

## Struktura przestrzenna elementów pogody Alp i Karpat w świetle informacji satelitarnej NOAA i METEOSAT – atmosfera góraska

*The spatial structure of weather elements in Alps and Carpathians using  
NOAA i METEOSAT satellite information – mountain atmosphere*

Artur WIDAWSKI

It is necessary to use spatial related geographic information for weather elements analyses in Alps and Carpathians. Meteorological satellite systems NOAA and METEOSAT 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: cyclogenesis and atmospheric fronts deformations, foehn and lee waves and thermal convection. 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 and METEOSAT

### Wprowadzenie

Z punktu widzenia klimatologa masywy górskie wywierają istotny wpływ na klimaty obszarów je otaczających oraz tworzą własne klimaty, silnie zależne od strefy klimatycznej, w której występują. Znalazło to swoje potwierdzenie w licznych klasyfikacjach i regionalizacjach klimatów, w tym W. Köppena, B.P. Alisowa czy W. Okołowicza. W literaturze przedmiotu stosuje się termin „atmosfera góraska” (Barry, 1992) na określenie odrębności przebiegu elementów pogody wewnątrz masywu górskiego od procesów zachodzących w atmosferze swobodnej. Badania złożoności procesów przebiegających w atmosferze górskiej nie ułatwia stosunkowo niewielka liczba obserwatoriów meteorologicznych, które dostarczają pomiarów odniesionych do jednego punktu i jego najbliższej okolicy. Analiza elementów pogody w tak dużych masywach górskich jak Alpy czy Karpaty wymaga zastosowania informacji odniesionej przestrzennie. Dynamiczny rozwój nowoczesnych technologii pomiarowych, takich jak meteorologiczne systemy satelitarne serii NOAA, pozwala

meteorological systems. The mesoscale deformation in cloudiness structure of different air masses caused by Alps and Carpathians mountain ranges was investigated in this work, too. 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. Finally, the potential research areas for future analyses were pointed out.

na prowadzenie takich badań. O ile dla obszaru Alp takie badania już prowadzono, to dla obszaru Karpat istniejące prace należy traktować jako przyczynkowe. W polskiej literaturze przedmiotu brak jest znaczących opracowań klimatologicznych dotyczących satelitarnych analiz obszarów górskich.

Problematyka artykułu nawiązuje do dwóch kierunków w klimatologii. Pierwszy, określane jako klimatologia kompleksowa, zajmuje się wyróżnianiem typów pogody rozumianych jako zespoły elementów meteorologicznych oraz badaniem ich struktury sezonowej i przestrzennej. Kierunek ten zapoczątkowany został przez rosyjskiego klimatologa E.E. Fedorowa. Drugi, określane jako klimatologia satelitarna, jest współcześnie rozwijającym się kierunkiem i zajmuje się badaniem systemu atmosferycznego oraz zmienności czasowej i przestrzennej klimatu i jego elementów poprzez obserwacje atmosfery z zewnątrz. W tym celu wykorzystuje wysokiej rozdzielczości zdjęcia satelitarne z geostacjonarnych i okołobiegunowych meteorologicznych systemów satelitarnych.

W artykule podjęto problem porównywalności struktury przestrzennej wybranych elementów pogody Alp i Karpat przy wykorzystaniu wysokiej rozdzielczości informacji satelitarnej NOAA i pomocniczo danych z satelity geostacjonarnego METEOSAT. Punktem wyjścia jest przestrzenny i porównywalny sposób postrzegania i analizowania skomplikowanego przebiegu elementów pogody nad obszarami górskimi. Elementy te kształtują pogodę w górach, czyli chwilowy stan atmosfery górskiej, bardzo szybko i gwałtownie ulegający zmianom. Przy obserwacji charakterystycznych cech i podobnych wartości poszczególnych elementów pogody przez kilka godzin lub dni można mówić o ukształtowaniu się określonego typu pogody. Stosunkowo niewielka liczba wysokogórskich stacji meteorologicznych nie pozwala na pełne analizy przestrzenne pogody i klimatu na tych obszarach. Taka możliwość powstaje przy zastosowaniu meteorologicznych systemów satelitarnych NOAA. Stosunkowo dobra repetycja czasowa i optymalna dla tego typu analiz rozdzielczość spektralna pozwalają na wskazanie kolejnych etapów rozwoju zjawisk i procesów towarzyszących określonym typom pogody w górach. Jako obszary badań wybrano dwa duże masywy górskie Europy o odmiennych cechach fizyczno-geograficznych i klimatycznych. Kryteria wyboru Alp i Karpat jako właściwych obszarów badawczych do tego rodzaju analiz prezentuje tabela 1. Podzielić je można na geograficzno-klimatyczne i teledetekcyjne.

Prowadzone badania ukierunkowane były na satelitarne analizy struktury przestrzennej atmosfery wewnątrz gór i jej wpływu na przebieg elementów pogody pod kątem znalezienia wspólnych cech lub różnic w ich występowaniu. Powstaje zatem pytanie czy można na podstawie interpretacji zdjęć satelitarnych NOAA i METEOSAT sklasyfikować najistotniejsze zjawiska w obu badanych masywach górskich oraz jaka jest ich dynamika w założonym okresie badawczym? Obok aspektu poznawczego dużą rolę odgrywa w pracy aspekt metodyczny. Sprowadza się on do pytania: jak należy dopasować satelitarne metody teledetekcyjne do poprawnych analiz elementów pogody w górach? W artykule zdecydowano się przedstawić te elementy i zjawiska pogody, które wywierają bezpośredni wpływ na określone typy pogody. Ko-

lejno będą to procesy cyklogenezy i deformacji frontów atmosferycznych, feny i zjawiska falowe oraz zjawiska konwekcyjne.

Począwszy od 1 kwietnia 1960 roku, kiedy to na orbicie okołozemskiej umieszczony został pierwszy satelita meteorologiczny TIROS, w światowej literaturze przedmiotu zaczęły się ukazywać pionierskie opracowania z zakresu meteorologii i klimatologii satelitarnej dotyczące wielokierunkowych badań atmosfery i środowiska przyrodniczego Ziemi przy zastosowaniu kolejnych generacji meteorologicznych systemów satelitarnych. Dzięki dynamicznie rozwijającym się technikom teledetekcyjnym przez ostatnie 45 lat poczyniono ogromny postęp w badaniach atmosfery i klimatu naszej planety, co znalazło swoje odbicie w bogatej literaturze światowej.

Do monografii z zakresu satelitarnych badań atmosfery i powierzchni Ziemi przy wykorzystaniu satelitów meteorologicznych zaliczyć należy opracowania Badera i in. (1995), Barretta i in. (1974, 1981), Cihlara i in. (1999), Karlsonna (1997), Kiddera i in. (1995), Stephensa (1994), Rao i in. (1990), Rossowa i in. (1996) oraz Zwatz-Meise (1987). W opracowaniach tych podano informacje na temat operacyjnie dostępnych w danym czasie meteorologicznych systemów satelitarnych, zasad przetwarzania danych i ich interpretacji oraz zastosowania do synoptycznych analiz struktur zachmurzenia. Ponadto w opracowaniach Bader i in. (1995) i Scorer (1986) główny nacisk położony został na sposoby poprawnej interpretacji cech obrazów satelitarnych i przedstawionych na nich zjawisk. W literaturze zagranicznej odnaleźć można także pierwsze opracowania z zakresu zastosowań informacji satelitarnej do badań klimatu (Carleton 1991, Gurney i in., 1993).

W polskiej literaturze przedmiotu odnaleźć można pierwsze pionierskie opracowania z zakresu interpretacji zdjęć satelitarnych i ich zastosowania w operacyjnej służbie pogody np. dla potrzeb ilościowej prognozy opadu deszczu (Bunsch-Makarewicz i in., 1978, 1979, 1980, 1987) oraz takie, gdzie zastosowaniu informacji satelitarnej w meteorologii i klimatologii poświęcono cały artykuł bądź jeden rozdział w większej publikacji (Stachlewski, Zubek, 1985; Ciołkosz i in., 1989; Olędzki, 1993). Na

Tabela 1. Kryteria wyboru Alp i Karpat jako właściwych obszarów badawczych dla satelitarnych analiz struktury przestrzennej elementów pogody.

Table 1. The criteria of delimitation of the Alps and the Carpathians as proper research areas for weather elements spatial structure analysis.

Kryteria geograficzno-klimatyczne <i>Physical geography criteria</i>	Kryteria teledetekcyjne <i>Remote sensing criteria</i>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• różne położenie geograficzne na kontynencie europejskim i wynikające z niego zmiany w kontynentalizmie obu grup górskich <i>different geographical location of both mountain areas</i></li> <li>• odmienna topografia (zwartość, rozgałęzienia głównego łańcucha) i masywność (wysokość względna i bezwzględna) obu grup górskich <i>different topography of both mountain areas</i></li> <li>• różna ekspozycja względem przemieszczających się układów barycznych <i>different location according to air masses flow in Europe</i></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• całkowite pokrycie obszaru badań danymi satelitarnymi <i>all area covered by satellite data</i></li> <li>• dobra repetycja czasowa <i>good time repetition</i></li> <li>• odpowiednia wielkość masywów do analiz za pomocą informacji satelitarnej NOAA <i>proper size of mountain areas for NOAA satellite analysis</i></li> <li>• dobra rozdzielczość przestrzenna danych <i>good spatial resolution</i></li> <li>• duże zróżnicowanie cech obrazu satelitarnego dla obszarów górskich <i>good satellite images issues diversity for mountains areas</i></li> </ul>



uwagę zasługują prace pod redakcją R. Klejnowskiego i in. (1987) oraz Cz. Rymarza i in. (1999). Są to pierwsze polskie opracowania prezentujące metody oraz fotointerpretacyjne analizy struktur zachmurzenia i ich dynamiki. Opracowanie pod redakcją Rymarza (1999) w całości jest oparte na informacji z geostacjonarnego satelity meteorologicznego METEOSAT. Obszary górskie stanowią jedynie tło do rozważań metodycznych czy merytorycznych, jednak same w sobie nie są jednak przedmiotem badań. Do najważniejszych instrukcji i przewodników o charakterze metodycznym a udostępnianych na dyskach CD oraz w Internecie zaliczyć należy Manual of Synoptic Satellite Meteorology (2001) oraz KLM NOAA User Guide (Goodrum i in., 1998), Manual (2001), który jest modelem konceptualnym realizowanym przez Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) we współpracy z EUMETSAT.

Satelitarne analizy charakterystyk pogody w górach, z punktu widzenia operacyjnych zastosowań meteorologii synoptycznej, dotyczą w zasadzie tylko Alp i obejmują problematykę przechodzenia i deformacji frontów atmosferycznych (Kurz, 1996, 2000), analizy zjawisk konwekcji orograficznej (Setvak, 2001), tworzenia modeli dla analiz chmur o największym prawdopodobieństwie opadu (Karlsson, 1997) czy prognozowania wielkości odpływu w zlewni górskiej z możliwością wystąpienia powodzi (Struzik, 1992; Gutman, 1995).

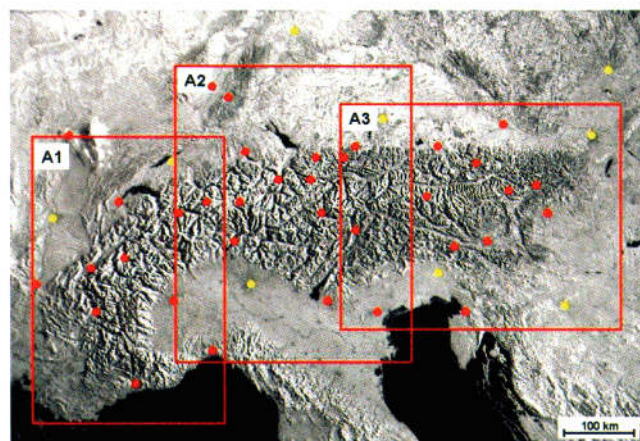
Satelitarne analizy charakterystyk pogody w górach pod kątem klimatologii satelitarnej najlepiej rozwinięte zostały w Alpach oraz, ale w znacznie mniejszym stopniu, także w innych górach świata. Uwagę zwraca duża liczba opracowań dotycząca zróżnicowania czasowego i przestrzennego mgieł wewnątrz i na przedpolach Alp i Karpat (Bendix, 1991, 2001; Kerényi i in., 1995; Wahl, 1997). Bendix (2001) przedstawia uśrednione wartości z dziesięciolecia 1989–1999 dla obszaru Niemiec i północnego przedpola Alp, a Wahl (1997) poddał analizie rozkłady mgieł w dolinie Renu. Pionierską pracą w tym zakresie dla obszaru Karpat jest próba określenia zasięgów mgieł w karpacczych kotlinach górskich (Kerényi, 1995).

Kolejnym, często opracowywanym elementem pogody jest struktura zachmurzenia, jej klasyfikacje oraz częstość występowania poszczególnych rodzajów chmur nad obszarami Alp czy Gór Skandynawskich. Kaestner i Kriebel (2001) prezentują wyniki średnich wartości zachmurzenia dla wybranego obszaru Alp przy wykorzystaniu danych NOAA–AVHRR z jednego obrazowania w ciągu doby w założonym okresie badawczym 1989–1996. Bardzo zaawansowane prace z zakresu klasyfikacji rodzajów zachmurzenia realizowane są w Szwedzkim Instytucie Hydro-Meteorologicznym (SHMI). Opracowano tam system klasyfikacji zachmurzenia dla wysokich szerokości geograficznych (SCANDIA Cloud Analysis), który został wdrożony do operacyjnej działalności instytutu. Karlsson (1997, 2000) dzięki długiemu ciągowi danych satelitarnych NOAA opublikował ponad dziesięcioletnie analizy zachmurzenia dla całej Skandynawii.

W Polsce problematyka badawcza z zakresu satelitarnych badań atmosfery i powierzchni Ziemi przy wyko-

rzystaniu meteorologicznych systemów satelitarnych pozostaje ciągle w fazie rozwoju. Najbardziej zaawansowane prace dotyczą operacyjnych zastosowań dla potrzeb meteorologii synoptycznej ze względu na wykorzystanie danych METEOSAT do celów opracowywania codziennych prognoz pogody. W tej dziedzinie niewątpliwie największe osiągnięcia ma Zakład Badań Satelitarnych oddziału krakowskiego IMGW. Prowadzone tam badania z zakresu klimatologii satelitarnej obejmują problematykę zmienności wskaźnika NDVI dla kolejnych dekad okresu wegetacyjnego (Struzik, i Widawski, 2001), określenia typów pokrycia terenu (Struzik, 1999) w powiązaniu z temperaturą radiacyjną powierzchni Ziemi (Struzik, 1998), zmian zawartości ozonu w atmosferze, monitoringu zasięgów pokrywy śnieżnej (Struzik, 1995, 1997), zlodzenia polskiego wybrzeża Bałtyku, klasyfikacji zachmurzenia oraz określenia składników bilansu promieniowania z danych satelitarnych z odniesieniem do danych naziemnych (Struzik, 2000). Rozwijane są również regresyjne metody obliczania zawartości pary wodnej w atmosferze, wody ciekłej w chmurach a także obliczania prawdopodobieństwa wystąpienia opadu i jego intensywności. Badania te dotychczas koncentrowały się na określeniu współczynników liniowej kombinacji wybranych kanałów AMSU dla sezonu letniego (Dyras i Serafin-Rek, 2002).

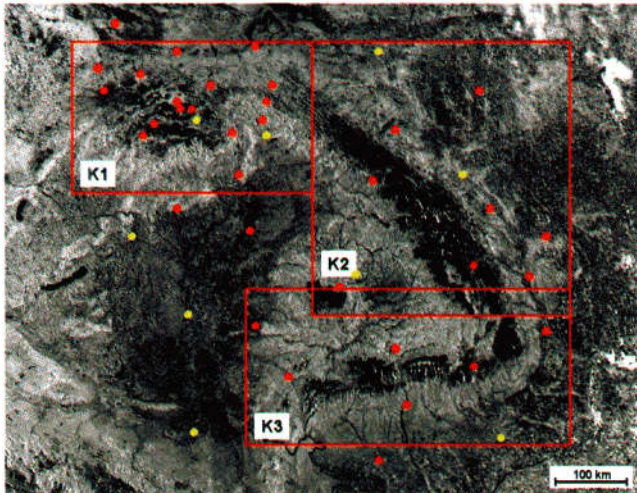
Podsumowując dotychczasowy stan badań satelitarnych struktury przestrzennej elementów pogody w obszarach górskich Europy należy stwierdzić, iż zagadnienie to z powodzeniem podejmowane jest przez zachodnioeuropejskie ośrodki badawcze głównie dla obszaru Alp i Gór Skandynawskich. Znajduje to swoje odbicie w prezentowanej literaturze. Alpy pod tym względem należą do najlepiej zbadanych masywów górskich i zgodnie z ideą projektu MAP, mogą stanowić odniesienie dla tego typu badań w innych górach świata (ryc. 1). Karpaty, będące obok Alp drugim obszarem badań w niniejszym artykule, poza nielicznymi, przyczynkowymi pracami ciągle czekają na dokładniejsze badania satelitarne elementów pogody i czynników je warunkujących (ryc. 2).



Ryc. 1. Obszar badań prezentowany na obrazach satelitarnych NOAA w Alpach z zaznaczonymi podziałami (A1–A3) oraz lokalizacją stacji meteorologicznych i radiosondażowych.

Fig. 1. The Alps research area selected for all NOAA satellite images with additional divides, radiosound (yellow points) and synoptic stations (red points) localisation.



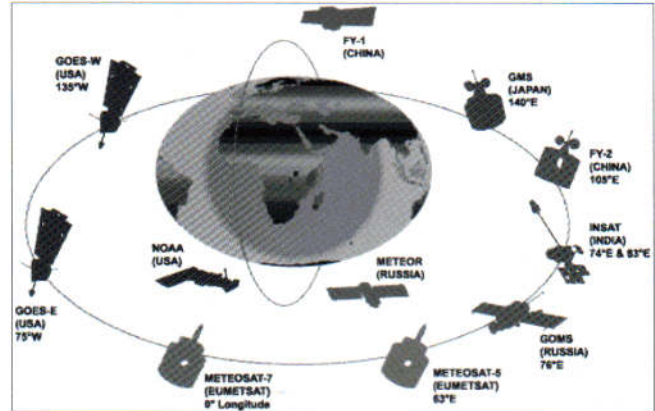


Ryc. 2. Obszar badań prezentowany na obrazach satelitarnych NOAA w Alpach z zaznaczonymi podziałami (K1–K3) oraz lokalizacją stacji meteorologicznych i radiosondażowych.

Fig. 2. The Carpathians research area selected for all NOAA satellite images with additional divides (K1–K3), radiosound (yellow points) and synoptic stations (red points) localisation.

### Globalny system satelitów meteorologicznych

Zastosowanie teledetekcji satelitarnej w meteorologii i klimatologii stworzyło całkowicie nowe możliwości w badaniach procesów zachodzących w atmosferze. Od początku lat sześćdziesiątych XX wieku stale udoskonala się metody pozyskiwania i przetwarzania danych oraz interpretowania obrazów satelitarnych będących wynikiem rejestracji promieniowania elektromagnetycznego odbitego lub emitowanego przez obiekty na powierzchni Ziemi czy w atmosferze. Aktualnie, meteorologiczne systemy satelitarne pracują w ramach tzw. globalnego systemu satelitów meteorologicznych. Obejmuje on satelity umieszczone na orbicie geostacjonarnej znajdującej się w płaszczyźnie równika (geostacjonarne) oraz satelity, których orbity przecinają się w okolicach biegunów Ziemi (okołobiegunowe). Oba systemy wzajemnie się uzupełniają i dostarczają użytkownikom informacji na temat struktury przestrzennej atmosfery ziemskiej, aktualnego stanu powierzchni Ziemi, mórz i oceanów oraz klimatu w skali tak regionalnej, jak i globalnej. Porównanie obydwu meteorologicznych systemów satelitarnych przedstawia tabela 2. Systemy geostacjonarne (METEOSAT, GOMS, INSAT, FY-2, GMS, GOES-W, GOES-S) wykorzystuje się w pierwszym rzędzie do operacyjnej działalności służb pogody (głównie dla celów prognozowania pogody) a następnie do badań klimatu w skali regionalnej i globalnej. Systemy okołobiegunowe (NOAA, METEOR, FY-1) natomiast, są przede wszystkim źródłem danych wykorzystywanych do badań klimatu w skali synoptycznej. Ze względu na relatywnie wysoką rozdzielczość obrazu w punkcie podsatelitarnym (1 × 1 km) satelity NOAA uważane są także za satelity środowiskowe. Rozmieszczenie obydwu typów satelitów meteorologicznych w ramach globalnego systemu satelitów meteorologicznych prezentuje ryc. 3.



