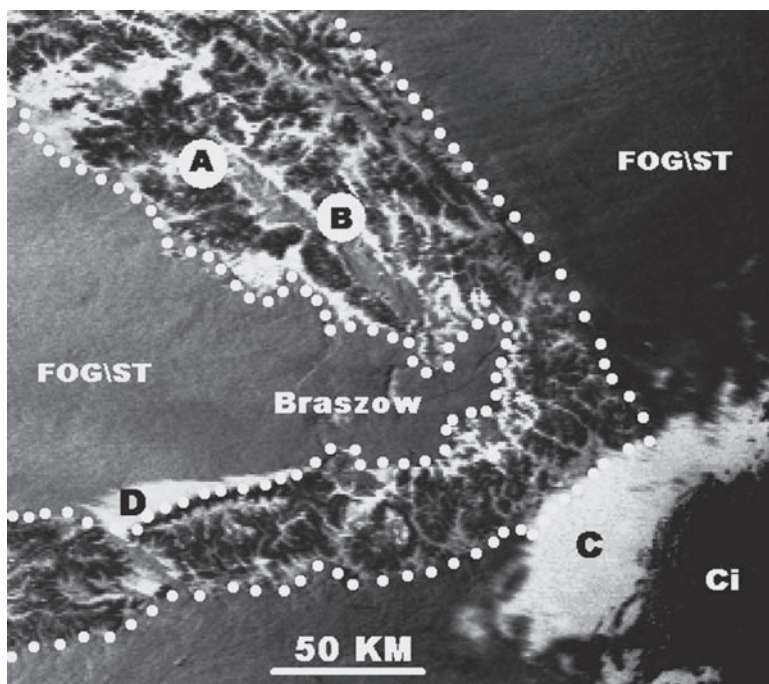
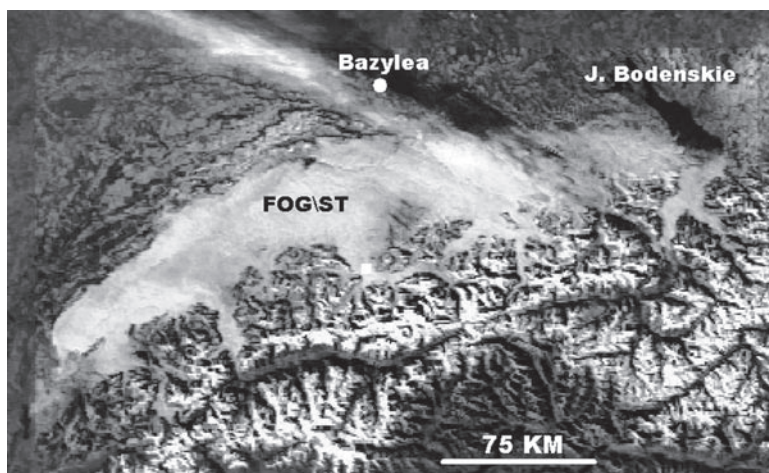
– mgły adwekcyjne powstające przy przechodzeniu frontów ciepłych oraz przy okluzji orograficznej. Podnoszenie się cieplej masy powietrza i jej ochładzanie powoduje proces kondensacji pary wodnej i powstawania chmur warstwowych w obrębie wierzchołków i stoków górskich,

– mgły orograficzne tworzące się na dowietrznych stokach gór przy wymuszonym podnoszeniu się powietrza i adiabaticznym jego ochłodzeniu.

W obrębie każdego z analizowanych masywów górskich wybrano takie sytuacje, które jednoznacznie przedstawiają mgły oraz takie, gdzie mgła występuje, ale jest całkowicie lub częściowo przykryta zachmurzeniem piętra niskiego  $C_L$  lub średniego  $C_M$ .

Sytuacje, w których mgła jest stosunkowo łatwo rozpoznawalna na obrazie satelitarnym NOAA przedstawiają ryciny 10 i 11. W zależności od wykorzystanego kanału spektralnego, mgła może mieć albedo w przedziale pomiędzy 20–30 % w kanałach widzialnych VIS1 i VIS2 albo temperaturę radiacyjną w przedziale od  $-5^{\circ}\text{C}$  do  $-20^{\circ}\text{C}$  w kanałach termalnych IR4 oraz IR5. W przypadku kanałów widzialnych fototon pikseli przyporządkowanych mgle jest jaśniejszy od fototonu powierzchni ziemi, a ciemniejszy od fototonu śniegu czy zachmurzenia (rycina 10 i 11). W przypadku kanałów podczerwieni termalnej zasada różnicowania fototonu jest taka sama jak opisana powyżej, tylko wyrażona w stopniach Celsjusza.

W wielu analizowanych sytuacjach samo zjawisko jak i jego zasięg nie budzi zastrzeżeń. W szczególności granice występowania mgły na północnym przedpolu Alp są ostre i po dokonaniu zbliżenia można dokładnie określić np. jak daleko w głąb masywu Alp sięgają „języki” mgły. Zróżnicowane albedo pozwala także na odróżnienie mgły od pokrywy śnieżnej (rycina 10 Alpy). W innym przypadku (rycina 13) nie jest to już tak oczy-