Ryc. 3. Globalny system satelitów meteorologicznych (źródło: EUMETSAT).

Fig. 3. The global meteorological satellite system (source: EUMETSAT).

Aktualnie, operacyjnie czynne meteorologiczne satelity okołobiegunowe to: NOAA, METEOR, FY-1. Czas obrazowania pasa o szerokości ok. 2700 km wokół całej kuli ziemskiej wynosi 101 minut. Dzięki temu wybrany obszar na kuli ziemskiej (np. Polska) może zostać odfotografowany od 6 do 8 razy na dobę. Taka repetycja czasowa pozwala na uchwycenie zmian zachodzących w atmosferze, jednakże przy braku dokładnej powtarzalności i o przypadkowych terminach, które często nie pokrywają się np. z międzynarodowymi terminami synoptycznymi. W celu uzyskania jednego obrazu satelitarnego większego obszaru kuli ziemskiej stosuje się łączenie kilku obrazów powstałych w wyniku kolejnych, niezbyt odległych czasowo, przelotów satelitarnych nad fragmentami analizowanego obszaru. Satelity okołobiegunowe pracują w zakresie pięciu kanałów spektralnych: dwóch widzialnych (VIS) 0,58–0,68  $\mu\text{m}$  oraz 0,72–1,00  $\mu\text{m}$ , kanałe bliskiej podczerwieni (NIR) 3,55–3,93  $\mu\text{m}$  oraz dwóch podczerwieni termalnej (IR) 10,30–11,30  $\mu\text{m}$  oraz 11,50–12,50  $\mu\text{m}$ . W satelitach nowej generacji KLM zakres kanałów bliskiej podczerwieni został rozszerzony do dwóch (NIR 3A 1,58–1,64  $\mu\text{m}$ , NIR 3B 3,55–3,93  $\mu\text{m}$ ). W kanałach widzialnych piksele przyjmują wartości albedo, w kanałach bliskiej podczerwieni i podczerwieni termalnej piksele przyjmują wartości temperatury radiacyjnej. Rozdzielczość systemu satelitarnego tak samo jak w przypadku satelitów geostacjonarnych określa wielkość obszaru, z którego informacje zostały zarejestrowane przez radiometr w satelicie i zapisane w postaci elementarnej jednostki obrazu satelitarnego. Dla wszystkich kanałów spektralnych satelitów okołobiegunowych NOAA rozdzielczość jest taka sama i wynosi 1,1 × 1,1 km. Dokładnie takie rozdzielczości znajdują się w punkcie podsatelitarnym, czyli miejscu pośrodku pasa obrazowania wzdłuż linii orbity, po której przelatuje satelita. Ze względu na spłaszczenie powierzchni kuli ziemskiej im dalej na boki pasa obrazowania tym gorsza rozdzielczość obrazu satelitarnego. Rozdzielczość systemu nie zmienia się wraz ze wzrostem szerokości geograficznej, jest taka sama nad obszarami biegunów Ziemi jak i równika. Do podstawowych zadań satelitów okołobiegunowych na-



Tabela 2. Zestawienie parametrów meteorologicznych systemów satelitarnych.

Table 2. The comparison of meteorological satellite system parameters.

	Systemy geostacjonarne <i>Geostationary satellites</i>		Systemy okołobiegunowe <i>Polar-orbiting satellites</i>	
Rodzaje satelitów <i>Type of satellites</i>	METEOSAT	Eumetsat	NOAA	USA
	MSG	Eumetsat	METEOR	Rosja
	GOMS	Rosja	FY-1	Chiny
	INSAT	Indie		
	FY-2	Chiny		
	GMS	Japonia		
	GOES-W	USA		
	GOES-E	USA		
Orbita <i>Orbits</i>	Geostacjonarna, w płaszczyźnie równika, 36 000 km od powierzchni Ziemi <i>Geostationary 36000 km from Earth surface</i>		Okołobiegunowa, przecinająca się w okolicach biegunów, 700–900 km od powierzchni Ziemi <i>Polar-orbiting 700–900 km from Earth surface</i>	
Zakres obrazowania <i>Area covered</i>	Cały dysk ziemski w zależności od południka na którym pracuje satelita <i>Full Earth disk according to satellite longitude location</i>		Cały dysk ziemski w obrębie pasa obrazowania o szerokości 2900 km <i>Area covered by each satellite full pass</i>	
	METEOSAT	0		
	MSG	10 W		
	GOMS	76 E		
	INSAT	74 E		
	FY-2	105 E		
	GMS	140 E		
	GOES-W	135 W		
GOES-E	75 W			
Repetycja czasowa dla analizowanego obszaru <i>Time repetition</i>	METEOSAT i pozostałe satelity okołobiegunowe	30 min	6–8 razy na dobę <i>6–8 times per day</i>	
	MSG	15 min		
Kanały spektralne (um) <i>Spectral channels</i>	METEOSAT	MSG	NOAA	
	VIS 0,4 – 1,1	VIS 0,6	VIS 1	0,58 – 0,68
	WV 5,7 – 7,1	VIS 0,8	VIS 2	0,727 – 1,00
	IR 10,5 – 2,5	NIR 1,6	NIR 3A	1,58 – 1,64
		NIR 3,9	NIR 3B	3,55 – 3,93
		WV 6,2	IR 4	10,30 – 11,30
		WV 7,3	IR 5	11,50 – 12,50
		IR 8,7		
		IR 9,7		
		IR 10,8		
		IR 12,0		
	IR 13,4			
Rozdzielczość w punkcie podsatelitarnym (km) <i>Sub-satellite point resolution (km)</i>	METEOSAT (km)	MSG (km)	NOAA (km)	
	VIS 2,5 × 2,5	VIS 1,0 × 1,0	VIS 1	1,1 × 1,1
	WV 5,0 × 5,0	WV 2,5 × 2,5	VIS 2	1,1 × 1,1
	IR 5,0 × 5,0	NIR 2,5 × 2,5	NIR 3A	1,1 × 1,1
		IR 2,5 × 2,5	NIR 3B	1,1 × 1,1
			IR 4	1,1 × 1,1
		IR 5	1,1 × 1,1	
Analizowany parametr <i>Parameters</i>	VIS	albedo	VIS 1	albedo
	NIR (MSG)	temperatura radiacyjna <i>radiation temperature</i>	VIS 2	albedo
	WV	temperatura radiacyjna <i>radiation temperature</i>	NIR 3A	albedo
	IR	temperatura radiacyjna <i>radiation temperature</i>	NIR 3B	temperatura radiacyjna <i>radiation temperature</i>
			IR 4	temperatura radiacyjna <i>radiation temperature</i>
			IR 5	temperatura radiacyjna <i>radiation temperature</i>



leży: obrazowanie powierzchni kuli ziemskiej i atmosfery w dostępnych kanałach spektralnych, przetwarzanie informacji satelitarnej do postaci tematycznych obrazów satelitarnych oraz gromadzenie i retransmisja danych (CGMS, 2000).

### Cechy informacji satelitarnej w poszczególnych kanałach spektralnych radiometru NOAA AVHRR

W artykule wykorzystano wybrane kompozycje pomiędzy kanałami spektralnymi radiometru AVHRR (tab. 3). Polegają one na łączeniu informacji zawartych w poszczególnych kanałach za pomocą prostych działań arytmetycznych (dodawanie, odejmowanie, mnożenie, dzielenie) lub na przypisaniu wybranym kanałom trzech podstawowych kolorów (czerwony, zielony, niebieski) i połączeniu ich w jedną kompozycję RGB, zgodnie z metodyką zaproponowaną w modelu konceptualnym stworzonym przez europejskie ośrodki badawcze przy wsparciu EUMETSAT (Manual, 2001).

Tak przetworzone obrazy satelitarne NOAA należy interpretować na podstawie ich cech rozpoznawczych, czyli charakterystycznych cech zjawisk, które pozwalają odróżnić obraz danego zjawiska od obrazu innych zjawisk.

Tabela 3. Zakresy spektralne radiometrów AVHRR w kolejnych generacjach satelitów NOAA (Goodrum i in., 1998).  
*Table 3. NOAA AVHRR spectral channel ranges in following generations of NOAA satellites (Goodrum et al., 1998).*

NOAA 12, NOAA 14 (AVHRR/2)		NOAA 15, NOAA16, NOAA17 (AVHRR/3)	
Kanał spektralny <i>Spectral channel</i>	Zakres ( $\mu\text{m}$ ) <i>Wave length</i>	Kanał spektralny <i>Spectral channel</i>	Zakres ( $\mu\text{m}$ ) <i>Wave length</i>
Kanał 1	0,58–0,68	Kanał 1	0,58–0,68
Kanał 2	0,72–1,00	Kanał 2	0,72–1,00
Kanał 3	3,55–3,93	Kanał 3A	1,58–1,64
Kanał 4	10,30–11,30	Kanał 3B	3,55–3,93
Kanał 5	11,50–12,50	Kanał 4	10,30–11,30
		Kanał 5	11,50–12,50

Według Ciołkosza i in. (1999) cechy rozpoznawcze dzieli się na bezpośrednie i pośrednie. Do pierwszej grupy zalicza się te, które są nieodzowną właściwością danego zjawiska, a więc: kształt, wielkość zjawiska, fototon, barwa obrazu, jego struktura oraz tekstura. Do drugiej grupy zalicza się te cechy, które drogą pośrednią wskazują na istnienie zjawiska i jego charakterystycznych właściwości jak np. cień rzucany przez dany obiekt oraz rozmieszczenie geograficzne danego zjawiska i jego powiązanie z innymi formami ukształtowania powierzchni Ziemi.

### Kanały widzialne

W kanałach 1, 2, 3A AVHRR obrazy satelitarne przedstawiają rozkład wartości krótkofalowego promieniowania słonecznego padającego i odbitego (albedo) od określonej powierzchni czynnej w zakresie długości fali kanału widzialnego i bliskiej podczerwieni (0,4–1,1  $\mu\text{m}$ ). Wartości pikseli na obrazie satelitarnym reprezentują zróżnicowanie wielkości albedo powierzchni Ziemi oraz chmur. Zastosowanie skali barw biały–czarny poprzez wszystkie odcienie szarości (fototon) pozwala na określenie różnych poziomów odbiciowości. Jasne, białe – duża odbiciowość. Ciemne, czarne – niska odbiciowość (patrz tab. 5). Fototon zdjęcia satelitarnego w kanale widzialnym jest skorelowany z grubością, rozmiarami cząstek i gęstością chmury, intensywnością padającego na nie promieniowania słonecznego, pozorną pozycją Słońca nad horyzontem i względem satelity oraz pozycją satelity względem powierzchni Ziemi. Zakresy spektralne kanałów widzialnych pozwalają np. na identyfikację chmur nad powierzchnią Ziemi pokrytą śniegiem lub lodem. W kanale 1 AVHRR fototon pikseli związany jest z grubością warstwy chmur oraz wielkością i koncentracją cząsteczek budujących daną chmurę. Odbiciowość kanału 2 najlepiej charakteryzuje pokrycie szatą roślinną i przemiany fotosyntezy w niej zachodzące. Różnica pomiędzy wyższymi wartościami albedo elementów powierzchni Ziemi (piaszki, grunty rolne, nagie skały) w kanale 2 w porównaniu z kanałem 1 pozwala na precyzyjne rozróżnienia lądu od morza, a także może służyć do wyróżniania terenów po-

Tabela 4. Zróżnicowanie fototonu zachmurzenia w kanale widzialnym i w kanale 3,7  $\mu\text{m}$  w ciągu dnia (Bader i in., 1995).  
*Table 4. The phototon differentiation of cloudiness in visible and 3,7  $\mu\text{m}$  near infrared channel during the day (Bader et al., 1995).*

	Kanały widzialne VIS <i>Visible channels</i>	Kanał bliskiej podczerwieni 3,7 NIR <i>Near infrared channel</i>
Chmury <i>Clouds</i>	Szare albo białe <i>Grey or white</i>	Każdy fototon od szarego po biały <i>Any shade from white to black scale</i>
Cienie chmur <i>Clouds shadows</i>	Różne odcienie szarości poprzez rozpraszanie promieniowania <i>Any shade from white to black scale by multiple scattering</i>	Czarne ze względu na brak rozpraszania <i>Black because of absence of multiple scattering</i>
Albedo chmur <i>Cloud albedo</i>	Zależy od miąższości chmur i zawartości kropelek wody <i>Depend from cloud depth cloud water content</i>	Uzależnione od wielkości kropelek wody i kryształków lodu (im większe tym ciemniejszy fototon) <i>Dominated by variations in cloud droplet size</i>
Niskie chmury warstwowe <i>Lower cloud sheets</i>	Mogą być wyinterpretowane poprzez cieńsze warstwy chmur leżących wyżej <i>Can be seen through thin upper cloud sheets</i>	Nie mogą być wyinterpretowane poprzez cieńsze warstwy chmur leżących wyżej <i>Cannot be seen through upper cloud</i>



Tabela 5. Cechy obrazu satelitarnego NOAA w poszczególnych kanałach spektralnych i ich zastosowanie.  
 Table 5. The issues of NOAA satellite image in different spectral channels and its application.

Kanał NOAA spectral channel	Długość fali ( $\mu\text{m}$ ) Wave length ( $\mu\text{m}$ )	Oznaczenie kanału Symbol	Podstawowe zastosowania Main applications	Cechy obrazu satelitarnego NOAA NOAA satellite images issues		
				Fototon jasny Bright values	Fototon szary Grey values	Fototon ciemny Dark values
1	0,58–0,68	VIS 1	Detekcja i klasyfikacja zachmurzenia w świetle dziennym, zróżnicowanie wielkości albedo różnych typów powierzchni, detekcja roślinności i organicznych substancji zawieszonych w wodzie <i>Daytime cloud-mapping and albedo determination cloud classification, albedo, vegetation indices</i>	Wysokie albedo → grube gęste chmury, powierzchnia Ziemi <i>High albedo → thick clouds land surfaces</i>	Niskie albedo → cienkie, transparentne chmury <i>Low albedo → thin translucent clouds</i>	Bardzo niskie albedo → powierzchnie wodne, roślinność <i>Nearly no reflection → water and vegetation</i>
2	0,725–1,1	VIS 2	Rozróżnienie powierzchni wodnych od lądowych, detekcja zachmurzenia nad obszarami wodnymi, zróżnicowanie wielkości albedo różnych typów powierzchni <i>Daytime land sea delineation and cloud-mapping and above sea, land cover albedo estimation</i>	Wysokie albedo → grube gęste chmury, powierzchnia Ziemi <i>High albedo → thick clouds land surfaces</i>	Niskie albedo → cienkie, półtransparentne chmury <i>Low albedo → thin translucent clouds</i>	Bardzo niskie albedo → powierzchnie wodne, roślinność <i>Nearly no reflection → water and vegetation</i>
3A	1,58–1,64	VIS 1,6	Rozróżnianie śniegu, lodu od zachmurzenia, analizy struktury budowy chmur, określanie aerozoli w atmosferze <i>Discrimination between snow, ice and cloud, aerosol determination</i>	Chmury piętra wysokiego (zimne), kryształki lodu, duże krople wody budujące chmury <i>High clouds (cold), ice droplets, large water droplets inside clouds</i>	Struktury zachmurzenia piętra średniego, budowa i tekstura chmur <i>Medium clouds structures, cloud texture</i>	Chmury piętra niskiego zbudowane z drobnych kropelek, mgły, niski St, pokrywa śnieżna <i>Low clouds built of small water droplets, low Stratus, snow cover</i>
3B	3,55–3,93	NIR 3,7	Detekcja zachmurzenia w ciągu nocy, pożary lasów, erupcje wulkanów, pogorzelska, detekcja obszarów pokrytych mgłą i niskim St, aerozole w atmosferze <i>Night time cloud detection, forest fires, low Stratus and fog detection, aerosol determination</i>	Niskie temperatury radiacyjne → szczyty chmur wysokich lub konwekcyjnych <i>Low temperature → cold cloud tops or convective clouds</i>	Pośrednie temperatury radiacyjne <i>Intermediate temperature – medium and low clouds</i>	Wysokie temperatury radiacyjne → powierzchnie wodne lub lądowe, mgły <i>High temperature → land and sea surface, top of fog layer</i>
4	10,3–11,3	IR 4	Detekcja zachmurzenia w świetle dziennym i w nocy, zróżnicowanie wielkości temperatury różnych powierzchni radiacyjnych, klasyfikacja zachmurzenia <i>Day and night cloud-mapping and determination of surface temperature</i>	Niskie temperatury radiacyjne → szczyty chmur wysokich lub konwekcyjnych <i>Low temperature → cold cloud tops or convective clouds</i>	Średnie temperatury radiacyjne → chmury piętra średniego lub niskiego <i>Intermediate temperature → medium and low clouds</i>	Wysokie temperatury radiacyjne → powierzchnie wodne lub lądowe <i>High temperature → land and sea surface</i>
5	11,5–12,5	IR 5	Detekcja zachmurzenia w świetle dziennym i w nocy, zróżnicowanie wielkości temperatury różnych powierzchni radiacyjnych <i>Day and night cloud-mapping and determination of surface temperature</i>	Niskie temperatury radiacyjne → szczyty chmur wysokich lub konwekcyjnych <i>Low temperature → cold cloud tops or convective clouds</i>	Średnie temperatury radiacyjne → chmury piętra średniego lub niskiego <i>Intermediate temperature → medium and low clouds</i>	Wysokie temperatury radiacyjne → powierzchnie wodne lub lądowe <i>High temperature → land and sea surface</i>



krytych śniegiem. W tabeli 6 przedstawiono kompozycje pomiędzy kanałami spektralnymi satelity AVHRR, które według autora najlepiej charakteryzują cechy spektralne wybranych elementów pogody na obrazach NOAA.

### Kanały bliskiej podczerwieni

Kanał bliskiej podczerwieni, nazywany także kanałem 3 pozwala na uzyskanie obrazów satelitarnych w zakresie długości fali 3,7  $\mu\text{m}$  zachodzących na siebie zakresów promieniowania słonecznego i Ziemi. Taka jego lokalizacja w zakresie widma elektromagnetycznego pozwala na korzystanie z niego zarówno ciągu dnia, jak i w nocy. Począwszy od satelity NOAA – 15 kanał rozdzielony jest na kanał 3A i 3B. W ciągu nocy mierzone jest promieniowanie Ziemi, podobnie jak w standardowych kanałach podczerwieni termalnej. W ciągu dnia natomiast mierzone jest tak promieniowanie krótkofalowe słońca jak i promieniowanie długofalowe Ziemi. Przy interpretacji zdjęć w kanale 3,7  $\mu\text{m}$  w ciągu nocy obowiązują te same zasady jak przy kanałach podczerwieni termalnej (obszary o podwyższonej tem-

peraturze są ciemniejsze, a o obniżonej temperaturze jaśniejsze). Przy interpretacji zdjęć w kanale 3,7  $\mu\text{m}$  w ciągu dnia stosuje się podobne zasady jak dla kanałów widzialnych. W przypadku analiz powierzchni wodnych kanał 3,7  $\mu\text{m}$  pozwala na lepszą interpretację zjawiska sun glint (metaliczny odbłask). Zróznicowanie tonalne jasności chmur w kanale 3,7  $\mu\text{m}$  jest bardzo duże i obejmuje wszystkie fotony od białego do czarnego, co znacznie utrudnia interpretację. Spowodowane jest to bardzo silną absorpcją promieniowania przez kropelki wody i kryształki lodu w chmurach. Znaczący to także, iż chmury te są bardziej nieprzeźroczyste dla tej długości fali, niż dla kanału widzialnego, co skutkuje odwróceniem fototonu (negatyw) w stosunku do zdjęcia w kanale widzialnym. Ciemny fototon chmur oznacza całkowite pochłonięcie promieniowania (a nie rozproszenie jak w kanałach widzialnych) przez kropelki wody i kryształki lodu w chmurach. W związku z tym np. śnieg, lód morski czy chmury typu *Cirrus* odwzorowują się jako czarne (bądź bardzo ciemne).

Wyznaczanie obszarów występowania mgieł i niskich chmur warstwowych za pomocą tego kanału polega na

Tabela 6. Główne zastosowania informacji satelitarnej NOAA i najczęściej stosowane kompozycje pomiędzy kanałami spektralnymi.

Table 6. The main applications of NOAA satellite information and common used spectral channels compositions.

Zastosowania <i>Applicable</i>	Nr kanału <i>Channel number</i>	1	2	3A	3B	4	5	Kompozycje <i>Spectral composition</i>
	Długość fali (um) <i>Wave length (um)</i>	VIS 1 0,58–0,68	VIS 2 0,725–1,1	NIR 1,6 1,58–1,64	NIR 3,7 3,55–3,93	IR 4 10,3–11,3	IR 5 11,5–12,5	
Struktury zachmurzenia, cyklogeneza, frontoliza, klasyfikacje zachmurzenia <i>Top cloud structures, cloud classification</i>		X	X	X	X	X	X	RGB 1+2+4 w ciągu dnia RGB 3B + 4 + 5 w ciągu nocy CH4 – CH5 transparentny <i>Cirrus</i>
Feny i zjawiska falowe <i>Fohn and lee waves</i>		X			X			CH1 – CH3,7
Silna konwekcja, struktura budowy chmury (kropelki wody, kryształki lodu) <i>Convection phenomena, water and ice droplets</i>		X		X	X	X		CH 3, 4 ENH CH T <sub>3</sub> + T <sub>4</sub> RGB 1+2+4 CH 3 ENH IR4 – IR3,7 drobne kropelki wody
Mgły i niski <i>Stratus</i> Fog and low <i>Stratus</i>		X		X	X	X		CH T <sub>3</sub> - T <sub>4</sub> śnieg\lód\mgła RGB 1+3+4
Ocena intensywności opadu <i>Precipitation estimation</i>		X		X	X	X		CH A1 + A4 CH A1 x T4
Detekcja pokrywy śnieżnej <i>Snow cover detection</i>		X	X	X		X ALT		CH A1–A3 RGB 1+2+3A CH T <sub>3</sub> –T <sub>4</sub> śnieg\lód
Temperatury powierzchni Ziemi Korekcja wpływu atmosfery <i>Land surface temperature, atmospheric correction</i>					X NOC	X	X	CH T <sub>4</sub> –T <sub>5</sub> RGB 3+4+5
Klasyfikacje typu pokrycia terenu <i>Land cover classification</i>		X	X	X ALT		X		CH 1,2 NDVI RGB 1+2+4 RGB 1+2+3A
Pomiary promieniowania słonecznego <i>Radiation balance estimation</i>		X	X ALT	X ALT				

określeniu różnic temperatur pomiędzy niskimi chmurami *Stratus* a powierzchnią Ziemi. W kanale 4 podczerwieni termalnej mgła i niskie chmury *Stratus* mają podobną temperaturę jak powierzchnia Ziemi, nad którą zalegają. W kanale 3B istnieje możliwość rozróżnienia kropelek wody w mgle i niskiej chmurze *Stratus* od powierzchni Ziemi lub wody w tej samej temperaturze, ponieważ Ziemia emituje promieniowanie w tym kanale jak ciało idealnie czarne, natomiast chmury już nie (emisyjność 0,9). Powstała w wyniku tego różnica temperatur (parę stopni Celsjusza) wskazuje na „cieplejszą” Ziemię i wodę oraz „chłodniejsze” chmury czy mgłę. Podstawowe zastosowania kanału 3,7  $\mu\text{m}$  w badaniach z zakresu klimatologii satelitarnej odnoszą się do rozróżniania chmur wodnych i lodowych nad obszarami pokrytymi śniegiem, detekcji zasięgów występowania pokrywy śnieżnej, określania temperatur powierzchni Ziemi oraz wody, oznaczania cienkich chmur *Cirrus* i chmur o złożonej budowie (wielowarstwowych), detekcji występowania miejskich wysp ciepła oraz określania miejsc występowania i zasięgu pożarów.

### Kanały podczerwieni termalnej

Kanał podczerwieni termalnej (IR) pozwala na tworzenie obrazów satelitarnych za pomocą pomiaru długofalowego promieniowania Ziemi oraz atmosfery w zakresie długości fali 10,5–12,5  $\mu\text{m}$ . Zdjęcia satelitarne w kanałach podczerwieni termalnej przedstawiają rozkład temperatur radiacyjnych zmierzonych przez radiometr na satelicie w zakresie długofalowego promieniowania Ziemi, atmosfery oraz promieniowania zwrotnego. Wartości pikseli na obrazie satelitarnym reprezentują zróżnicowanie temperatur powierzchni Ziemi oraz temperatur górnych powierzchni chmur. Im temperatura wyższa, a więc większe promieniowanie powierzchni czynnej danego obiektu, tym ciemniejsze barwy obrazu na zdjęciach. Zastosowanie skali barw biały – czarny poprzez wszystkie odcienie szarości (fototon) pozwala na określenie zróżnicowania temperaturowego widocznych na zdjęciu powierzchni wodnych, lądowych oraz zachmurzenia w atmosferze. Powierzchnie cieplejsze obrazowane są w ciemniejszych tonacjach fototonu, powierzchnie chłodniejsze (bardziej zimne) w jaśniejszych tonacjach. Zdjęcia w omawianym zakresie są wykonywane nie tylko w nocy ale także w ciągu dnia, równoległe ze zdjęciami w zakresie widzialnym. Kompleksowa analiza obu kanałów pozwala określić rodzaj zachmurzenia, grubość warstwy chmurowej oraz wysokość górnej granicy chmur.

### Kombinacje kanałów spektralnych NOAA, właściwych dla analiz wybranych elementów pogody nad obszarami górskimi

Stosowane w pracy kompozycje pomiędzy poszczególnymi kanałami spektralnymi polegają na łączeniu informacji w nich zawartej za pomocą prostych działań arytmetycznych (dodawanie, odejmowanie, mnożenie, dzielenie) lub na przypisaniu cech spektralnych wybranych

kanałów trzem podstawowym kolorom (czerwony, zielony, niebieski) i połączeniu ich w jedną kompozycję RGB. Barwa każdego z pikseli w takiej kompozycji jest wynikiem złożenia intensywności każdej z barw podstawowych określonej przez wartości tego pikseli w poszczególnych kanałach spektralnych. Im jaśniejszy piksel w danym kanale, tym intensywniejsza składowa koloru reprezentowanego przez ten kanał w kompozycji barwnej.

Dla potrzeb interpretacji struktur zachmurzenia oraz właściwej ich klasyfikacji stosuje się wszystkie pięć kanałów spektralnych, a w szczególności kompozycje RGB 124 dla detekcji zachmurzenia w ciągu doby i RGB 123B w nocy. Dla zachmurzenia typu falowego najbardziej odpowiednie będą kanały: pierwszy widzialny oraz trzeci bliskiej podczerwieni, a także różnica pomiędzy nimi. Kombinacja kanału 3B i 4 wykorzystywana jest przy określaniu mgły nocą. Różnica temperatur radiacyjnych (T5–4) pozwala na detekcję chmur typu *Cirrus*, a różnica pomiędzy kanałami (T3 –T4) oraz (T1–T3) może być wykorzystywana do rozróżnienia śniegu, lodu, a także mgły nad powierzchnią Ziemi. Do określania intensywności opadów najbardziej odpowiednia będzie kompozycja sumy kanałów (T1+T4), natomiast kompozycja różnicy kanałów (T4–T3) pozwala na określenie udziału drobnych kropelek wody w chmurze. Analizy rozkładu temperatur radiacyjnych powierzchni Ziemi należy odczytywać po wykonaniu korekcji wpływu atmosfery poprzez zastosowanie kompozycji różnicy pomiędzy kanałami (T4–T5), alternatywnie można stosować kompozycje RGB kanałów 3+4+5. Tabela 6 przedstawia zestawienie kombinacji kanałów spektralnych NOAA dla różnych zastosowań w analizach struktury przestrzennej elementów pogody w górach.

W dalszych częściach artykułu zaprezentowane zostaną obrazy satelitarne NOAA przedstawiające kanały spektralne i ich kompozycje dla wybranych przypadków wyselekcjonowanych dla każdego z analizowanych w artykule elementów pogody Alp i Karpat. Zestawienie to ma na celu ich wzajemne porównanie oraz określenie, który z nich zawiera nową jakościowo informację i jest najbardziej przydatny do konkretnych analiz klimatycznych.

### Cyklogeneza i deformacje frontów atmosferycznych

Bariery górskie stanowią zasadniczą przeszkodę dla strumieni powietrza przemieszczających się w swobodnej atmosferze. W obrębie gór, przemieszczające się masy powietrza mogą zostać rozcięte, rozgałęzione bądź wyhamowane. Rozpoznanie sposobów deformacji lub modyfikacji przepływu strumieni powietrza w górach jest ważnym zagadnieniem w pracy meteorologa i klimatologa (Barry, Chorley, 1998).

W sytuacjach przedstawionych na rycinach 4 (Alpy), 6 i 14 zachodzi skomplikowany proces cyklogenezy po zawiątrzonej i powstania nowego ośrodka niskiego ciśnienia w rejonie Zatoki Genueńskiej. Zjawisko to opisuje M. Kurz (2000), McGinley (1982) oraz w literaturze polskiej J. Trepińska (2002). Według tej autorki cyklogeneza



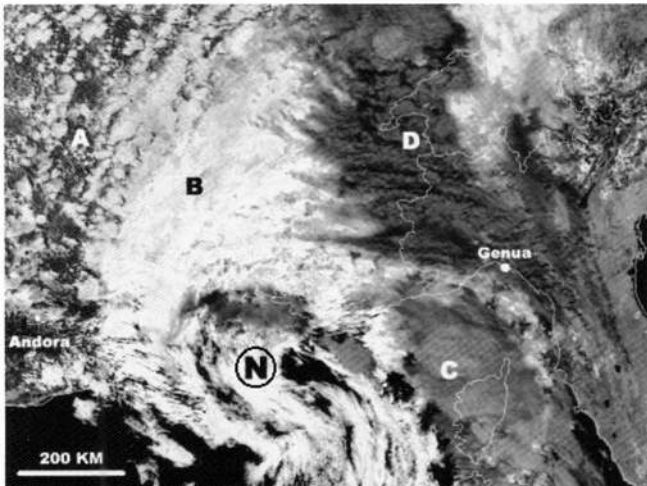
po zawietrznej występuje w masywach górskich o przebiegu południkowym i w odróżnieniu od przypadków okluzji orograficznej i zanikania frontów, będzie ona miała miejsce przy tendencji do wzmacniania się frontów po przejściu przez barierę górską. Generalnie (dalej za Trepińska, 2002), chłodne fronty atmosferyczne przechodzące nad Alpami z kierunku północno zachodniego zostają zatrzymane przez najbardziej wysuniętą w tym kierunku część Alp Zachodnich. Duże poziome gradienty ciśnienia powodują jednak przyspieszenie ruchu zimnych mas powietrza ku wschodowi wzdłuż północnego krańca łańcucha Alp. Objawia się to silnym wiatrem na powierzchni izobarycznej 850 hPa nad miastem Monachium i zmianą kierunku frontu na zachodni. Temperatura spada, opady ulegają zanikowi i wzrasta gradient ciśnienia pomiędzy masami powietrza tworzącymi strefę frontalną.

W analizowanej sytuacji chłodny front atmosferyczny rozciągający się długą wstęgą od Wysp Brytyjskich przez Niemcy, Szwajcarię po północne Włochy, po napotkaniu bariery orograficznej Alp zachodnich (A1) ulega rozerwaniu i znacznej deformacji. W konsekwencji po stronie zawietrznej w wyniku procesów odcinania (izolowania fragmentu chłodnej lub cieplej masy powietrza) powstaje odrębny niż, bardzo dobrze widoczny w rejonie Zatoki Genueńskiej i Korsyki (ryc. 4). Taka sytuacja synoptyczna spowodowała silną adwekcję ciepłego powietrza w rejon A2 i A3, prowadząc do powstania mezoskalowego systemu konwekcyjnego (MCS), (ryc. 6). Uwagę zwraca sposób deformowania wstęgi chmurowej oraz moment rozpoczęcia konwekcji termicznej w częściach A2 i A3 masywu Alp, aż do powstania MCS.

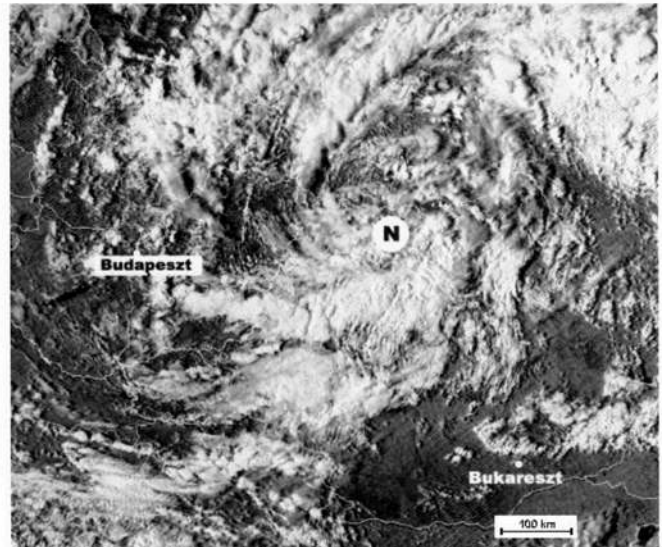
W omawianej sytuacji dominuje zachmurzenie piętra niskiego w postaci chmur *Stratus fractus* lub *Cumulus fractus* zlej pogody, *Cumulus* i *Stratocumulus*

o podstawach na różnych poziomach oraz *Cumulonimbus* o górnej części wyraźnie włóknistej i w kształcie kowadła. W obrębie piętra średniego są to chmury *Alto cumulus* powstałe wskutek rozszerzania się chmur *Cumulus* i *Alto cumulus translucidus* lub *opacus* w kilku warstwach. W piętrze wysokim są to chmury *Cirrus spissatus* w ławicach, gęste chmury *Cirrus* często w kształcie kowadła oraz *Cirrus* i *Cirrostratus*. W przeważającej mierze oznaczone na stacjach synoptycznych zachmurzenie można interpretować na obrazie satelitarnym NOAA.

Dla obszaru Karpat przeanalizowane zostały cztery sytuacje z bardzo szybko przemieszczającym się zespołem frontów atmosferycznych. Należały one do rozbudowanego systemu głębokich układów niskiego ciśnienia (970, 985 hPa) ułożonych równoleżnikowo w Europie Północnej. Taki układ wywołuje bardzo silny, równoleżnikowy przepływ powietrza z zachodu na wschód. Na południu Europy rozwinęły się układy wysokiego ciśnienia (ok. 1030 hPa) stanowiąc skuteczną zapórę dla przemieszczania się wspomnianych niżów na południe. W analizowanych przypadkach prędkość wiatru odnotowana na stacjach wysokogórskich wynosiła od 10 do 24 m/s i w najsilniejszym porywie nawet 34 m/s (stacja Ceahlau Toaca 15108). Przechodzeniu frontów towarzyszą ciekawe struktury zachmurzenia, szczególnie w zakresie piętra wysokiego (rycina 5). W przedniej części frontu występują chmury *Cirrus*, często w pasmach zbiegających się w jednym lub dwóch miejscach na horyzoncie oraz chmury *Cirrostratus* w obu przypadkach stopniowo zaciągające niebo. Odnotowano także chmury *Cirrus* w kształcie haczyków lub włókien także stopniowo zasłaniających niebo. Bardzo dobrze dynamikę przemieszczania się wspomnianych powyżej frontów prezentuje animacja obrazów satelitarnych METEOSAT. Pozwala ona stwierdzić, iż ca-



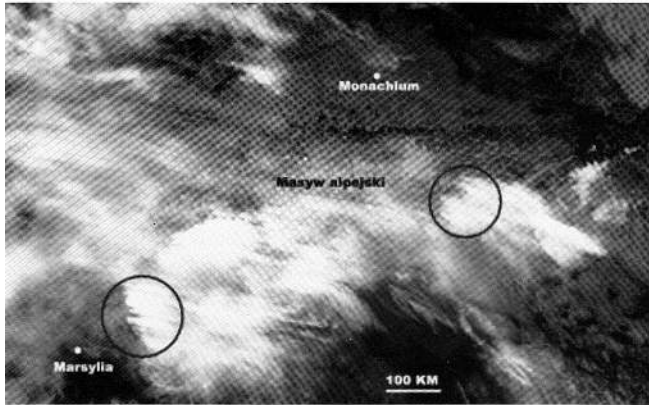
ALPY 20020518 17:07 UTC NOAA 16 CH3 NIR.



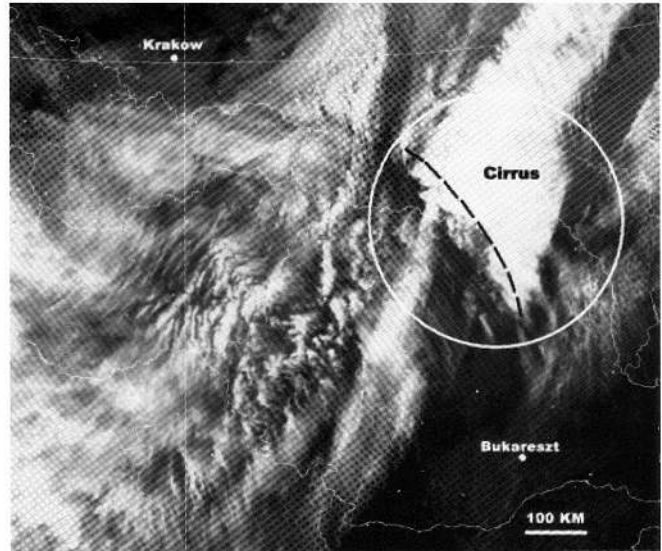
KARPATY 20000523 15:03 UTC NOAA 12 CH2 VIS.

Ryc. 4. Wiry cyklonalne w Alpach i Karpatach. Po lewej deformacja chłodnego frontu atmosferycznego i proces cyklogenezy po zawietrznej w Alpach. Po prawej lokalny układ niskiego ciśnienia z wyraźnym centrum i skomplikowanym układem zachmurzenia przemieszczający się nad masywem Karpat (objaśnienia symboli: patrz rycina 14).

Fig. 4. Cyclone whirls in the Alps and the Carpathians. Deformation of cold atmospheric fronts and lee cyclogenesis in the Alps (left). Local cyclone going through the Carpathians with well seen middle part and complex cloud structures (right). For explanations of symbols see Fig. 14.