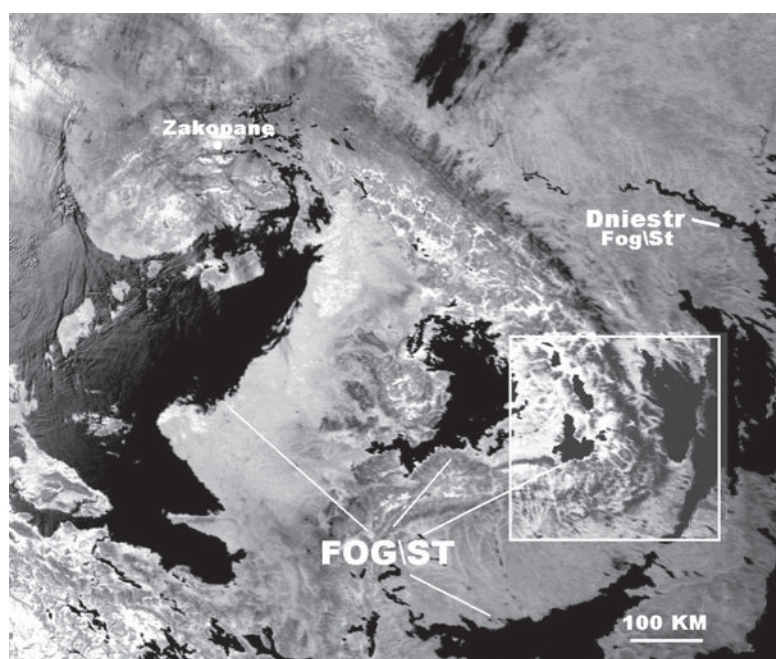


Ryc. 10. Dopasowanie zasięgów mgieł do topografii masywu górskiego w Alpach i Karpatach. Objaśnienia: FOG|ST – mgła lub chmura Stratus, A,B – mgła (ciemny fototon) zalegająca nad pokrywą śnieżną w kotlinach śródgórskich okolic Braszowa, C – obszar będący cieniem rzucanym przez zachmurzenie Cirrus po prawej stronie, Ci – chmury Cirrus, D – obszar będący cieniem rzucanym przez masyw Gór Fogaraskich (po prawej).

Fig. 10. Well-fitted fog area to the mountain range topography in Alps and Carpathians. Explanations: FOG/ST – fog or Stratus cloud, A,B – fog (dark phototon) above snow cover in mountain basins near Braszow, C – shadow of Cirrus clouds, Ci – Cirrus cloud, D – shadow of Fogaraskie mountain (right).

wiste, ze względu na występowanie pokrywy śnieżnej, która utrzymuje się już od dłuższego czasu. Wtedy to albedo takiego śniegu może być podobne do albedo powierzchni mgły. W takim przypadku zdecydowanie lepszy efekt daje zastosowanie kanału 3 NIR lub 4 IR (Bendix, 2001; Stancalie, Catana, 2001).

Inną skomplikowaną sytuację przedstawia rycina 12. Obszar występowania mgieł jest bardziej rozległy aniżeli na rycinie 10 Alpy, a i sama struktura mgły jest wielowarstwowa, co można odczytać ze zróżnicowania



Ryc. 11. Mgły zalegające nad powierzchnią Ziemi z pokrywą śnieżną. Objasnienia: FOG\ST – mgła lub niskie chmury *Stratus*, obszar zaznaczony kwadratem przedstawia obraz NOAA po operacji wyrównania histogramu.

Fig. 11. Fog over land surface covered by snow. Explanations: FOG/ST – fog or *Stratus* cloud, square area – NOAA satellite image after equalized histogram function.

fototonu w kanale 4IR. Wszystkie analizowane przypadki pochodzą z miesiąca stycznia, co pozwala na poprawną interpretację, ponieważ występuje tu bardzo dobrze skonstrastowana granica pomiędzy zasięgiem mgły a dendrytycznym układem grani górskich z pokrywą śnieżną, która jako znacznie zimniejsza posiada bardzo jasny, prawie biały fototon (rycina 11). Taka sytuacja występuje również w rejonie Karpat. Wprawdzie masyw ten ze względu na mniejsze rozmiary od masywu alpejskiego, nie posiada tak charakterystycznie dendrytycznego przebiegu grani górskich i dolin, ale także i tu w obniżeniach śródgórskich i większych dolinach dostrzec można pokrywę śnieżną. Jest to o tyle

ważne, iż występuje tu duży kontrast z powierzchniami pokrytymi mgłą, a dodatkowo dzięki zastosowaniu kanału 3 NIR rozróżnić można obszary zalegania mgieł na pokrywie śnieżnej (rycina 11 Karpaty).

Podobnie jak w przypadku analiz wpływu zachmurzenia transparentnego Cirrus na rozkład temperatury powierzchni Ziemi, tak i tu niezbędnym jest odniesienie się do synoptycznych obserwacji naziemnych, które potwierdzić mogą fakt występowania na danym obszarze mgły. W każdym z trzech analizowanych przypadków w Alpach stacje synoptyczne znajdujące się w strefie objętej mgłą opisywały ten fakt w grupie WW i W1, tj. pogody bieżącej i pogody ubiegłej oraz jako odpowiedni symbol – najczęściej  $C_L = 6$  w grupie zachmurzenia. Na przykład w sytuacji z dnia 20020114 0207 UTC, stacja Payerne (06610) podała WW = 49, co oznacza mgłę osadającą szadź i niebo niewidoczne oraz w grupie W1 = 44, co oznacza mgłę. Natomiast stacja Monachium (10864) podawała w piętrze niskim  $C_L = 6$  czyli chmurę *Stratus nebulosus* lub *Stratus fractus*, a więc chmurę *Stratus* w postaci mniej lub bardziej ciągłego płata lub warstwy, albo też w postaci strzępów, lub też obu tych postaciach równocześnie. Dla grupy WW = 10 oznaczono zamglenie, czyli sytuację, gdy widzialność pozioma zawiera się pomiędzy 1 km a 4km.