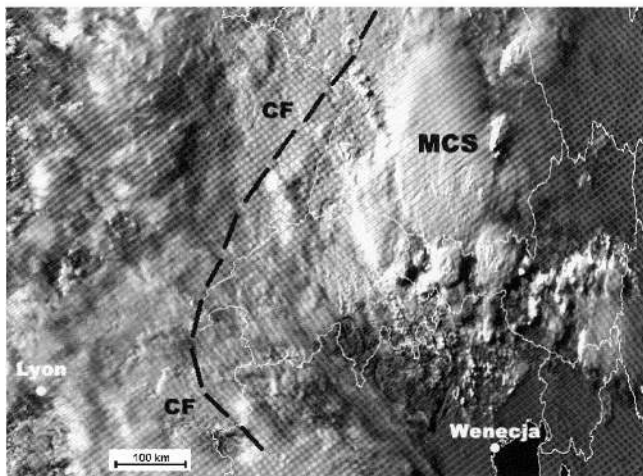
ALPY 20020130 04:12 UTC NOAA 16 CH-4 IR.



KARPATY 20020127 14:49 UTC NOAA 14 CH-4 IR EQ.

Ryc. 5. *Cirrus* orograficzny w Alpach i Karpatach oraz sposoby jego „zaczepiania” na masywie górskim. W Alpach mogą to być np. określone miejsca (obszary zaznaczone okręgami). W Karpatach widoczne jest jego dopasowanie do przebiegu grani głównej (linia przerywana).

Fig. 5. *Orographic cirrus in the Alps and the Carpathians and characteristic places of its appearance (areas selected in circles). In the Carpathians it is often well fitted to the main mountain range (dashed line).*



Ryc. 6. Zachmurzenie konwekcyjne w strefie frontu chłodnego przechodzącego przez. ALPY 20020518 17:07 UTC NOAA14 CH-2 VIS: CF – front chłodny, linia przerywana – orientacyjny przebieg frontu wraz z jego deformacją, MCS – Mezoskalowy System Konwekcyjny.

Fig. 6. *The convective cloudiness of cold front going through the Alps. Abbreviations and symbols: CF – cold front, dashed line – the rough localisation of cold front with its deformation, MCS – mesoscale convective system.*

łość zachmurzenia frontalnego przemieściła się nad obszarem Karpat w ciągu zaledwie 24 godzin. Bariera orograficzna Karpat w żadnym stopniu nie wywołała deformacji w strefie frontalnej. W animacji METEOSAT w kanale pary wodnej (WV) zobaczyć można, iż przemieszczające się strefy zachmurzenia charakteryzowały się dużą zawartością pary wodnej praktycznie na całej rozciągłości frontu, co powodowało intensywne opady deszczu i deszczu ze śniegiem.

W rejonie głównej grani Karpat Wschodnich bardzo często występuje zjawisko określane mianem chmur

*Cirrus* modyfikowanych orograficznie (ryc. 5). W wielu sytuacjach przemieszczania się różnych frontów atmosferycznych przez karpaty strefa chmur *Cirrus* modyfikowana orograficznie przesuwa się wzdłuż głównej grani łuku Karpat na południe (bardzo dobrze widoczne w animacji obrazów IR oraz WV satelity METEOSAT), natomiast w centralnej strefie frontu można zaobserwować ułożone zgodnie z kierunkiem wiatru ławice chmur *Cirrus* lub *Cirrostratus*.

Sekwencja obrazów METEOSAT w kanale pary wodnej pozwala w bardzo precyzyjny sposób ustalić miejsce występowania chmur *Cirrus* modyfikowanych orograficznie, określić ich zasięg przestrzenny oraz sposób dopasowania się do grani górskiej, za którą najczęściej występuje.

Bezpośrednio za analizowanym frontem przesuwaną się chmury *Stratocumulus* z przelotnymi opadami deszczu lub śniegu. W obrębie piętra średniego dominuje chmura *Altostratus* lub *Altostratus* w dwóch lub więcej warstwach, a także *Altostratus* z *Altostratus* lub *Nimbostratus*. Piętro niskie reprezentują chmury *Stratocumulus* lub *Cumulus* i *Stratocumulus* na różnych podstawach.

W opisanych sytuacjach nie występuje deformacja frontu chłodnego przy jego przejściu przez masyw Karpat. W strukturze przestrzennej zachmurzenia istnieje jednak możliwość interpretacji topografii Karpat (przebieg głównej grani), co mogłoby znaczyć, że pomimo tego, że Karpaty nie stanowią wystarczającej bariery orograficznej przy deformowaniu stref frontalnych, to w mniejszym zakresie jednak są odpowiedzialne za kształtowanie układów zachmurzenia wewnątrz strefy frontalnej. W szczególnych przypadkach (np. adwekcja zimnego powietrza arktycznego) może dochodzić do modyfikacji kierunku przepływu mas powietrza napływających z północy. Na

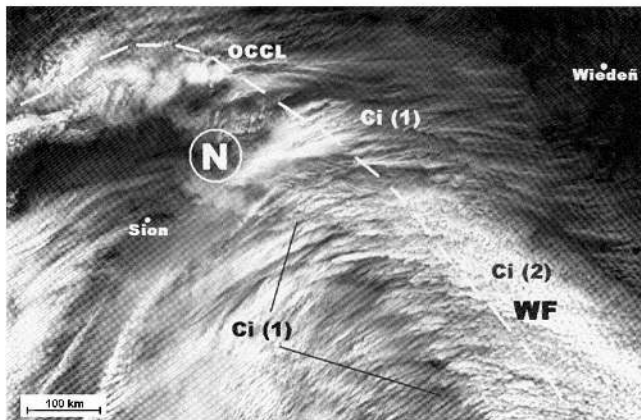


jej podstawie można wnioskować o występowaniu słabej blokady orograficznej w Karpatach Zachodnich i powstawaniu sytuacji fenu północnego wraz z luką fenową po stronie zawietrznej.

### Fronty ciepłe

We większości analizowanych sytuacji przemieszczania się frontów ciepłych przez Alpy związane były one z układami niskiego ciśnienia znajdującymi się w rejonie Morza Śródziemnego. Układy te kierują na północ ciepłe i wilgotne masy powietrza pochodzenia albo polarno-morskiego, albo zwrotnikowego. Masy docierając do bariery orograficznej Alp zostają tam najczęściej zatrzymane. Powstają wówczas procesy cyklolizy, czyli wypełniania się układu niskiego ciśnienia. Front ciepły częściowo zmienia swój charakter na zokludowany (ryc. 7). Natomiast po północnej stronie Alp występują chłodne masy powietrza albo pochodzenia polarno-morskiego (bardzo wilgotne) albo polarno-kontynentalnego (bardziej suche) w zależności od ułożenia układów sterujących w Europie północnej. W innych sytuacjach fronty ciepłe charakteryzują się strefą zachmurzenia zwartą i o dużej miąższości, w skład której wchodzi w piętrze niskim chmury *Stratocumulus*, *Stratus nebulosus*, *Stratus fractus*, *Cumulus fractus*, *Cumulus* i *Stratocumulus* o podstawach na niższych poziomach. W obrębie piętra średniego dominują wtedy *Altostratus opacus* lub *Altostratus translucidus*.

W sytuacji przedstawionej na rycinie 7 obraz w podczerwieni termalnej ukazuje imponujące struktury zachmurzenia piętra wysokiego widocznego na obrazie satelitarnym NOAA w postaci gęstych chmur *Cirrus spissatus* w lawicach albo w postaci poplątanych wiązek, albo chmur *Cirrus castellanus*, pączkujących w kształcie wie-



Ryc. 7. Deformacja frontu ciepłego przechodzącego przez Alpy w przypadku P15-01 ALPY 20020507 11:38 UTC NOAA 16 CH-4 IR: N – centrum układu niskiego ciśnienia, WF – ciepły front atmosferyczny, OCCL – front okluzji, linia przerywana – orientacyjny przebieg frontu wraz z jego deformacją, Ci(1) – chmura *Cirrus spissatus* w lawicach, Ci(2) – chmura *Cirrus spissatus* w postaci poplątanych wiązek.

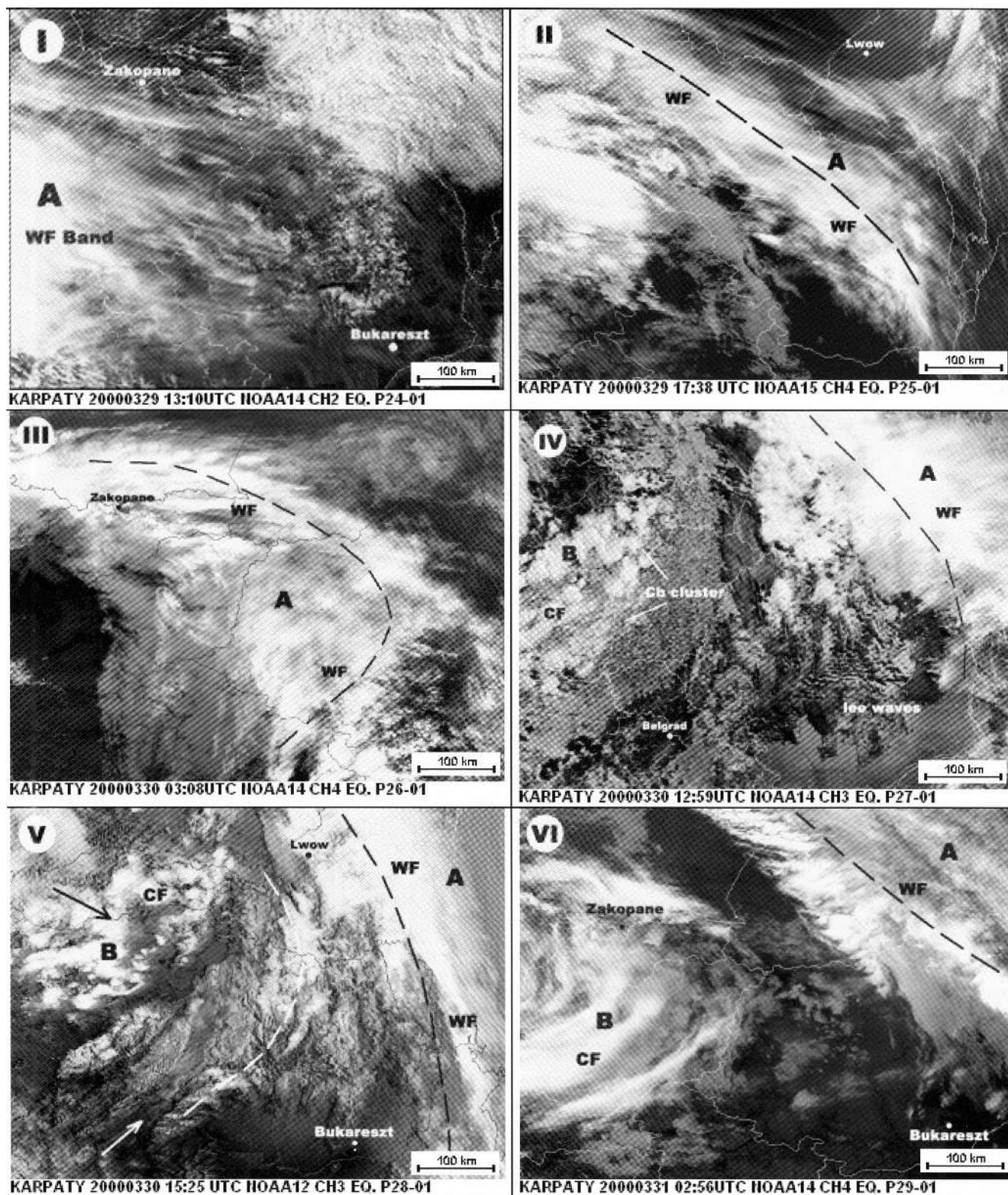
Fig. 7. The deformation of cold front going through the Alps in the case study P15-01: N – centre of cyclone, WF – warm front, OCCL – occlusion, dashed line – the rough localisation of the cold front with its deformation, Ci(1) – *Cirrus spissatus* cloud in shoal, Ci(2) – *Cirrus spissatus* cloud in tangle beam.

życzek lub baszt bądź też chmury *Cirrus* w postaci kłębiastych kłaczków. Mają one uporządkowany przebieg nawiązujący do kierunków przepływu powietrza w układzie niskiego ciśnienia, którego dalszy ruch w stronę północy zablokowany został przez barierę orograficzną Alp.

Prezentowane na ryc. 8 sześć sytuacji przedstawia sekwencję przechodzenia ciepłego frontu atmosferycznego przez masyw Karpat. Analizowany front ciepły związany był z niżem znad południowych Niemiec i nasunął się nad Karpaty od strony południowego zachodu. W piętrze wysokim dominują prawie wszystkie rodzaje zachmurzenia, przy czym na obrazie NOAA wyróżnia się *Cirrus spissatus* w lawicach lub w postaci poplątanych wiązek (obraz I). Strefa zachmurzenia frontalnego z piętra CH wyraźnie rozciąga się na cały obszar Karpat, a za nią podąża zachmurzenie piętra CM, głównie *Altostratus* w dwóch lub więcej warstwach z *Altostratus* i *Nimbostratus*. Stacje górskie z rejonu Karpat zachodnich określają zachmurzenie *Altostratus lenticularis*, które można zresztą odczytać z analizy obrazu NOAA. Na obrazie II front ciepły znajduje się pośrodku masywu i w tym momencie wyraźnie zaznacza się deformacja w jego przebiegu. Linia frontu zostaje zmodyfikowana do przebiegu głównej grani masywu Karpat (obraz III), co stanowi potwierdzenie tezy, iż nawet niezbyt wysokie masyw górskie w niektórych sytuacjach deformują wstęgi zachmurzenia przechodzących nad nimi frontów atmosferycznych. Deformacja przebiegu frontu ma miejsce zarówno w piętrze CH jak i niższych piętrach zachmurzenia (obraz IV, V). Na obrazie IV front w swojej zasadniczej części przemieścił się już poza główną grań Karpat, natomiast w zachmurzeniu w tylnej jego części widać struktury falowe powstałe w wyniku zafalowania powietrza przy przejściu przez barierę orograficzną. Dotyczy to głównie piętra CM z chmurami *Altostratus translucidus* lub *opacus*. W strukturze zachmurzenia można zauważyć nawiązanie do kształtu głównej grani Karpat (obraz V). Na obrazie VI widać, że nad Karpaty z północnego zachodu nasuwa się kolejna strefa zachmurzenia związana z chłodnym frontem atmosferycznym. Po całkowitym przejściu frontu poza linię Karpat, jego przebieg prostuje się, bowiem na jego kształt nie ma już wpływu przeszkoda orograficzna.

### Fronty okluzji

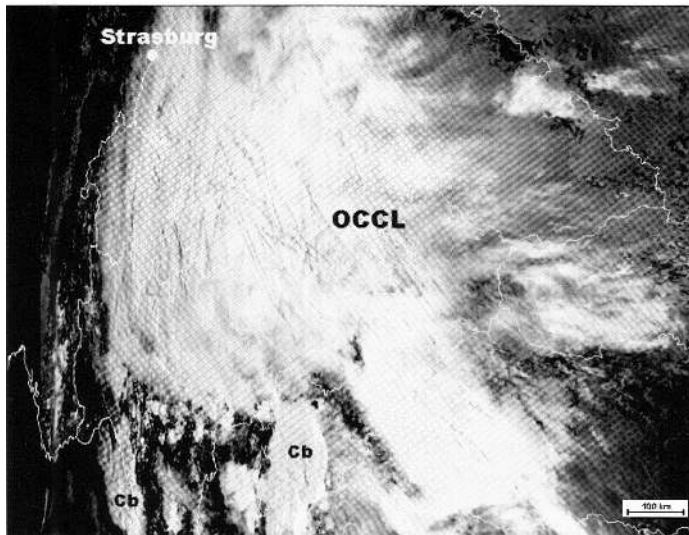
Fronty okluzji charakteryzują się zachmurzeniem zwartym, o dużej miąższości pionowej (ryc. 9). W obrębie piętra niskiego występuje *Stratocumulus*, nie pochodzący od *Cumulus*, *Stratus fractus* lub *Cumulus fractus* złej pogody, zwykle pod *Altostratus* i *Nimbostratus* oraz *Cumulus*, *Stratocumulus* o podstawach na różnych poziomach. W piętrze średnim występuje *Altostratus opacus* często w dwóch lub więcej warstwach. Piętro wysokie, ze względu na wspomnianą dużą grubość zachmurzenia, było oceniane tylko w nielicznych przypadkach i obejmuje chmury *Cirrus spissatus* w lawicach lub w postaci poplątanych wiązek, ewentualnie *Cirrus* w postaci kłębiastych kłaczków. Prędkości wiatru notowane podczas przechodzenia



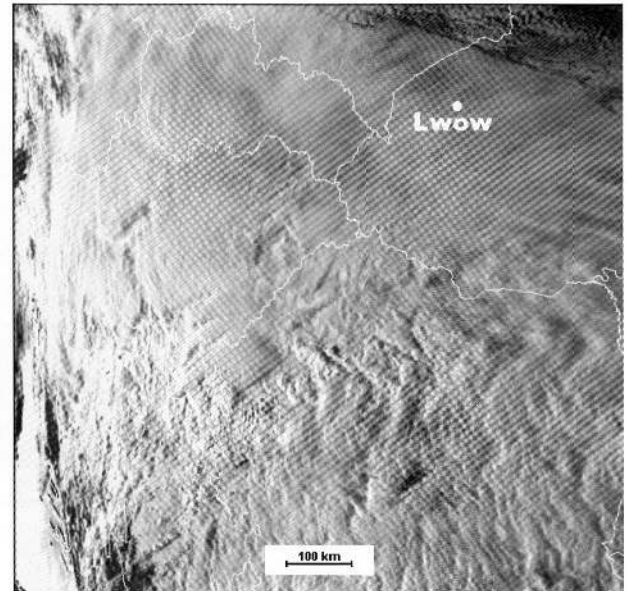
Ryc. 8. Sekwencja obrazów NOAA przedstawiająca przechodzenie frontu ciepłego nad Karpatami i jego częściową deformację: A – strefa analizowanego frontu ciepłego, B – strefa frontu chłodnego, WF Band – front ciepły, CF – front chłodny, *lee waves* – zjawiska falowe, *Cb cluster* – komórki burzowe, linia przerywana – orientacyjny przebieg linii frontu, strzałki – kierunek napływu mas powietrza.

Fig. 8. The sequence of NOAA satellite images which present the journey of the warm front through the Alps and its partial deformation: A – analysed warm front area, B – cold front area, WF Band – warm front, CF – cold front, *Cb cluster* – Cumulonimbus cloud, dashed line – the rough localisation of front, arrows – direction of air masses inflow.





ALPY 20001001 13:59 UTC NOAA14 CH-3 NIR.



KARPATY 20010327 14:13 UTC NOAA 15 CH-2 VIS.

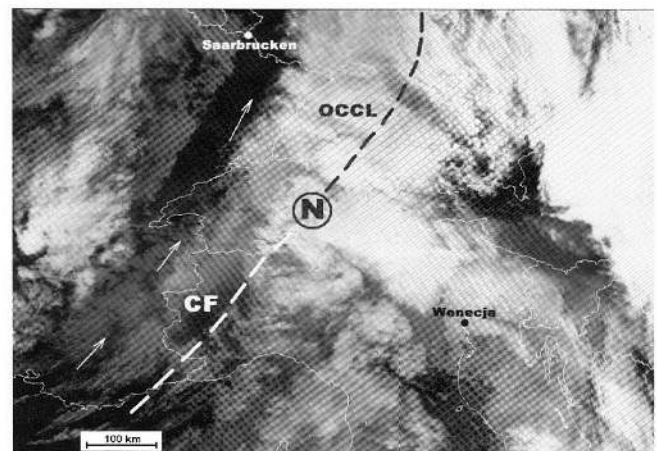
Ryc. 9. Zachmurzenie frontalne strefy okluzji o zbliżonej strukturze i teksturze górnych warstw w Alpach i Karpatach. Na zdjęciu po lewej ciemne pręgi smug kondensacyjnych pozostawianych przez samoloty.

Fig. 9. The occlusion front cloudiness characterised by similar structure and texture of its upper parts in the Alps and the Carpathians. Dark contrails on left.

frontów okluzji nad Alpami wynosiły w analizowanych przypadkach od 1 do 45 m/s, a na stacjach wysokogórskich od 9 m/s do 20 m/s.

W analizowanej sytuacji (ryc. 10) okluzja przechodząca przez Alpy jest częścią bardzo dużego przestrzennie (obejmującego prawie całą Europę Środkową), głębokiego (970 hPa) i powoli wypełniającego się niżu. Prędkości wiatru zarejestrowane na wysokogórskich stacjach synoptycznych wahają się w przedziale od 10 do 21 m/s, przy jednoczesnych porywach rzędu 71 m/s (*Saentis*), 63 m/s (*Jungfrau*) czy 42 m/s (*Sonnblick*). W takiej sytuacji nie zachodzi spiętrzenie orograficzne zachmurzenia. W strefie okluzji mimo zwartego zachmurzenia można wyróżnić obszary poprzerywane o ukierunkowanych przepływie powietrza tunelach i ulicach chmur. W analizowanych przypadkach występowania frontów okluzji nad Alpami nie stwierdzono zasadniczych deformacji strefy frontalnej.

W sytuacji przedstawionej na rycinie 11 strefa okluzji związana jest z układem niskiego ciśnienia przemieszczającym się z południowego zachodu na północny wschód. W strefie okluzji dominuje zachmurzenie całkowite i chmury *Stratocumulus* powstające na skutek rozpościerania się *Cumulus* w piętrze niskim. Dla piętra średniego charakterystyczne są *Altostratus* lub *Nimbostratus*. Na obrazie satelitarnym NOAA można łatwo interpretować front chłodny (lewa strona zdjęcia), front ciepły (prawa strona zdjęcia) oraz samą strefę okluzji (centralna część powyżej środka obrazu). Jest to zwarta strefa zachmurzenia i podobnie jak w przypadku Alp, bardzo wysoko wyniesiona, czego potwierdzeniem są niskie temperatury radiacyjne (poniżej  $-40^{\circ}\text{C}$ ). Obrazu dopełniają chmury piętra wy-

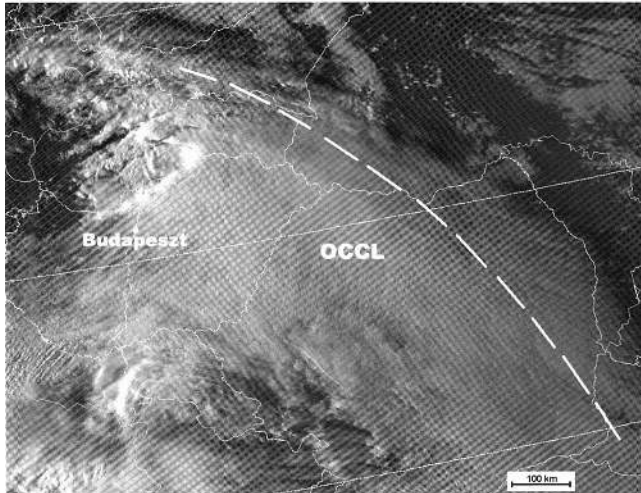


Ryc. 10. Front okluzji i towarzyszące mu skomplikowane struktury zachmurzenia w Alpach w przypadku P08-01. ALPY 20001106 15190 UTC NOAA 15 CH-4 IR: N – centrum lokalnego układu niskiego ciśnienia, CF – chłodny front atmosferyczny, OCCL – front okluzji, linia przerywana – orientacyjny przebieg frontu, strzałki – kierunek wiatru.

Fig. 10. The occlusion front and complicated cloud structures in the Alps in case study P08-01: N – centre of local cyclone, CF – cold front, OCCL – occlusion, dashed line – the rough localisation of occlusion, arrows – wind direction.

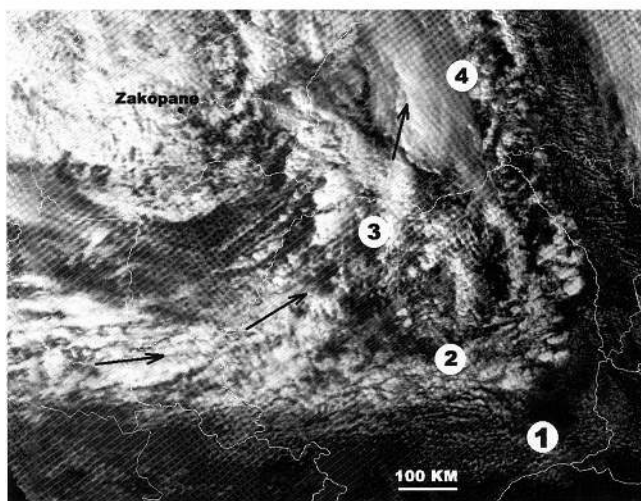
sokiego w postaci *Cirrus spissatus* w ławicach lub w postaci poplątanych wiązek.

W ciekawej sytuacji widocznej na rycinie 4 przedstawiono wir cyklonalny z centrum nad Karpatami. Układ ten podlega już cyklolizie i w tym przypadku trudno o jednoznaczne określenie zachmurzenia strefy okluzji. Można tu zauważyć szereg wstęg chmurowych ułożonych w ulice chmur zgodnie z cyrkulacją powietrza. Rozdzielają one wycinki ciepłe i chłodne wypełniającego się niżu. Występują tu wszystkie gatunki zachmurzenia łącznie z ko-



Ryc. 11. Front okluzji. KARPATY 20000403 15:35 UTC NOAA 12 CH-2 IR: OCCL – strefa analizowanego frontu okluzji, linia przerywana – orientacyjny przebieg linii frontu.

Fig. 11. The occlusion front: OCCL – analysed occlusion front area, dashed line – the rough localisation of front.

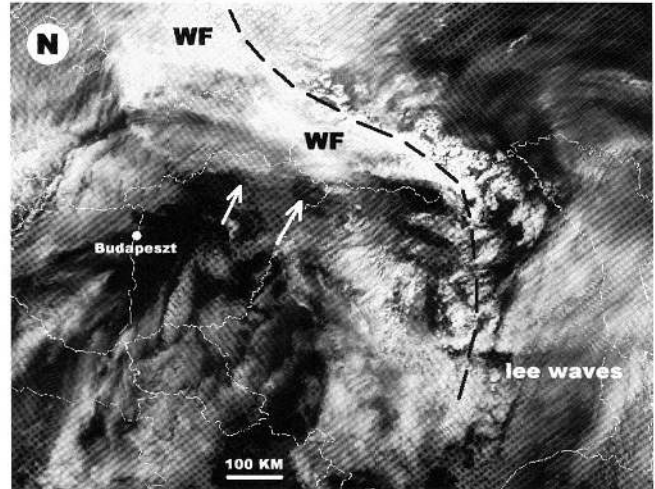


Ryc. 12. Front chłodny. KARPATY 20000331 12:47 UTC NOAA 14 CH-2 VIS: 1 – drobne zachmurzenie *Cumulus humilis*, 2 – zachmurzenie *Cumulus mediocris* modyfikowane orograficznie, 3,4 – zachmurzenie *Cumulus congestus* i *Cumulonimbus*.

Fig. 12. Cold front in the Carpathians: 1 – small cloudiness of *Cumulus humilis*, 2 – orographically modified *Cumulus mediocris* cloud, 3,4 – *Cumulus congestus* and *Cumulonimbus* cloud.

mórkami burzowymi, łatwo dające się interpretować z górnej części obrazu NOAA.

W podsumowaniu tej części rozważań należy stwierdzić, iż chłodne fronty atmosferyczne przemieszczające się przez masyw Alp prawie w każdym przypadku podlegają deformacji, w wyniku której mogą powstawać lokalne układy niskiego ciśnienia formujące się po zawiętrzonej masywu górskiego. Ciepłe fronty atmosferyczne przemieszczające się przez masyw Alp z kierunków o składowej południowej ulegają deformacji przy zetknięciu z bariera orograficzną Alp. Część frontów bariery tej nie przekracza i podlega znacznym deformacjom w postaci łuku, którego końce skierowane w są na południe. Bariera



Ryc. 13. Front ciepły wraz z centrum niżu. KARPATY 19991228 16:49 UTC NOAA 15 CH-4 IR: N – orientacyjne położenie centrum Nizu, WF – strefa analizowanego frontu ciepłego, lee waves – zjawiska falowe, linia przerywana – orientacyjny przebieg frontu, strzałki – kierunek napływu mas powietrza.

Fig. 13. The warm front and the centre of cyclone: N – centre of cyclone, WF – analysed warm front area, dashed line – the rough localisation of front, arrows – direction of air masses inflow.

orograficzna Alp stanowi wtedy skuteczną zapórę dla dalszego ich przemieszczania się. Natomiast pozostała część frontów nasuwa się na masyw alpejski i podlega mniejszym modyfikacjom w przebiegu strefy frontalnej.

Ciepłe fronty atmosferyczne przy przechodzeniu przez masyw Karpat ulegają jedynie modyfikacjom ich przebiegu w stosunku do orografii samego masywu. Nie dochodzi jednak do znacznych deformacji ich kształtu. Niektóre fronty, szczególnie te o grubej warstwie zachmurzenia, nie podlegają w ogóle jakimkolwiek deformacjom.

Należy przyjąć, iż prędkości przepływu powietrza w strefie okluzji są porównywalne w analogicznych przypadkach w Alpach i Karpatach. Gatunki i rodzaje chmur tworzą podobne systemy chmurowe (skomasowane nad masywem) o podobnych strukturach i teksturach na ich górnych warstwach. Można z tego wnioskować, że masywność górotworu w przypadku frontów okluzji nie ma wpływu na struktury i przebieg zachmurzenia nad nimi. Jednocześnie nie zaobserwowano zasadniczych deformacji frontu okluzji przy przechodzeniu przez masywy górskie Alp i Karpat.

Masyw górski Alp sprzyja powstawaniu niezbyt głębokich ośrodków niskiego ciśnienia w obrębie przebiegających przez niego bruzd cyklonalnych (tak o przebiegu południkowym jak i równoleżnikowym). Niże te na obrazach NOAA charakteryzują się skomplikowanymi strukturami zachmurzenia towarzyszącymi formującym się ciepłym i chłodnym frontom atmosferycznym.

Istnieje większe prawdopodobieństwo powstania mezoskalowych wirów cyklonalnych bezpośrednio w obrębie masywu górskiego w Karpatach aniżeli w Alpach. Duże masywy górskie jak np. Alpy stanowią znaczną przeszkodę na drodze ruchu wirów cyklonalnych. Wiry lokalne, jeżeli powstaną, przemieszczają się po bokach masywu Alp, w przeciwieństwie do Karpat, gdzie ze względu na ich sto-

sunkowo niedużą wysokość często przemieszczają się bezpośrednio nad nimi

Bardzo silny przepływ powietrza nad barierą orograficzną w górnej troposferze powoduje zjawisko „zaczepiania się” chmur piętra wysokiego, np. *Cirrus* na graniach górskich oraz ich silną modyfikację do postaci układających się równolegle pasm i pasemek przypominających szkielet ryby.

Do najbardziej charakterystycznych cech fotointerpretacyjnych zachmurzenia w strefie okluzji należą: zwarte, o jednolitej w miarę teksturze powierzchnie występujące nad obszarami górskimi charakteryzujące się wysokimi wartościami albedo w kanałach widzialnych (powyżej 60%) i niskimi temperaturami radiacyjnymi (poniżej – 45°C) w kanałach termicznych. Dostrzegalne są ławicowe, często rozgałęzione struktury zachmurzenia piętra wysokiego w postaci chmur *Cirrus* również o bardzo niskich temperaturach radiacyjnych.

### Kompozycje spektralne – element cyklogeneza i deformacje frontów atmosferycznych.

Do prezentacji zjawiska cyklogenezy i deformacji frontów wybrano sytuację, która w sposób bardzo czytelny przedstawia moment przechodzenia przez masyw alpejski chłodnego frontu atmosferycznego, jego deformację oraz proces cyklogenezy po zawietrznej (ryc. 14). Obraz I ukazuje struktury zachmurzenia strefy frontalnej, w obrębie których, na podstawie analiz cech rozpoznawczych obrazu, wyróżnić można obszary o zróżnicowanym zachmurzeniu (A, B, C, D). Po operacji wyrównania histogramu uwidoczniła się tekstura górnych warstw zachmurzenia (D) oraz załamana oś strefy frontalnej (linia przerywana). Zastosowanie tej samej operacji dla kanału 3A (obraz II) pozwala na wyróżnienie dwóch obszarów (C,D) w strefie zachmurzenia piętra CH oraz dokładną interpretację wtórnego układu niskiego ciśnienia (N) po stronie zawietrznej masywu Alp. Kanał 4 (obraz III) uszczegóławia informacje z kanału 2 i 3A o wyraźnie widoczne trzy piętra zachmurzenia, leżące na różnych wysokościach (A, B, C). Pozwala także na określenie zasięgu piętra średniego (B), podobnie jak kompozycja różnicy kanałów 3A i 4 widoczna na obrazie V. Kompozycja ta dodatkowo informuje interpretatora o kryształkach lodu, z których zbudowane jest zachmurzenie *Cirrus* (pas zachmurzenia o ciemnym fototonie) oraz pokrywie śnieżnej i lodowcach Alp Wschodnich (rejon zaznaczony okręgiem). Połączenie na jednym obrazie IV cech kanałów 2+3A+4 pozwala na uzyskanie informacji o zasięgu przestrzennym całej strefy frontalnej oraz na wypuklenie jej struktury i tekstury (C, D). Kompozycja RGB kanałów 1, 2, 4 (obraz VI) pozwala na weryfikację pięter zachmurzenia i wstępną klasyfikację zachmurzenia. Podobnie jak w kanale 2 widoczna jest deformacja przebiegu linii frontu (linia przerywana).

### Feny i zjawiska falowe

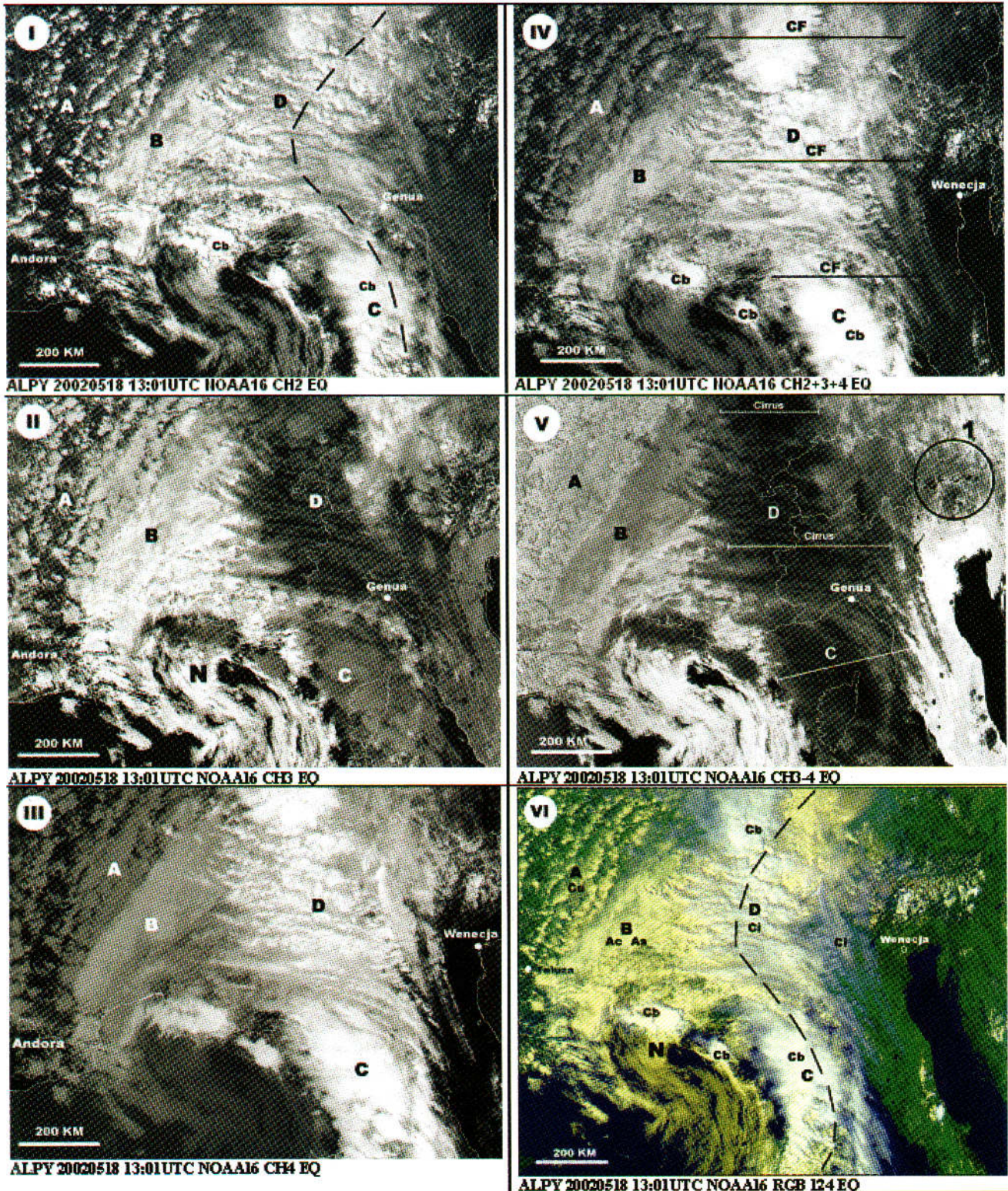
Zjawisko występowania wiatrów fenowych jest nierozdzielnie związane z masywami górskimi o średniej i dużej wysokości. Na ogół łatwo jest je rozpoznać na obrazach satelitarnych NOAA, jednak w niektórych wypadkach, także będących przedmiotem niniejszego opracowania, fen nie posiada typowych cech fotointerpretacyjnych i jego rozpoznanie jest znacznie utrudnione.

Fen północny to wiatr wiejący z sektora północnego i występujący na przedpołu południowego łańcucha górskiego ułożonego równoleżnikowo (Niedźwiedz, 2004). Obrazy satelitarne NOAA przedstawiające zjawiska fenowe są stosunkowo łatwe do odczytania i fotointerpretacji. Ich najważniejsze cechy rozpoznawcze to:

- zwarta, masywna oraz sięgająca głównej grani Alp strefa zachmurzenia po północnej stronie masywu alpejskiego przyjmująca w kanałach widzialnych wartości albedo powyżej 60%,
- wyraźnie zafalowane zachmurzenie piętra średniego bezpośrednio przy głównej grani Alp i w niedalekiej odległości od niej,
- charakterystyczne uformowanie wierzchniej strefy wału fenowego w postaci ostrych granic równoległych ławic zachmurzenia, najczęściej piętra niskiego, które w kanale bliskiej podczerwieni 3B przyjmuje ciemny fototon i określa te części zachmurzenia, które zbudowane są z kryształków lodu,
- wyraźne ukierunkowanie różnych struktur zachmurzenia zgodnie z dominującym kierunkiem przepływu i bardzo często dodatkowo modyfikowane przez siłę wiatru; występowanie luki fenowej po stronie zawietrznej z pokryciem nieba w niewielkim stopniu przez chmury i ciemnym fototonie w kanałach widzialnych podczerwieni termalnej,
- występowanie chmur *Cirrus* modyfikowanych orograficznie rozpoczynających się za luką fenową o bardzo niskich wartościach temperatur radiacyjnych w kanałach podczerwieni termalnej.