Podobnie sytuacja wygląda w Karpatach. Stacje synoptyczne określające mgłę w obrębie stacji lub jej najbliższej okolicy stosują najczęściej następujące zapisy:

$N = 7, C_L = 6, C_M = 3, WW = 10, W1 = 42$  – stacja Cluj Napoca (15120) – w sytuacji z dnia 20000109 1322 UTC, co oznacza zachmurzenie 7/8, chmury *Stratus nebulosus* lub *fractus*, *Alto cumulus translucidus*, zamglenie oraz mgłę, chmury pokrywały ponad połowę nieba (rycina 11);

$N = 9, C_L = -1, C_M = -1, WW = 45, W1 = 44$  – stacja Miskolc (12772) – w sytuacji z dnia 20020203 1700 UTC, co oznacza , że

nie można było oznaczyć zachmurzenia, występuje mgła;

$N = 8, C_L = 6, C_M = -1, WW = 10, W1 = 22$  – stacja Uzhorod (33631) – w sytuacji z dnia 20011204 1445 UTC, co oznacza zachmurzenie całkowite, chmury *Stratus nebulosus* lub *fractus*, chmury pokrywały ponad połowę nieba.

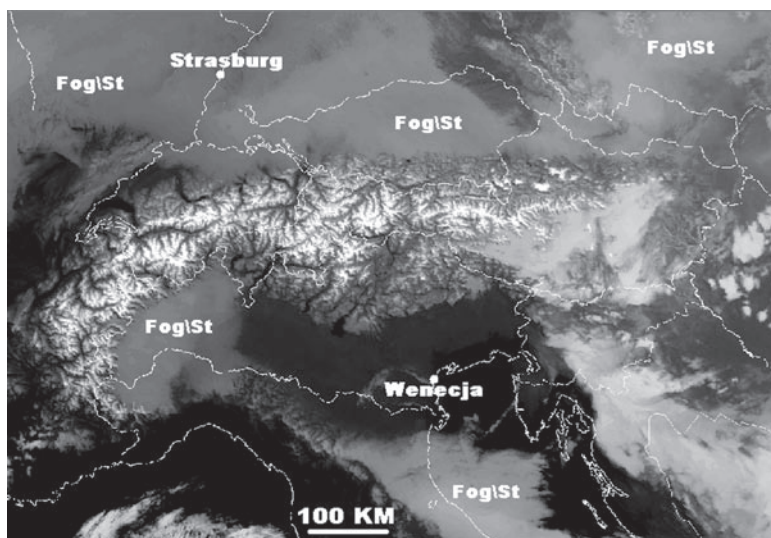
Przyszłe prace badawcze z zakresu określania rozkładu przestrzennego mgieł w Karpatach powinny się wzorować na przetestowanych już rozwiązaniach np. metody określonej przez francuskich geografów dla oznaczania zasięgów mgieł w dolinie Renu. L. Wahl

(1997) badał rozkłady przestrzenne mgieł radiacyjnych w okresie 1982–1993 w Dolinie Renu. Na podstawie przeanalizowanych 96 obrazów NOAA sklasyfikowano główne typy rozkładów mgieł w Dolinie Renu za pomocą algorytmu hierarchiczności rosnącej. Algorytm ten jest kombinacją obrazów satelitarnych NOAA oraz naziemnych danych synoptycznych. Dodatkowo przeprowadzono analizy termodynamiczne i radiacyjne warunków występowania mgły w konkretnych przypadkach, co pozwoliło na oznaczenie i indywidualizację tych zjawisk dla Doliny Renu według kryteriów podanych przez Juisti i Lala (1983).

W bardzo wielu przypadkach mgła pokrywa się na obrazach NOAA z zachmurzeniem. Koniecznym wtedy staje się zastosowanie kanału 3 NIR bliskiej podczerwieni. W rezultacie otrzymujemy obraz negatywny w stosunku do pozostałych kanałów i mgła, która składa się głównie z kropli wody, przyjmuje ciemny lub bardzo ciemny fotofon (19991011 1341 UTC w Alpach i 20020204 06:51UTC w Karpatach – rycina 9). Taka operacja pozwala na określenie szczegółów rozkładu przestrzennego analizowanego zjawiska (np. maksymalnego zasięgu mgieł w dolinach alpejskich czy w dolinach śródgórskich Karpat).