W prezentowanej na rycinie 15 sytuacji fenu północnego w Alpach widoczna jest strefa zachmurzenia frontu ciepłego związanego z układem wysokiego ciśnienia nad północnej Francji oraz wyraźną adwekcją powietrza arktycznego z kierunku północnego nad Europę Środkową. Dalszy spływ PA jest blokowany orograficznie przez masyw Alp i w o wiele mniejszym stopniu, ale również, przez masyw Karpat. Zauważalna koncentracja zachmurzenia po stronie dowietrznej Karpat Zachodnich oraz luka w zachmurzeniu po ich stronie zawietrznej mogą wskazywać na wystąpienie zjawiska fenu północnego w Karpatach (ryc. 15 – obraz niżej). Zagadnienie to powinno stać się przedmiotem dalszych, bardziej szczegółowych badań. Na szczególną uwagę zasługuje również rycina 16 (obraz I i II) przedstawiająca sytuację „płytkiego” fenu południowego w Alpach (ang. *shallow foen*). Na obrazach satelitarnych NOAA dobrze widać strefę zachmurzenia *Stratocumulus* i *Altostratus* budującą wał fenowy po stronie południowej masywu, którego wysokość sięga do około 2800 m. n.p.m. Wał fenowy nie osiąga najwyższych szczytów w głównej

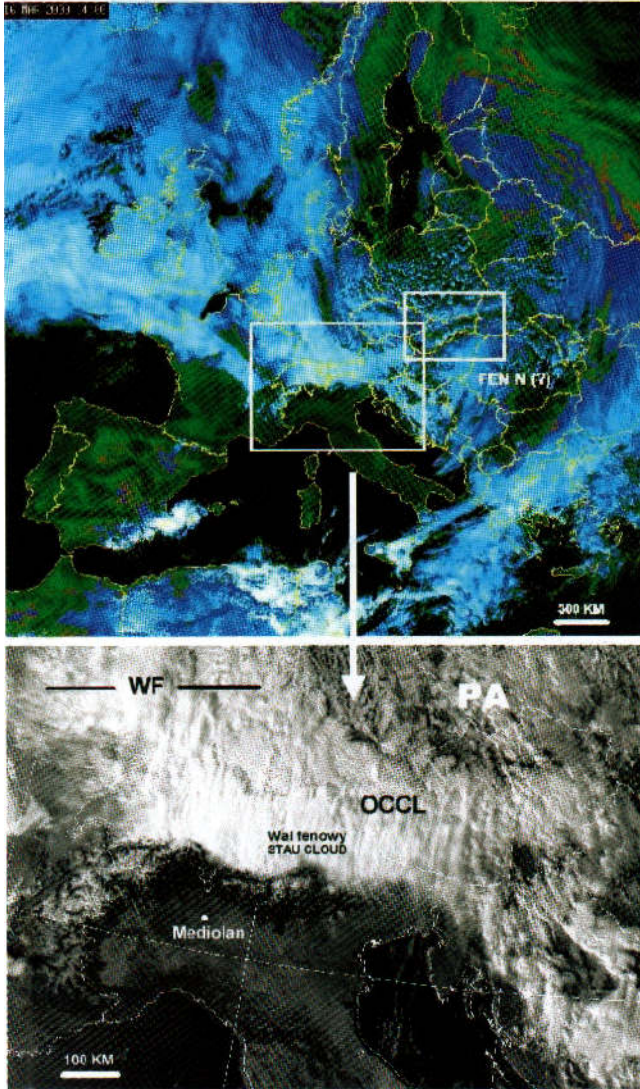




Ryc. 14. Kompozycje spektralne obrazów satelitarnych NOAA przedstawiające sytuację przechodzenia przez masyw alpejski chłodnego frontu atmosferycznego, jego deformację oraz proces cyklogenezy po zawietrznej. Przypadek P16A-01: A,B,C,D – piętra wysokościowe zachmurzenia, Ac – chmura *Alto cumulus*, As – chmura *Altostratus*, Cb – chmury burzowe *Cumulonimbus*, Ci – chmury *Cirrus*, Cu – chmury *Cumulus*, CF – chłodny front atmosferyczny, linia przerywana – oś frontu i jego deformacja, linie poziome – zasięg strefy frontalnej lub zachmurzenia *Cirrus*, strzałki – kierunek wiatru i ruchu zachmurzenia, N – centrum niżu w procesie cyklogenezy po zawietrznej, 1 obszar zaznaczony okręgiem – Alpy Wschodnie z pokrywą śnieżną i lodowcami.

Fig. 14. The spectral channels compositions of NOAA satellite images which present the journey of atmospheric cold front through the Alps with its deformation and lee cyclogenesis phenomena. Case study P16A-01: A,B,C,D – high cloud level, Ac – *Alto cumulus* cloud, As – *Altostratus* cloud, Cb – *Cumulonimbus* cloud, Ci – *Cirrus* cloud, Cu – *Cumulus* cloud, CF – cold front, dashed line – front line with its deformation, horizontal lines – front or *Cirrus* cloud area, arrows – wind and cloudiness move direction, N – centre of cyclone in lee cyclogenesis process, 1 in circle – East Alps with snow cover and glaciers.





Ryc. 15. Fen północny w Alpach: PA – powietrze arktyczne, OCCL okluzja orograficzna, STAU CLOUD – struktury zachmurzenia po stronie nawietrznej masywu górskiego, WF – ciepły front atmosferyczny. Alpy 20000316 13:59 UTC NOAA 14 CH-2 VIS.

Fig. 15. The north foehn in the Alps: PA – arctic air mass, OCCL – orographic occlusion, STAU CLOUD – cloudiness structure on inflow part of mountain range, WF – warm atmospheric front.

grani alpejskiej za sprawą bardzo silnego wiatru wiejącego z kierunku północno-zachodniego na wysokościach powyżej 3000 m. n.p.m., który w sposób skuteczny blokuje przepływ południowo-wschodni. Z analizy diagramów aerologicznych wynika, iż strefa graniczna pomiędzy wspomnianymi kierunkami wiatrów przebiega na powierzchni izobarycznej 700 hPa. Analizowany przypadek jest dobrym przykładem na to, iż struktura przestrzenna elementów pogody w górach nie może tylko ograniczać się do fotointerpretacji dwuwymiarowego zdjęcia satelitarne. Informacje należy uzupełniać np. pionowymi sondażami aerologicznymi, które pozwalają poznać zmiany danego elementu pogody wraz z wysokością.

Podobnie jak w przypadku fenów północnych, cechy rozpoznawcze fenów południowych w Alpach są stosunkowo łatwe do określenia na obrazach NOAA. Do najważniejszych z nich zaliczyć należy:

- strefa zachmurzenia wału fenowego bardzo dobrze dopasowana do przebiegu głównej grani alpejskiej, lecz w swojej strukturze nie tak zwarta i gęsta jak w przypadku fenów północnych (ryc. 17),
- występowanie zachmurzenia falowego nie tylko w bezpośredniej bliskości głównej grani (jak w przypadku fenów północnych), ale i w znacznej odległości od niej po stronie dowietrznej (ryc. 18, 19),
- ukierunkowanie struktur zachmurzenia i ukształtowanie ich tekstury zgodnie z kierunkiem adwekcji powietrza; łatwe rozpoznanie różnych rodzajów zachmurzenia z poszczególnych pięter wysokościowych, szczególnie na obrazach w kanale widzialnym (ryc. 18 – Alpy),
- brak występowania chmur *Cirrus* modyfikowanych orograficznie.

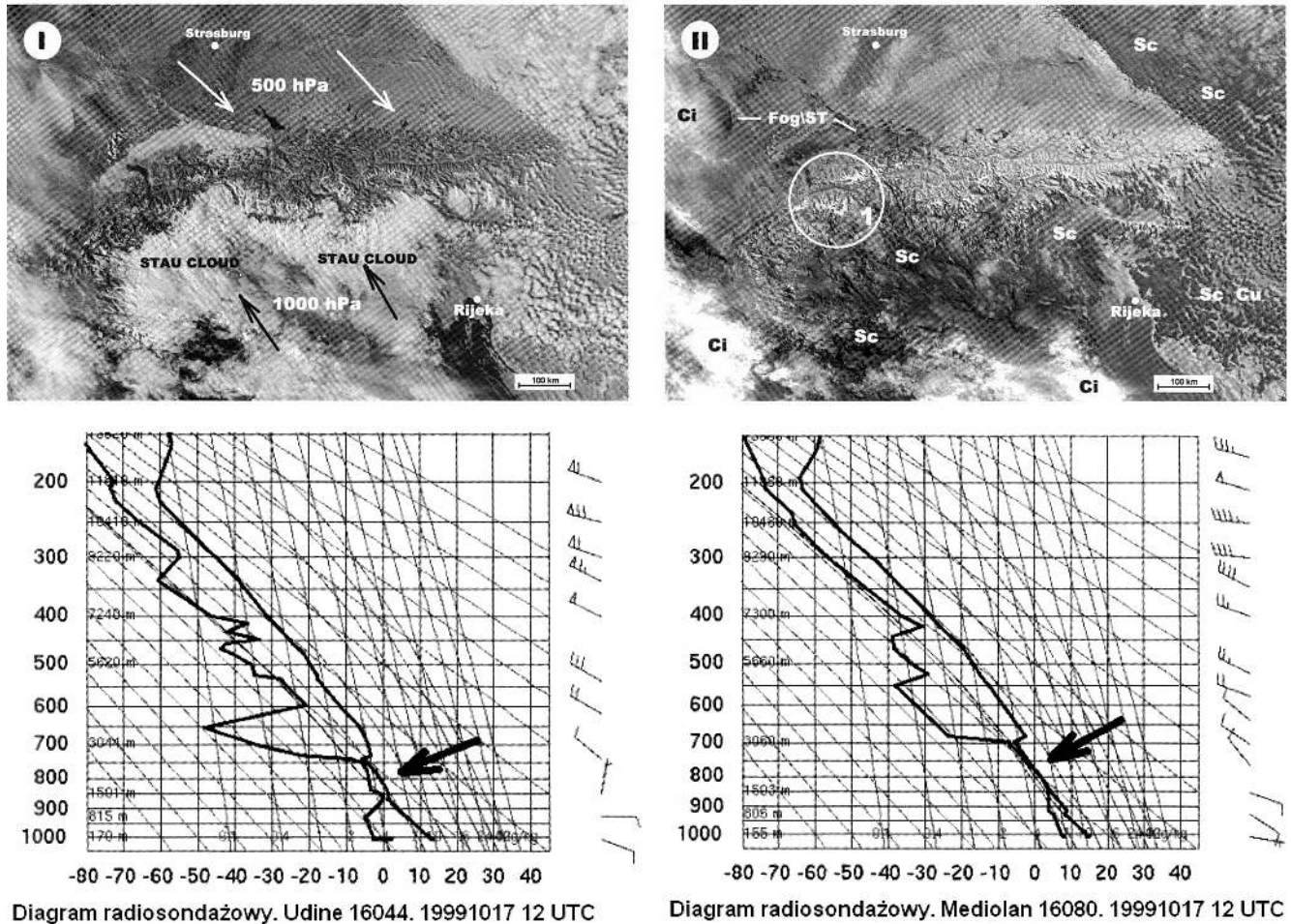
W przeciwieństwie do sytuacji fenów północnych i południowych w Alpach, cechy fotointerpretacyjne obrazów satelitarnych NOAA dotyczących fenów południowych w Karpatach nie są już tak łatwo rozpoznawalne. Strefa zachmurzenia, z której zbudowany jest wał fenowy charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem w zależności od aktualnych warunków meteorologicznych, w jednym przypadku jest gęsta i zwarta, a w innym zachmurzenie jest przerywane często dolinami i grzbieciami fali orograficznej (ryc. 18, 19).

Wał fenowy najczęściej tworzy się w wewnętrznej części łuku Karpat Zachodnich i częściowo wschodnich, w strefie najbardziej południkowego przebiegu grani Karpat przy ich połączeniu z granią Karpat Południowych oraz po południowej stronie Karpat Południowych. Można zauważyć podobieństwa wynikające ze sposobu kształtowania zachmurzenia wału fenowego przez bariery górskie Alp i Karpat (ryc. 18 – Karpaty). W obu przypadkach ściśle nawiązują one do przebiegu głównej grani górskiej, w niektórych miejscach wyznaczając ostrą ich granicę zasięgu. Struktura zachmurzenia w tych miejscach charakteryzuje się dużą miąższością chmur piętra niskiego i średniego, głównie *Stratocumulus*, *Cumulus*, *Altostratus* i *Altostratus*. Górne partie zachmurzenia modyfikowane są przez wiatry w średniej troposferze w postaci charakterystycznych grzbiecików i dolin. Część z nich zbudowana jest z kryształków lodu, co możliwe jest do określenia za pomocą kanału w bliskiej podczerwieni. Struktury zachmurzenia fenowego nad Karpatami w zależności od analizowanego obszaru wydają się być nie tak dobrze zorganizowane jak nad Alpami, jakkolwiek zależy to od analizowanego przypadku i warunków meteorologicznych. W większości przypadków zjawiskom fenowym towarzyszy zachmurzenie falowe, mniej lub bardziej wyraźne (ryc. 20).

W wielu przypadkach dochodzi do zafalowania przepływu powietrza widocznego na obrazach NOAA jako uporządkowany rząd równoległych względem siebie grzbiecików i dolin o zróżnicowanym fototonie (doliny ciemne, grzbieciki jasne). Zafalowanie to występuje tak w bezpośrednim kontakcie z masywem górskim, jak i w pewnej odległości od niego.

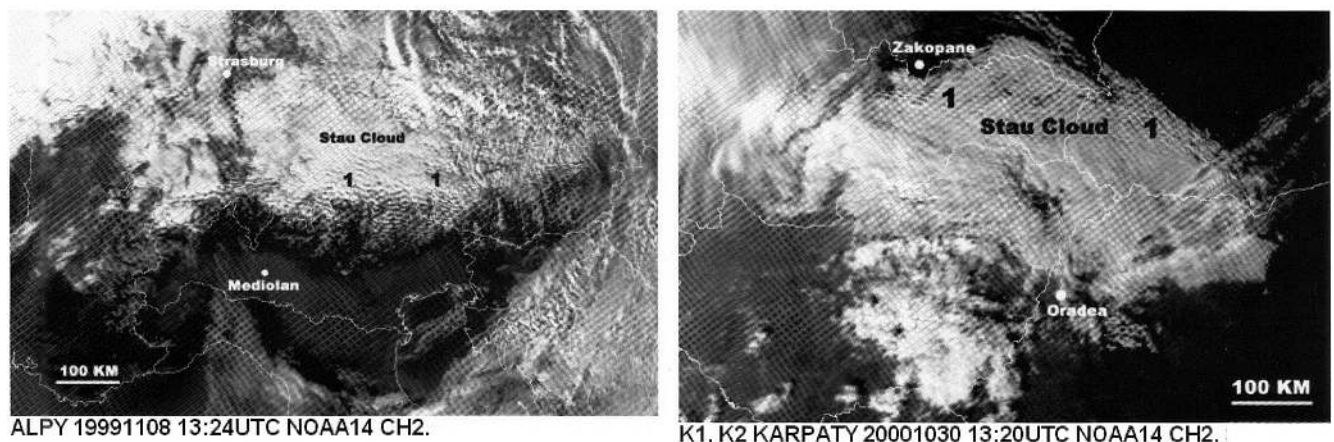
W prawie każdym z analizowanych przypadków występuje zachmurzenie *Cirrus* modyfikowane orograficznie,





Ryc. 16. Fen południowy w Alpach na obrazach NOAA i diagramach aerologicznych. Objasnienia obrazów NOAA: strzałki – kierunek napływu mas powietrza na określonej powierzchni izobarycznej (1000 hPa, 500 hPa), STAU CLOUD – zachmurzenie orograficzne po stronie nawietrznej, FOG/ST – mgła lub niski Stratus, okrąg nr 1 – lodowce alpejskie, Sc – stratocumulus, St – Stratus, Cu – cumulus. Objasnienia do diagramów aerologicznych: po lewej – płaszczyzny izobaryczne (hPa) wraz z wysokościami (m n.p.m.), po prawej – kierunki i prędkości wiatrów, strzałka – zachmurzenie wału fenowego.

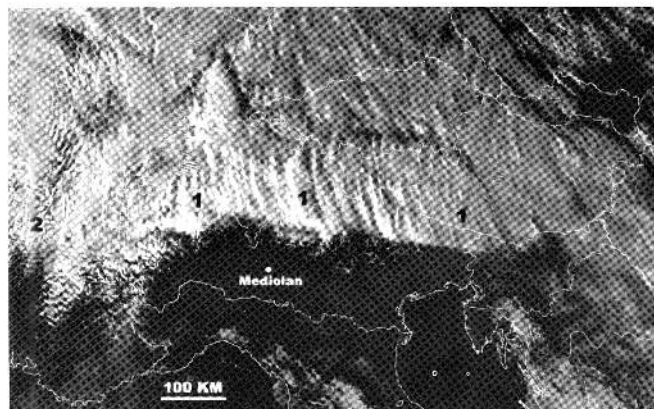
Ryc. 16. The south foen on NOAA satellite images and radiosound diagrams: arrows – air masses inflow direction on different isobaric surface (1000 hPa, 500 hPa), STAU CLOUD – cloudiness structure on inflow part of mountain range, FOG/ST – fog or Stratus cloud, circle no. 1 – glaciers, Sc – stratocumulus cloud, St – Stratus cloud, Cu – cumulus cloud. Abbreviations to radiosound diagrams: left – isobaric surface (hPa) with altitude (m a.s.l.), right – direction and velocity of wind, arrow – stau cloud.



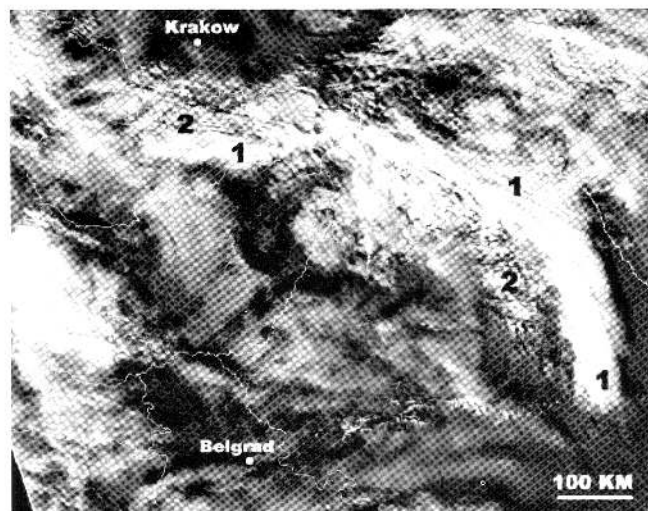
Ryc. 17. Sposób formowania się pokrywy zachmurzenia fenowego po stronie nawietrznej w przypadku fenu północnego w Alpach (po lewej) i fenu południowego w Karpatach (po prawej). Widać podobieństwa w strukturze zachmurzenia i fali orograficznej: Stau Cloud – zachmurzenie fenowe po stronie nawietrznej, 1 – fala orograficzna.

Fig. 17. The development of foen cloudiness on inflow part of mountain range in the case of north foen in the Alps (left) and south föhn in the Carpathians (right). Many similarities are seen in cloud structures and lee waves: STAU CLOUD – cloudiness structure on inflow part of mountain range, 1 – lee waves.





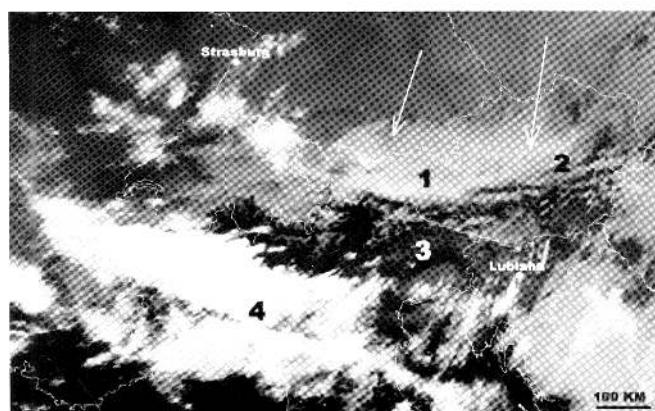
ALPY 20000130 14:24 UTC NOAA14 CH2 VIS.



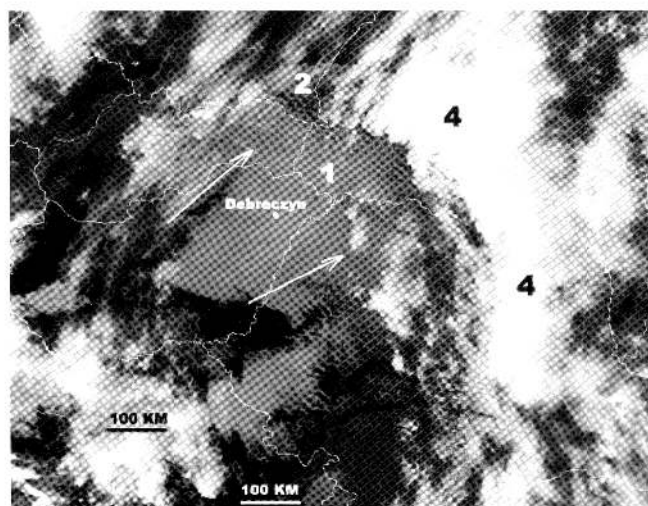
KARPATY 20021114 11:47 UTC NOAA16 CH2 VIS.

Ryc. 18. Sposoby układu wału fenowego w Alpach i Karpatach: 1 – zachmurzenie budujące wał fenowy, 2 – fala orograficzna.

Fig. 18. The structure of stau cloud layout in the Alps and the Carpathians. Abbreviations and symbols: 1 – cloudiness structure of stau cloud on inflow part of mountain range, 2 – lee waves.



ALPY 20000117 13:31 UTC NOAA14 CH5 IR.



KARPATY 19991210 02:11 UTC NOAA14 CH5 IR.

Ryc. 19. Cirrus orograficzny w Alpach i Karpatach: 1 – zachmurzenie typu fenowego po stronie nawietrznej, 2 – fala orograficzna, 3 – luka fenowa, 4 – Cirrus orograficzny, strzałki – kierunek napływu mas powietrza.

Fig. 19. The orographic cirrus cloud in the Alps and the Carpathians: 1 – cloudiness structure of stau cloud on inflow part of mountain range. 2 – lee waves, 3 – föhn gate, 4 – orographic cirrus cloud, arrows – direction of air masses inflow.

o gęstej i zwartej strukturze, które w kanałach widzialnych można bardzo łatwo pomylić z zachmurzeniem samego wału fenowego (ryc. 19). Rozwiązania tej kwestii należy szukać w kanale 3 bliskiej podczerwieni lub w kanale 4 podczerwieni termalnej, gdzie struktury przynależne do chmur *Cirrus*, modyfikowane orograficznie posiadają bardzo jasny foton (najczęściej białe plamy, ze względu na niskie temperatury radiacyjne tego obiektu). Zachmurzenie piętra wysokiego typu *Cirrus* modyfikowane orograficznie najlepiej jednak można wyinterpretować z obrazów NOAA w kanale podczerwieni termalnej (ryc. 19). Występuje ono w większości analizowanych przypadków wiatrów fenowych w postaci ławicy chmur powstających w bezpośrednim sąsiedztwie bariery orograficznej lub też bezpośrednio za nią po stronie zawietrznej. W przy-

padku Alp powstaje w pewnej odległości od masywu górskiego. Dobrze widoczny jest moment kondensacji i wyraźnie liniowe ułożenie zachmurzenia *Cirrus* silnie modyfikowanego przez duże prędkości wiatru. W przypadku Karpat we wszystkich analizowanych przypadkach powstaje ono bezpośrednio nad granią górską, będąc niejako zaczepione o nią. W chłodnej porze roku powstaniu chmur *Cirrus* nad masywami górskimi towarzyszą warstwowe chmury piętra dolnego typu *Stratus*, *Nimbostratus* lub piętra średniego typu *Altostratus*. Zasięgi chmur *Cirrus* modyfikowanych orograficznie w obu analizowanych pasmach górskich są porównywalne i wynoszą kilkaset kilometrów.

Analizowany na rycinie 17 fen południowy w Karpatach jest stosunkowo trudny do interpretacji nawet przy

wykorzystaniu sekwencji obrazów satelitarnych METEOSAT wchodzących w skład animacji. Przemieszczające się skomplikowane struktury zachmurzenia frontalnego oraz rozdzielczość obrazów w przeważającej części przypadków skutecznie uniemożliwiają interpretację wału fenowego w Karpatach. W innych przypadkach jest on możliwy do odczytania, niemniej wymaga wprawnego oka interpretatora.

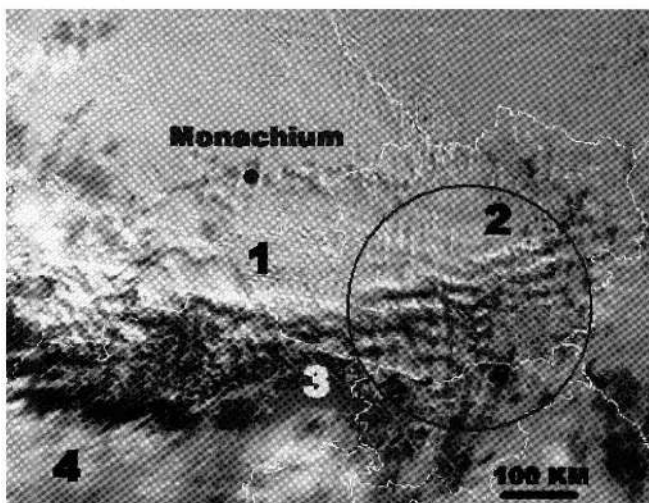
Podsumowując powyższe rozważania stwierdzić należy, że w niektórych sytuacjach w górnej warstwie wału fenowego widać zróżnicowane tekstury w postaci mniej lub bardziej uporządkowanych pasów, zagłębień lub wybrzuszeń powstałych w wyniku intensywnego przepływu powietrza w średniej i górnej tropopauzie (ryc. 17). Występowanie luki fenowej po stronie zawietrznej (rycina 18) zawsze zależy od kierunku napływu powietrza po stronie dowietrznej. Jej zasięg nie zawsze jest jednoznacznie widoczny na obrazach NOAA, gdyż często nachodzi na nie inne zachmurzenie.

W obu analizowanych obszarach górskich można zauważyć podobny sposób formowania się pokrywy zachmurzenia. W większości przypadków jest to zwarty ciąg zachmurzenia nawiązujący do przebiegu łańcucha górskiego i wypełniający w miarę szczelnie obszary nizinne, doliny górskie i częściowo grzbiety górskie po stronie nawietrznej. Po stronie zawietrznej, w miejscu tzw. „bramy fenowej” gwałtownie zanika w związku z adiabatycznym ocieplaniem się spadającego powietrza. W obu masywach granicą tą jest grań główna. W zależności od sytuacji synoptycznej i warunków meteorologicznych miąższość zachmurzenia zmienia się, szczególnie nad obszarem Karpat, gdzie bardzo często jest niewielka i porozrywana. W obrębie niższych masywów górskich wierzchnia warstwa zachmurzenia jest w nieznaczny sposób zafalowana, co szczególnie dobrze widać na warstwowym chmurach *Altostratus*.

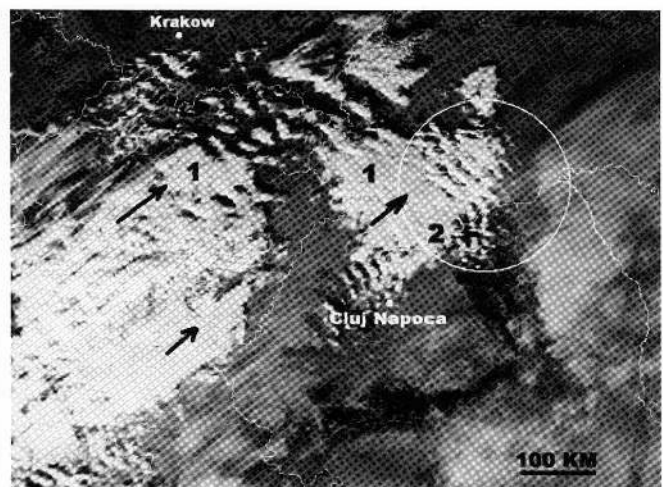
### Fala orograficzna

W niektórych sytuacjach poziomy przepływ powietrza nad masywem górskim zostaje zniekształcony ze względu na zwiększenie prędkości wiatru i spadek ciśnienia. W konsekwencji wywołuje to ruchy wstępujące i zstępujące mas powietrza, co ostatecznie przyjmuje postać fali z charakterystycznymi „dolinami i grzbietami”. W większości przypadków fala orograficzna powstaje na zachmurzeniu piętra średniego, a w szczególności w chmurach *Altostratus translucidus* lub *opacus* w dwóch lub więcej warstwach albo *Altostratus* z *Altostratus*. Strefa zafalowania nawiązuje bezpośrednio do grani głównej Karpat i na obrazie satelitarnym NOAA jest częściowo przesłonięta zachmurzeniem frontalnym piętra niskiego. Zafalowanie powietrza odbywa się bezpośrednio przy masywie górskim, przy czym fale wkomponowane są pomiędzy inne strefy zachmurzenia i niemożliwe jest pełne określenie ich zasięgu (ryc. 20). Amplituda i zasięg fali orograficznej zależą od prędkości przepływu powietrza nad barierą górską. Dla przykładu, w wybranych przypadkach notowano znaczne prędkości wiatru na stacjach wysokogórskich (Łomnica 11930 – 17 m/s, Kasprowy Wierch 12650 – 13 m/s, Ceahlau Toaca 15108 – 40 m/s, Omu Mountain 15280 – 24 m/s)

Najbardziej czytelną sytuację przedstawiono na rycinie 21, gdzie nad Karpaty napływają z północnego zachodu masy zimnego powietrza pochodzenia arktycznego o charakterystycznej strukturze chmur konwekcyjnych powstających w chłodnej masie powietrza, która w Karpatach Zachodnich i częściowo Wschodnich ulega gwałtownemu zafalowaniu. Również w tym przypadku na stacjach wysokogórskich notowano duże prędkości wiatru: Łomnica 11930 – 17 m/s, Ceahlau Toaca 15108 – 20 m/s, Omu Mountain 15280 – 28 m/s. Strefa zafalowania nawiązuje bezpośrednio do przebiegu łańcucha górskiego.



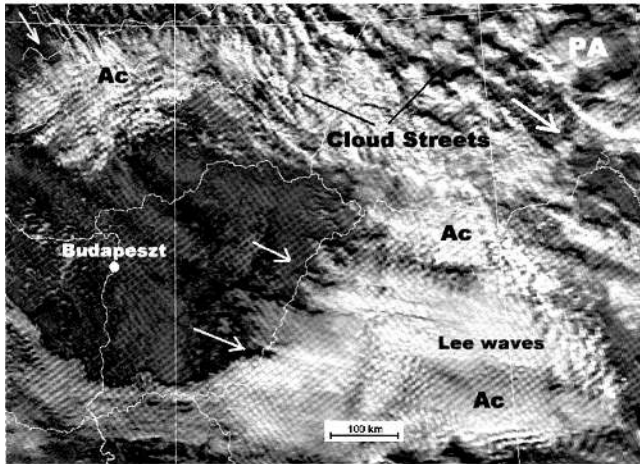
ALPY 20000117 13:31 UTC NOAA14 CH2 VIS.



KARPATY 20021114 11:37 NOAA16 CH3 NIR.

Ryc. 20. Fala orograficzna w Alpach i Karpatach: 1 – zachmurzenie typu fenowego po stronie nawietrznej, 2 w okręgu – fala orograficzna, 3 – luka fenowa, 4 – *Cirrus* orograficzny, strzałki – kierunek napływu mas powietrza.

Fig. 20. The lee waves in the Alps and the Carpathians: 1 – cloudiness structure of stau cloud on inflow part of mountain range, 2 in circle – lee waves, 3 – foen gate, 4 – orographic cirrus cloud, arrows – direction of air masses inflow.



Ryc. 21. Fala orograficzna w sytuacji z dnia 16 listopada 2001 roku. Karpaty 20011116 12:28 UTC NOAA 16 CH-2 VIS: *Lee waves* – fala orograficzna, *Cloud Streets* – szlaki chmurowe, *PA* – powietrze arktyczne, *Ac* – zachmurzenie *Altostratus lenticularis*, strzałki – kierunek napływu mas powietrza.

Fig. 21. The lee waves in the Carpathians in the case study of 16 November 2001: *lee waves* – cloudiness structure of stau cloud, *cloud streets* – clouds structures linear ordered, *PA* – arctic air masses, *Ac* – *Altostratus lenticularis* cloud, arrows – direction of air masses inflow.

Warto odnotować fakt skoncentrowania zachmurzenia przypominającego wał fenowy wewnątrz łuku Karpat pomiędzy Karpatami Wschodnimi i Południowymi. Cechy fotointerpretacyjne mogą wskazywać na wystąpienie fenu północnego w Karpatach Południowych. Niemniej zagadnienie to wymaga osobnej i dokładniejszej analizy.

Cechy fotointerpretacyjne, dzięki którym najłatwiej jest rozpoznać falę orograficzną to:

- równoległe ułożone grzbiety i doliny zachmurzenia o zróżnicowanym fototonie (ciemny i jasny) nawiązujące najczęściej do przebiegu głównej grani masywu, nad którym powstają,

- zasięg oraz odległości między kolejnymi falami najlepiej jest analizować w kanale 3 NIR, gdzie grzbiety fal są w ciemnym fototonie, na tle jaśniejszego fototonu powierzchni Ziemi lub zachmurzenia piętra CL.

W większości przypadków zjawiskom fenowym towarzyszy zachmurzenie falowe, mniej lub bardziej wyraźne. W analizowanych przypadkach fenów charakteryzują się one różną skalą, zasięgiem oraz częstością występowania. We wszystkich przypadkach nawiązywały one do przebiegu masywu górskiego wykraczając poza jego zasięg w zależności od dynamiki procesów atmosferycznych. Na uwagę zasługuje fakt mniej ewidentnie wyraźnych struktur zachmurzenia falowego w Alpach w stosunku do Karpat, gdzie są one bardzo dobrze reprezentowane, może za wyjątkiem skomplikowanych struktur zachmurzenia frontального. Odległości pomiędzy dolinami i grzbiętami fal w obu masywach górskich są porównywalne, co wskazuje na brak związku pomiędzy ich wielkością a masywnością górotworu.

Do najważniejszych podobieństw pomiędzy strukturą przestrzenną zjawisk fenowych i falowych w Alpach i Karpatach zaliczyć należy:

- sposób kształtowania przez oba masywy górskie wału fenowego, podobną strukturę zachmurzenia, jeżeli chodzi o jej miąższość i zasięg, oraz podobne formy modyfikowania wierzchnich warstw wału fenowego,
- podobny sposób formowania się pokrywy zachmurzenia po stronie nawietrznej i jej ścisłe dowiązanie do generalnego przebiegu masywu górskiego,
- porównywalność zasięgów chmur *Cirrus* modyfikowanych orograficznie,
- w większości przypadków zjawiskom fenowym towarzyszy zachmurzenie falowe, mniej lub bardziej wyraźne o porównywalnych odległościach pomiędzy grzbiętami i dolinami fal.

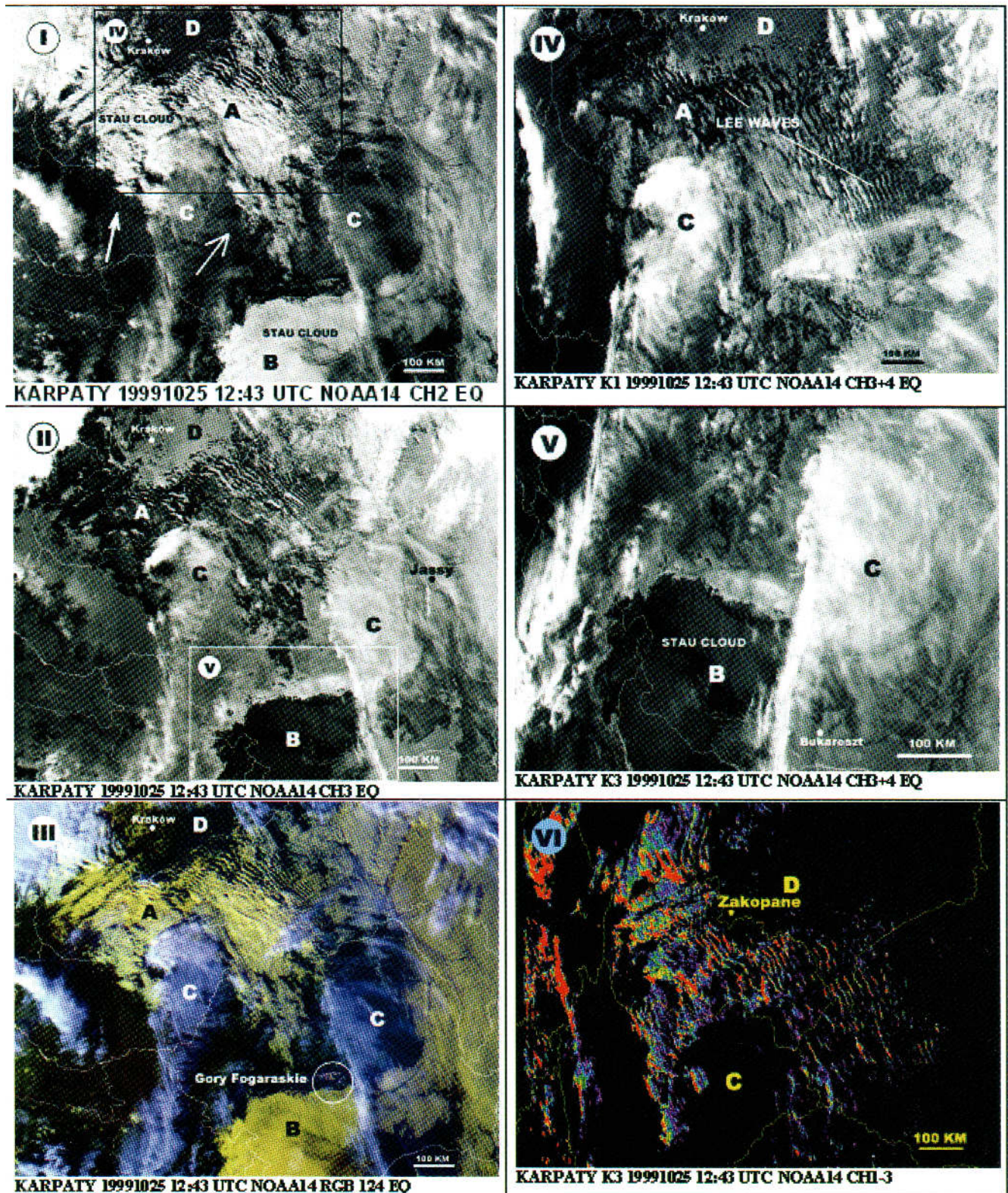
Do najważniejszych różnic pomiędzy strukturą przestrzenną zjawisk fenowych i falowych w Alpach i Karpatach odczytanych ze zdjęć satelitarnych NOAA zaliczyć należy:

- mniejszą wyrazistość cech zachmurzenia na obrazach satelitarnych NOAA przy występowaniu zjawisk fenów południowych w porównaniu do analogicznych cech przy fenach północnych,
- mniejsza częstość występowania fenów południowych w stosunku do fenów północnych w Alpach,
- miejsca powstawania chmur typu *Cirrus* modyfikowanych orograficznie,
- występowanie mniej wyraźnych struktur zachmurzenia falowego w Alpach w stosunku do Karpat, gdzie są one bardzo dobrze przedstawione.