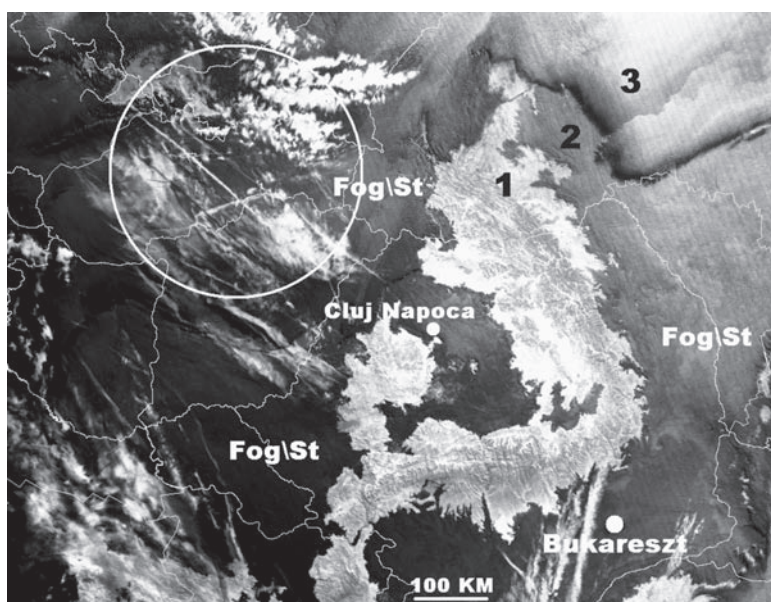
W sytuacji z dnia 20011002 11:59 UTC (rycina nr 14 – Alpy) całe południowe przedpole Alp wraz z całą Niziną Padańską pokryte jest strefą całkowitego zachmurzenia, które szczelnie przylega do południowych podnóży masywu Alp. Analiza obserwacji wykonanych na stacjach naziemnych pozwala na określenie rodzaju zachmurzenia. Jest to w przeważającej części Stratocumulus utworzony w wyniku rozpościerania się chmur Cumulus i częściowo Cumulus mediocris lub congestus, zaś w piętrze  $C_M$  Altostratus opacus lub Nimbostratus i Altocumulus translucidus. Jednocześnie stacje nizinne w tym rejonie, np. Turyn (160590) i Mediolan (16080) podają jako pogodę bieżącą WW = 10, czyli zamglenia i pogodę ubiegłą W1 = 22, czyli chmury pokrywały ponad połowę nieba. W rzeczywistości mimo, iż badana struktura wygląda na mgłę, to jednak nią nie jest. Niemniej jednak obserwując uważnie strefę, w której zachmurzenie styka się z Alpami i charakterystyczne „języki” wypełniające doliny alpejskie należy się zastanowić, czy właśnie w tym rejonie nie występują mgły dolinne (rycina 12).

Osobnym zjawiskiem, często występującym w części południowej Alp Zachodnich, po jego wewnętrznej stro-



Ryc. 12. Rozkład przestrzenny mgieł w Alpach. 2000 0112 14:28UTC NOAA14 CH4. Objasnienia: Fog\St – zasięgi mgieł lub chmur Niski Stratus.

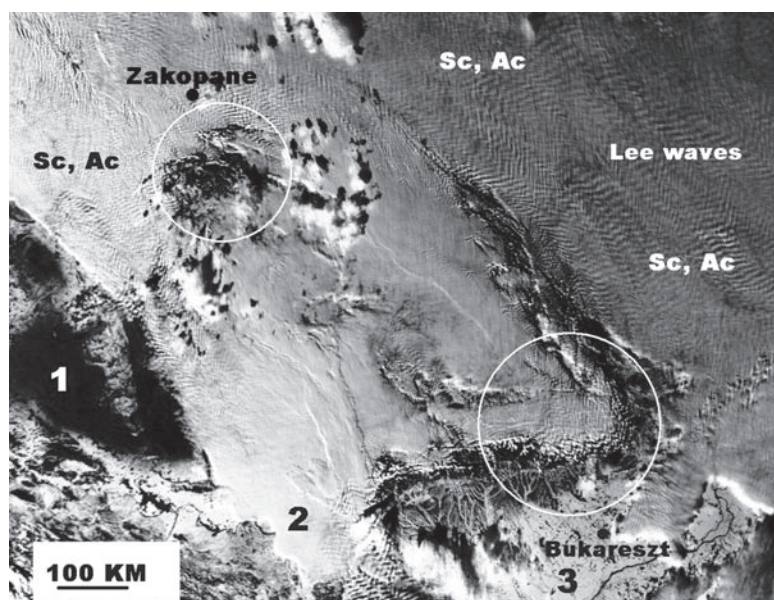
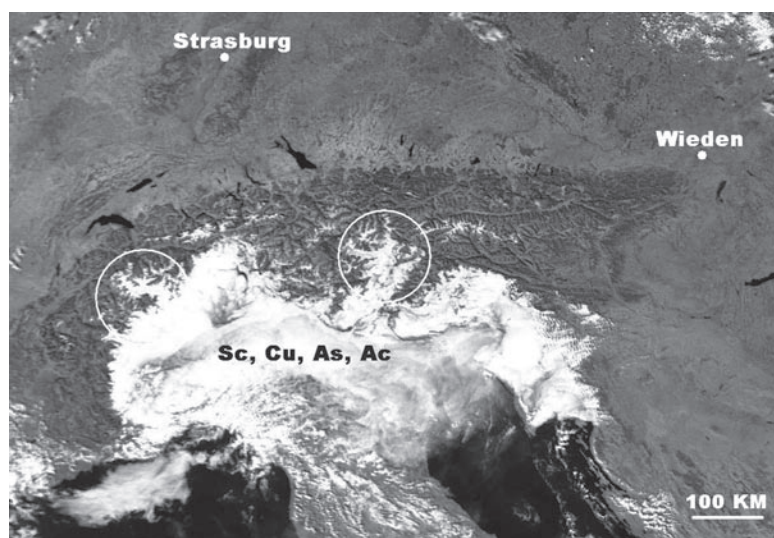
Fig 12. Spatial distribution of Fog In Alps. 2000 0112 14:28UTC NOAA14 CH4. Explanations: FOG\ST – fog or low Stratus cloud.



Ryc. 13. Rozkład przestrzenny mgieł w Karpatach. 20000109 13:22UTC NOAA14 CH3. Objasnienia: Fog\St – zasięgi mgieł lub chmur Niski Stratus, 1 – Karpaty Wschodnie bez mgły, 2 – piętro niskie zachmurzenia, mgły, 3 – piętro średnie zachmurzenia, Altocumulus, obszar w okręgu – piętro wysokie zachmurzenia, Cirrocumulus oraz smugi kondensacyjne.

Fig 13. Spatial distribution of Fog In Carpathians. 20000109 13:22UTC NOAA14 CH3. Explanations: FOG\ST – fog or low Stratus cloud. 1 – Eastern Carpathians without fog, 2 – low level cloudiness, fog, 3 – middle level cloudiness, Altocumulus, circle area – high level cloudiness, Cirrocumulus and contrails.

nie, jest widoczna na obrazie NOAA strefa zachmurzenia, która bezpośrednio przylega do wylotów dolin. Można to zaobserwować w analizowanym przypadku z dnia 20011002 11:59 UTC (rycina 14). Zachmurzenie to składa się z chmur Cumulus humilis lub congestus



Ryc. 14. Mgły częściowo przesłonięte przez chmury *Stratocumulus*. Objasnienia: ALPY obszary zaznaczone okręgami – dopasowanie chmur piętra średniego do topografii wyżej położonych dolin alpejskich. KARPATY obszary zaznaczone okręgami – blokada orograficzna chmur piętra średniego przez Karpaty Zachodnie (okrąg powyżej) i Karpaty Południowe i częściowo Wschodnie (okrąg poniżej), 1 – powierzchnia Ziemi bez pokrywy śnieżnej, 2 – zachmurzenie nie blokowane orograficznie, 3 – pokrywa śnieżna. Zachmurzenie: Sc – *Stratocumulus*, Cu – *Cumulus*, As – *Altostratus*, Ac – *Altostratus*.

Fig 14. Fog partially covered by *Stratocumulus* cloud. Explanations: Alps with circle areas – well-fitted middle level cloudiness to mountain valleys topography. Carpathians with circle areas – middle level cloudiness stopped by orographic barrier of Western Carpathians (upper part of image) and Southern Carpathians (lower part of image), 1 – land surface not covered by snow, 2 – cloudiness not stopped by orographic barrier, 3 – snow cover. Clouds: Sc – *Stratocumulus*, Cu – *Cumulus*, As – *Altostratus*, Ac – *Altostratus*.

lub *Stratocumulus*. Zachmurzenia tego w żadnym przypadku nie należy wiązać ze zjawiskiem mgły.

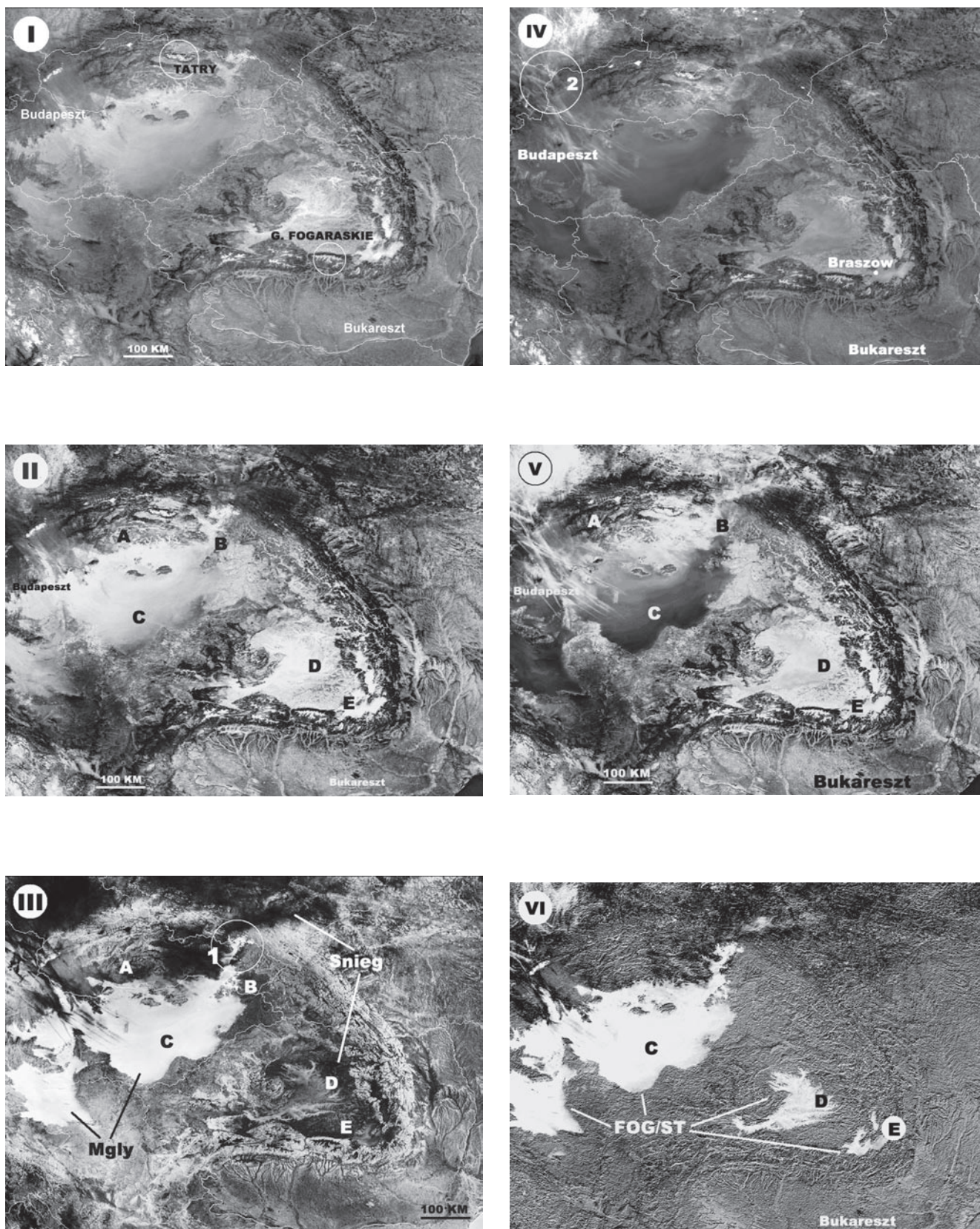
W sytuacji z dnia 20020115 0645 UTC (rycina nr 10) Karpaty znajdują się w centrum ośrodka wysokiego ciśnienia w przetransformowanych masach powietrza

polarno-morskiego. Cały obszar Karpat, za wyjątkiem jego wyższych partii, spowity jest mgłami, co doskonale widać na obrazie NOAA w kanale widzialnym 2 VIS i kanale bliskiej podczerwieni 3 NIR. Zbliżenia pozwalają na określenie dokładnego zasięgu mgieł, tym bardziej, że na powierzchni Ziemi występuje pokrywa śnieżna (Karpaty Zachodnie i Południowe). Wszystkie stacje nizinne podały zachmurzenie całkowite, za wyjątkiem Zakopanego (12650), podczas gdy stacje wysokogórskie podały albo brak zachmurzenia, albo 1/8. Rodzajem zachmurzenia oznaczonym przez stacje synoptyczne dla piętra  $C_L$  był *Stratocumulus*, *Stratus nebulosus* lub *fractus* albo *Stratus fractus* lub *Cumulus fractus* złej pogody. Pogodę bieżącą oznaczano jako zamglenie.

W sytuacji z dnia 20000127 1317 UTC (rycina 14) mgły w większości obszaru Karpat znajdują się pod warstwą chmur piętra średniego  $C_M$  i nie można ich określić na podstawie analizy obrazu satelitarnego. Większość stacji określiła zachmurzenie jako całkowite, a zachmurzenie w piętrze  $C_L$  jako *Stratus nebulosus* i *Stratus fractus* co odpowiada mgłę, ale w piętrze  $C_M$  *Altostratus translucidus* oraz w niektórych miejscach *Altostratus lenticularis*. Jest to zresztą widoczne na obrazie NOAA w różnych częściach Karpat. Występowało wtedy zamglenie oraz opady śniegu w różnych postaciach.

Przeprowadzone analizy fotointerpretacyjne wybranych sytuacji występowania mgieł i niskich chmur *Stratus* w obszarach wysokogórskich pozwalają na przedstawienie najważniejszych wniosków dotyczących tego zagadnienia. Poprawne rozpoznawanie mgieł i chmur *stratus* możliwe jest wtedy, gdy zjawisko to obejmuje grupę kilkudziesięciu pikseli o podobnych wartościach na obrazie satelitarnym. Mgła rejestrowana punktowo, szczególnie przez stacje wysokogórskie jest praktycznie niemożliwa do odczytania na obrazie satelitarnym ze względu na rozmycie wartości pikseli mgły z pikselami reprezentującymi zachmurzenie oraz pokrycie terenu (pokrywa śnieżna).

Wartości pikseli określające zasięg mgły w kanałach widzialnych zawierają się w przedziale od 20 do 50%, a w kanale podczerwieni termalnej zawierają się w przedziale od  $-5^{\circ}\text{C}$  do  $-12^{\circ}\text{C}$  i mogą być dobrze odróżniane od ciemniejszej (cieplejszej) powierzchni Ziemi i jaśniejszego (chłodniejszego) zachmurzenia. W przypadku, gdy powierzchnia Ziemi pokryta jest śniegiem, a w szczególności świeżą pokrywą śnieżną, obszar objęty mgłą jest ciemniejszy (cieplejszy) od bardzo jasnego (chłodnego) obszaru z pokrywą śnieżną.



Ryc. 15. Kompozycje spektralne obrazów satelitarnych NOAA przedstawiające rozkład mgieł, pokrywy śnieżnej i towarzyszącego im zachmurzenia w Karpatach. Objasnienia: (A) obszar z częściową pokrywą śnieżną, (B) pokrywa śnieżna, (C)(D)(E) obszary z mgłą i pokrywą śnieżną. (1) rejon Przełęczy Łupkowskiej, (2) rejon Bramy Morawskiej z smugami kondensacyjnymi. FOG/ST obszary występowania mgieł i niskich chmur *Stratus*.

Fig. 15. Spectral compositions of NOAA satellite images with spatial distribution of fog, snow cover and cloudiness in Carpathians. Explanations: (A) – area partially covered by snow, (B) – snow cover, (C)(D)(E) – area with fog and snow cover. (1) – Lupkowska pass region, (2) – Morawska Gate region with contrails. : FOG/ST – fog or low *Stratus* cloud.

Obszary objęte mgłą (szczególnie u wylotu dolin alpejskich i w ich środkowej części) bardzo często występują pod chmurami piętra średniego czy chmurami pochodzenia konwekcyjnego.

W mniejszych obszarowo masywach górskich np. Tatr, można zauważyć dopasowanie granic zasięgów mgieł do granic całego masywu górskiego.

Cenne informacje dotyczące rozkładu przestrzennego mgieł przynosi analiza kanału trzeciego NIR bliskiej podczerwieni w nowej generacji satelitach NOAA KLM (Putsay, 2001). Mgła składająca się z dużych kropelek wody posiada na obrazie satelitarnym fototon ciemny lub czarny, co doskonale kontrastuje z innymi strukturami na tym samym obrazie. Uzupełnieniem informacji o rozkładzie mgieł w nocy jest kompozycja kanałów T3 – T4. Dodatkowym utrudnieniem w określeniu zasięgu mgieł przy wykorzystaniu kanałów widzialnych w zimie jest niskie położenie słońca i związana z tym odbicieość i wartości albedo zachmurzenia.

Fakt wystąpienia na danym obszarze zjawiska mgły powinien być potwierdzony synoptycznymi obserwacjami naziemnymi. Ma to istotne znaczenie, ponieważ bardzo często mgła występuje pod chmurami piętra niskiego  $C_L$  i średniego  $C_M$  i nie jest możliwa do rozpoznania na zdjęciu satelitarnym NOAA. Zestawienie informacji otrzymanych w wyniku interpretacji obrazów NOAA z obserwacjami naziemnymi, wsparte dodatkowo kombinacjami kanałów spektralnych, pozwalają na uzyskanie pełnej informacji o zjawisku mgły i jej relacji do rozkładu zachmurzenia oraz pokrywy śnieżnej.

### Analiza przypadku z dnia 20020203 17:00 UTC

Dla prezentacji zróżnicowania zjawiska mgieł, niskich chmur Stratus, rozkładu pokrywy śnieżnej i występującego nad nim zachmurzenia wybrano sytuację z dnia 3 lutego 2002 roku w Karpatach. Rycina 13 przedstawia sześć obrazów Karpat w różnych kanałach spektralnych i ich kombinacjach. Obrazy (II) oraz (V) są obrazami satelitarnymi poddanymi procedurze wyrównania histogramu (ang. equalising). W porównaniu z obrazami (I) i (IV), które są ich pierwowzorami, można zauważyć, iż ich treść uległa wzmocnieniu a struktury, szczególnie ukształtowania powierzchni Ziemi, stały się bardziej czytelne. Pozwoliło to na wyróżnienie pięciu obszarów (A do E), na których z dużym prawdopodobieństwem występuje mgła. Kompozycja spektralna  $T_3 - T_4$  (obraz III) pozwala na wyróżnienie obszaru z mgłą w obrębie Niziny Węgierskiej (biały fototon – obszar C) oraz rejonów z całkowitą bądź częściową pokrywą śnieżną (ciemny fototon – B,D,E). Dzięki takiemu zróżnicowaniu fototonu możliwe jest ustalenie obszarów z mgłą zalegającą na pokrywie śnieżnej (obraz III – obszar oznaczony okręgiem). Kompozycja spektralna  $T_3 - T_4$  nie uwzględnia jednak cienkiej warstwy mgły zalegającej w rejonie Wyżyny Transylwańskiej i kotlin śródgórskich rejonu Braszowa. Na potencjalną możliwość wystąpienia w tym rejonie mgły wskazuje kanał 3 (ob-

raz II). W takich sytuacjach niezbędnym staje się wykonanie kompozycji  $T_3 - T_4$  w wyniku której otrzymujemy pełną informację o rozkładzie przestrzennym badanego zjawiska (obraz VI).

### Wykorzystanie informacji satelitarnej w klimatologii

Prowadzenie badań klimatologicznych za pomocą nowoczesnych metod teledetekcji satelitarnej w ramach globalnego systemu satelitów meteorologicznych jest aktualnym trendem badawczym, intensywnie rozwijanym w Europie i na świecie. Coraz to nowsze możliwości techniczne pozwalają na jakościowo nowe badania w zakresie tworzącego się obecnie kierunku badawczego jakim jest Klimatologia Satelitarna. Pomimo znacznego zaawansowania metod przetwarzania i analizy danych satelitarnych, głównie dla potrzeb meteorologii synoptycznej, ciągle jeszcze prace z zakresu ich wykorzystania do analiz klimatu należy uznać w Polsce za przyczynkowe.

Poznanie struktury przestrzennej wybranych zjawisk meteorologicznych w górach, posiada nie tylko znaczenie metodyczne, ale i praktyczne. Umiejętność rozpoznawania na zdjęciach satelitarnych konkretnych oznak prowadzących do powstania ekstremalnych zjawisk meteorologicznych może być pomocne przy ich prognozowaniu. Podane w pracy typowe schematy analizy obrazów satelitarnych mogą na bieżąco być pomocne do praktycznego wykorzystania w Meteorologii Synoptycznej. Zestawienie oraz opis słowny najbardziej charakterystycznych cech obrazów satelitarnych NOAA jest także pomocny przy ich interpretacji dla osób niezwiązanych zawodowo z meteorologią, a korzystających z obrazów satelitarnych w internetowych bazach danych.

Poprzez zastosowanie właściwej metodyki przetwarzania danych satelitarnych NOAA wyznaczać można obszary o niekorzystnych dla gospodarki warunkach klimatycznych (np. częste inwersje temperatury lub występowanie mgieł). Stworzone na tej podstawie mapy rozkłady wybranych elementów meteorologicznych, które dodatkowo uwzględniają specyfikę całego masywu górskiego, mogą stanowić podstawę do uczestnictwa Państw leżących w obrębie Karpat w programach pomocowych Unii Europejskiej.

Wyniki przeprowadzonych w pracy badań mogą także stanowić przyczynek do wspólnych projektów badawczych z zakresu Klimatologii Satelitarnej pomiędzy państwami leżącymi w bezpośredniej bliskości Karpat w zakresie ujednoczenia metodyki przetwarzania i archiwizowania informacji satelitarnej NOAA, a następnie wykorzystania jej w konkretnych zastosowaniach aplikacyjnych. Poznanie różnic pomiędzy Alpami i Karpatami ma także na celu określenie specyfiki obrazów satelitarnych Karpat pod kątem możliwości zastosowania metod przetwarzania i ich automatycznej analizy, które są już z powodzeniem wykorzystywane w Alpach.

Sugerowane kierunki dalszych badań z zakresu zastosowania meteorologicznych danych satelitarnych NOAA w klimatologii powinny koncentrować się na poznaniu struktury przestrzennej wybranych zjawisk atmosferycznych na podstawie ciągów informacji satelitarnej obejmujących okres co najmniej dziesięcioletni lub dłuższy. W szczególności na podjęcie oczekuje problematyka klasyfikacji zachmurzenia i jego struktur w masach powietrza o różnej genezie nad obszarem Polski. Równie istotnym problemem jest określenie rozkładu przestrzennego mgieł w Polsce, Karpatach i na ich przedpolu oraz wyróżnienia obszarów objętych przygruntowymi przymrozkami i inwersjami termicznymi. W przekonaniu autora obszar Europy środkowo-wschodniej pozostaje ciągle niedostatecznie zbadany za pomocą satelitarnych technik teledetekcyjnych (w tym meteorologicznych systemów satelitarnych NOAA i METEOSAT), co uzasadnia podjęcie badań właśnie na tym obszarze.

W świetle uzyskanych wyników należy stwierdzić, iż odpowiednio przetworzona informacja satelitarna NOAA i METEOSAT stanowi nowe i cenne źródło danych poszerzających znajomość klimatu o charakterystyki niedostępne z obserwacji naziemnych.

## Literatura

- Bader M.J., Forbes G.S., Grant J.R., Lilley R.B.E., Waters A.J., 1995, *Images in weather forecasting – A practical guide for interpreting satellite and radar imagery*. Cambridge University Press.
- Becker F., 1987, The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 8, No. 10.
- Bendix J., 2001, A fog climatology of Germany and the Alpine region based on AVHRR data. *Proceedings of the 2001 Meteorological Satellite Data Users conference*, Antalya, Turkey, 1–5 Oct. 2001.
- Dedieu G., 1993, Derivation of Geophysical parameters from AVHRR Data. *Advances in the Use of AVHRR Data for Land Application*. Ispra 22–26.11.1993.
- Hess M., 1965, Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego*, Nr: CXV, *Prace Geograficzne*, z.11, *Prace Instytutu Geografii*, z.33.
- Jiusto J.E., Lala G., 1983, *Radiation fog field problems – recent studies ASRC – SUNY*. Publ. No 869.
- Kriebel K.T., Gesell G., Gratzki A., Kastner M., Mannstein H., Schickel K.P., Seyerlein R., 1997, Comparison of AVHRR derived cloud cover with surface observations. *Proceedings of the 1997 Meteorological Satellite Data Users Conference*.
- Niedzwiedz T., 2004, *Słownik meteorologiczny*. Polskie Towarzystwo Geofizyczne.
- Oesch D., Wunderle S., 2001, Land Surface Temperature Retrieval from NOAA-AVHRR over the Alps. *Proceedings of the 2001 Meteorological Satellite Data Users conference*, Antalya, Turkey, 1–5 Oct. 2001.
- Putsay M., 2001, Nighttime fog and low cloud detection in NOAA-16 AVHRR images and validation with ground observed SYNOP data and radar measurements. *Proceedings of the 2001 Meteorological Satellite Data Users conference*, Antalya, Turkey, 1–5 Oct. 2001.
- Seguin B., 1993, Land Surface Temperature from AVHRR thermal IR. *Advances in the Use of AVHRR Data for Land Application*, Ispra 22–26.11.1993.
- Saunders R.W., Kriebel K.T., 1988, An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 9, No. 1.
- Stancalie G., Catana S., 2000, Evaluation And Monitoring of Snowcover Water Resources In Carpathian Basins By Remote Sensing and GIS Techniques. *Proceedings of 26th International Conference on Alpine Meteorology ICAM*, 11–25 September 2000, Innsbruck.
- Struzik P., 1995, *Dokumentacja oprogramowania do przetwarzania i wizualizacji obrazów satelitarnych AVHRR/NOAA*. Materiały niepublikowane.
- Wahl L., 1997, *Etude de la dynamique spatio-temporale des brouillards de rayonnement au sein du Fosse Rhenan meridional a laide dimages NOAA-AVHRR*. These de Doctortat de L'universite Louis Pasteur. Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Geographiques. Strasburg.



Dr Artur Widawski jest adiunktem w Katedrze Klimatologii Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego. Kieruje Pracownią Odbioru i Interpretacji Zdjęć Satelitarnych Katedry Klimatologii w związku z instalacją satelitarnej stacji odbiorczej NOAA, nad którą sprawuje merytoryczną i techniczną opiekę. Zajmuje się problematyką klimatologii gór i wyżyn, meteorologii i klimatologii satelitarnej oraz geograficznych systemów informacyjnych.