#### Kompozycje spektralne – element: feny i zjawiska falowe

Do prezentacji kombinacji pomiędzy kanałami spektralnymi NOAA dla elementu: feny i zjawiska falowe (ryc. 22) wybrano sytuację z dnia 25 października 1999 roku. Porównanie obrazów I do III pozwoliło na określenie czterech najważniejszych obszarów na analizowanym obrazie NOAA. Obszar (A) to zachmurzenie spiętrzone orograficznie po stronie nawietrznej w Karpatach Zachodnich wraz z wałem fenowym i zachmurzeniem falowym występującym w bezpośrednim sąsiedztwie głównej grani. Obszar (A) przyjmuje ciemny fototon w kanale 3 (obraz II) i w tym przypadku jest bardzo łatwo rozpoznawalny. Analogicznie sytuacja wygląda z obszarem (B), który reprezentuje zachmurzenie spiętrzone orograficznie po stronie nawietrznej w Karpatach Południowych. Kompozycja RGB kanałów 124 (obraz III) pozwala na określenie zachmurzenia piętra CH w postaci chmur *Cirrus* (obszar C). Obszar ten nie jest jednoznacznie czytelny na obrazach I i II. Dobrym sposobem na rozróżnienie zachmurzenia piętra CM od piętra CH jest wykonanie kompozycji sumy kanałów 3+4 (obrazy IV i V). W takim przypadku zachmurzenie piętra CM jest obrazowane w ciemnym fototonie a zachmurzenie piętra CH (obszar C) jest obrazowane w jasnym (prawie białym) fototonie. Kompozycja różnicy kanałów 1-3 (obraz VI) pozwala na wykupienie na obrazie NOAA wyłącznie zachmurzenia falowego towarzyszącego zjawiskom fenu w górach. Dzięki zastosowaniu takiej kompozycji można określać do-





Ryc. 22. Kompozycje spektralne obrazów satelitarnych NOAA przedstawiające sytuację fenu południowego w Karpatach Zachodnich oraz Południowych. Przypadek P19-02: STAU CLOUD – zachmurzenie orograficzne uformowane po stronie nawietrznej, LEE WAVES – fala orograficzna, strzałka – kierunek napływu mas powietrza, A – zachmurzenie wału fenu w Karpatach Zachodnich, B – zachmurzenie wału fenu w Karpatach Południowych, C – zachmurzenie Cirrus, D – luka fenu.

Fig. 22. The spectral channels compositions of NOAA satellite images which present south foehn situation in West and South Carpathians. Case study P19-02: STAU CLOUD – cloudiness structure on inflow part of mountain range, LEE WAVES – cloudiness structure of stau cloud, arrow – direction of air masses inflow, A – cloudiness structure of stau cloud in West Carpathians, B – cloudiness structure of stau cloud in South Carpathians, C – orographic cirrus cloud, D – foehn gate.



minujący kierunek przebiegu zachmurzenia falowego, jego teksturę i w mniejszym stopniu strukturę, jak również odległości pomiędzy dolinami i grzbiętami kolejnych fal.

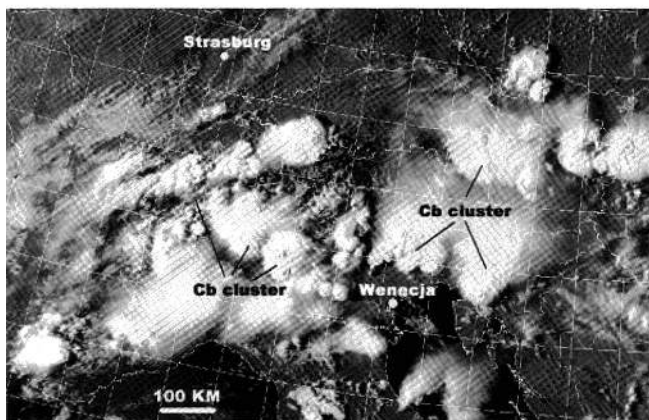
### Konwekcja termiczno-orograficzna

Zjawiska związane z konwekcją termiczną, podobnie jak te związane z fenami i zjawiskami falowymi, należą do stosunkowo łatwo rozpoznawalnych na obrazach satelitarnych NOAA. Reprezentują one różne stadia rozwoju chmur konwekcyjnych począwszy od *Cumulus humilis* przez *Cumulus mediocris*, *Cumulus congestus*, *Stratocumulus* aż do chmury burzowej *Cumulonimbus*. W zależności od rodzaju konwekcji na obrazach NOAA występują różne rodzaje zachmurzenia i ich konfiguracje. Konwekcje o charakterze termiczno-orograficznym w Alpach i Karpatach przedstawiają na obrazach satelitarnych klasyczne, bardzo dobrze rozwinięte chmury burzowe *Cumulonimbus*. Charakteryzują się one kulistymi lub owalnymi kształtami o ostro zarysowanych krawędziach i (w niektórych przypadkach) rozwianych pióropuszcach zachmurzenia *Cirrus* wchodzącego w skład kowadła (*Cumulonimbus capillatus*). Zakres przestrzenny ich występowania w przeważającej liczbie przypadków ograniczony jest zasięgiem masywu górskiego. Do najłatwiej rozpoznawalnych struktur konwekcyjnych należą te wywołane warunkami orograficznymi, następnie struktury wywołane konwekcją w chłodnej masie powietrza; natomiast najtrudniej rozpoznawalna jest konwekcja w strefie frontalnej. Sytuacje z całkowitym brakiem zachmurzenia należy weryfikować z danymi ze stacji naziemnych, ponieważ często słaba konwekcja prowadzi do powstania małych chmur *Cumulus humilis*, których

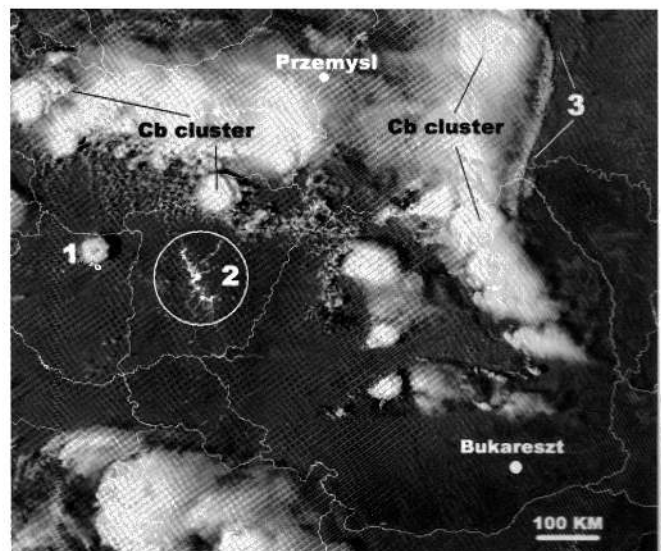
wielkość może być mniejsza od zdolności rozdzielczej radiometru AVHRR

Dynamiczny obraz powstawania rozwoju komórek burzowych możliwy jest do zaobserwowania na sekwencji obrazów satelitarnych METEOSAT. Animacja obrazów w kanale podczerwieni termalnej pozwala na wyjaśnienie czynników cyrkulacyjnych mających wpływ na konwekcję orograficzną, jej dynamikę oraz etapy rozwoju komórek burzowych. W konkretnych przypadkach, widocznych na rycinie 23, jest to wpływ układu niskiego ciśnienia znad Morza Śródziemnego, który steruje masy gorącego i wilgotnego powietrza zwrotnikowego w kierunku północno-zachodnim. Po napotkaniu barier orograficznych Alp i Karpat masy te ulegają spiętrzeniu i wyciśnięciu ku górze, powodując silną konwekcję najpierw w Alpach, a dzień później w Karpatach. Obszary największej koncentracji pary wodnej w średniej troposferze w trakcie konwekcji orograficznej, które mogą mieć wpływ na kształtowanie się opadu z danej komórki burzowej, bardzo dobrze widać w sekwencji obrazów METEOSAT w kanale pary wodnej. Na ich podstawie można wnioskować o intensywności czasowej i przestrzennej omawianego zjawiska oraz o samym przepływie wilgotnego powietrza (strefy zbieżności i rozbieżności prądów).

W przypadku Karpat, ze względu na kształt górotworu i jego masywność, wiele komórek burzowych powstaje w rejonie Niziny Węgierskiej oraz Wyżyny Transylwańskiej, bądź też dokładnie dopasowuje się do przebiegu głównej grani Karpat. Taka zależność nie występuje w Alpach. Górne warstwy chmury *Cumulonimbus calvus* są charakterystycznie rzeźbione szeregiem wypustek i wklęsłości dobrze widocznych w kanałach widzialnych 1 i 2 VIS (ryc. 23). Chmury *Cumulonimbus* najczęściej wy-



ALPY 20000613 15:27UTC NOAA12 CH2.



KARPATY 20000614 13:24 UTC NOAA14 CH2.

Ryc. 23. Wpływ orografii na występowanie komórek burzowych *Cumulonimbus* z tendencją do tworzenia Mesoskalowych Systemów Konwekcyjnych: Cb cluster – komórki burzowe *Cumulonimbus*, 1 – izolowana komórka burzowa rzucająca cień na powierzchni Ziemi, 2 okrag – odbicie promieni słonecznych na powierzchni wody (*sun glint*), 3 – wał rotorowy poprzedzający zachmurzenie *Cumulonimbus*.

Fig. 23. The influence of orography on Cb cloud cluster develop with tendency to transform to Mesoscale Convective System (MCS): Cb cluster – *Cumulonimbus* cloud, 1 – isolated Cb cluster with a shadow on Earth ground, 2 in circle – sun glint, 3 – rotor cloud before *Cumulonimbus* cloud.

stępują na tle zachmurzenia piętra niskiego i średniego, określanego na stacjach synoptycznych jako:

– w piętrze niskim – *Cumulus mediocris* lub *congestus* występujący pojedynczo lub z *Cumulus fractus* lub *humilis*. Może też występować *Stratocumulus*. Wszystkie chmury o podstawach na tym samym poziomie, a ponadto *Cumulonimbus calvus* występujący pojedynczo lub z chmurami *Cumulus*, *Stratus*, *Stratocumulus*,

– w piętrze średnim – *Alto cumulus translucidus* bądź *Alto cumulus cumulogentis* bądź *Alto cumulus castellanus* lub *floccus*.

Piętro wysokie, w większym lub mniejszym stopniu, jest związane z kowadłem chmur *Cumulonimbus*. Notowano także *Cirrus fibratus*, niekiedy *uncinus* lub *Cirrus spissatus* w lawicach i poplątanych wiązках. Prędkość wiatru notowana na stacjach znajdujących się w strefie burz jest zróżnicowana i zależy od intensywności zjawiska.

W przypadku słabej konwekcji termicznej nad górami rozwija się zachmurzenie *Cumulus humilis* (pięknej pogody), które swoją wielkością pozostaje na granicy rozdzielczości radiometru AVHRR i może zdarzyć się, iż nie zostanie odfotografowane na obrazie. W takiej sytuacji niezbędnym staje się odniesienie się do obserwacji naziemnych wykonanych na stacjach synoptycznych (ryc. 24).

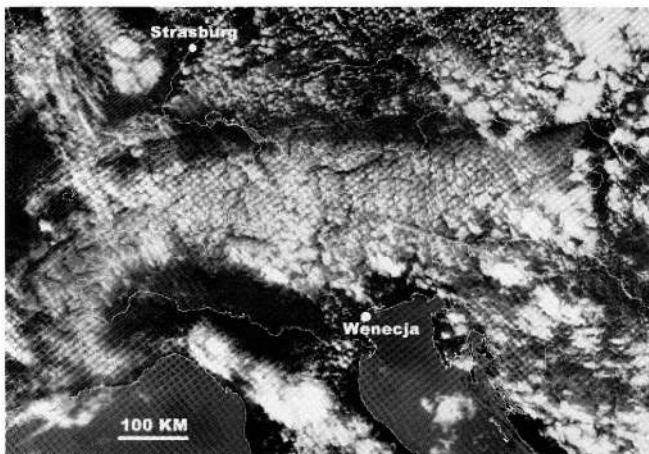
### Konwekcja termiczna w strefie frontalnej

W badanych przypadkach alpejskich intensywne burze towarzyszyły przechodzeniu przez Alpy zwartej wstęgi zachmurzenia o przebiegu prawie południkowym, która uległa deformacji i doprowadziła do powstania mezoskalowego systemu konwekcyjnego po północnej stronie Alp w rejonie Jeziora Bodeńskiego, aby następnie przemieścić się w kierunku Monachium przynosząc tam intensywne opady deszczu i lokalne podtopienia. Uwagę zwraca moment rozpoczęcia konwekcji termicznej

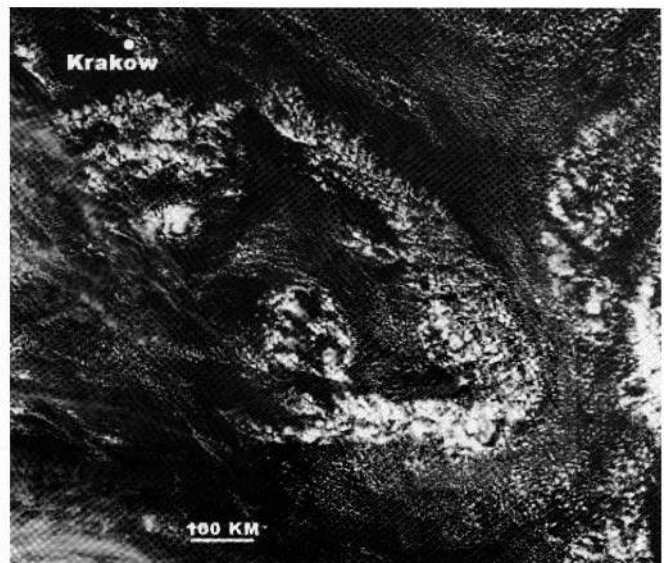
w częściach A2 i A3 masywu Alp aż do powstania mezoskalowego systemu konwekcyjnego. W innych sytuacjach, część rozbudowanego frontu okluzji opiera się od północnej strony o masyw alpejski przyczyniając się do powstania szeregu aktywnych komórek burzowych w rejonie A3, które np. w nocy z 3 sierpnia na 4 sierpnia 2002 spowodowały intensywne opady deszczu z gradem przyczyniając się do szeregu zniszczeń w Północnych Włoszech. Strefę tę dobrze widać na obrazach NOAA w kanale podczerwieni termalnej jako zwartą i jasną strukturę w części A3 (niskie temperatury radiacyjne).

W Karpatach przebieg pogody w wybranych sytuacjach nie miał tak dramatycznego charakteru. Nadejście frontu chłodnego poprzedzone bywa powstaniem szeregu małych chmur *Cumulus humilis* lub *mediocris* nawiązujących bezpośrednio do wzdłużnego przebiegu łańcucha górskiego (co wskazuje na ich orograficzną genezę). Posiadają one jednak bardzo charakterystyczny układ, uporządkowany symetrycznie względem głównej grani, jakby nawiązujący kształtem do szkieletu ryby (ryc. 25 – Karpaty) – część K3. Analogiczną sytuację w Alpach zauważyć można także na rycinie 25 w Alpach w części A1 i A2.

W nielicznych przypadkach w obrębie frontu ciepłego mogą także pojawić się chmury burzowe *Cumulonimbus*. Front ciepły przyjmuje wtedy charakterystyczną dla układów niskiego ciśnienia przemieszczających się z południa ku północy – formę łuku o końcach wygiętych ku południowi, ponieważ zachmurzenie to zostało zatrzymane przez masyw Alp. Chmury *Cumulonimbus* stanowią wtedy najbardziej na północ wysuniętą część zachmurzenia. Najciekawsze z punktu widzenia fotointerpretacji układy zachmurzenia związanego z konwekcją rozwijają się w sytuacjach powstania nad masywem górskim procesów cyklogenezy i wzajemnych relacji między wycinkami chłodnymi i ciepłymi. Najczęściej wówczas nad masywem Alp powstaje zwarta strefa zachmurzenia, w obrębie której wyróżnić można wspomniane wycinki ciepłe i chłodne.



ALPY 19990802 13:28 UTC NOAA14 CH1 VIS.

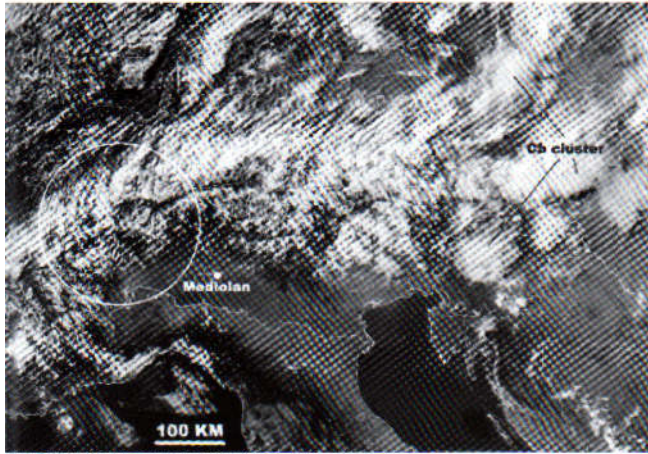


KARPATY 20020507 11:38UTC NOAA16 CH2 VIS.

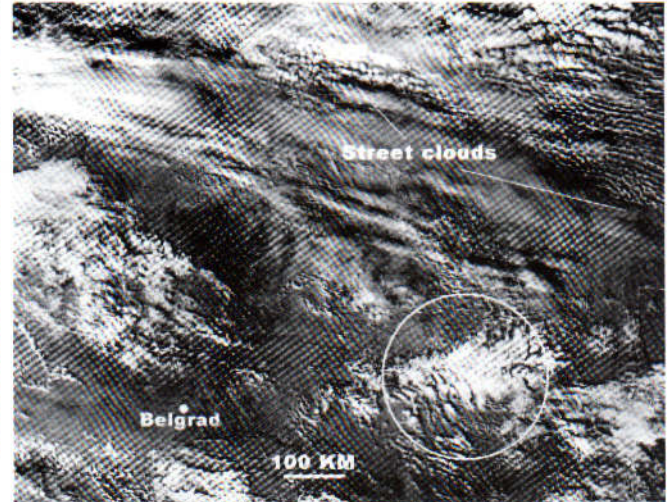
Ryc. 24. Chmury konwekcyjne Cu niewielkich rozmiarów w Alpach i Karpatach.

Fig. 24. Small convective *Cumulus* clouds in the Alps and the Carpathians.





ALPY 19990721 16:29UTC NOAA12 CH1.



KARPATY 19991013 13:18UTC NOAA14 CH1.

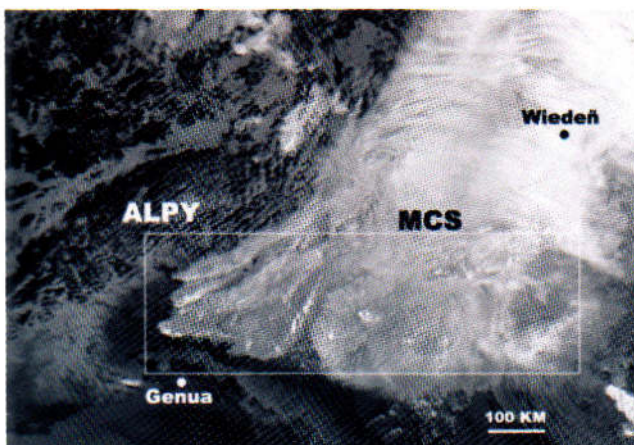
Ryc. 25. Układ zachmurzenia *Cumulus humilis* i *Cumulus congestus* modyfikowany przez układ grani głównej masywu górskiego w Alpach i Karpatach. Obszary zaznaczone okręgami przedstawiają podobny w obu masywach sposób kształtowania zachmurzenia Cu: Cb cluster – komórki burzowe *Cumulonimbus*.

Fig. 25. The cloudiness structure of *Cumulus humilis* i *Cumulus congestus* modified by the main mountain range location in the Alps and the Carpathians. Areas in circles present the same development of cumulus clouds in both mountains ranges: Cb cluster – *Cumulonimbus* cloud.

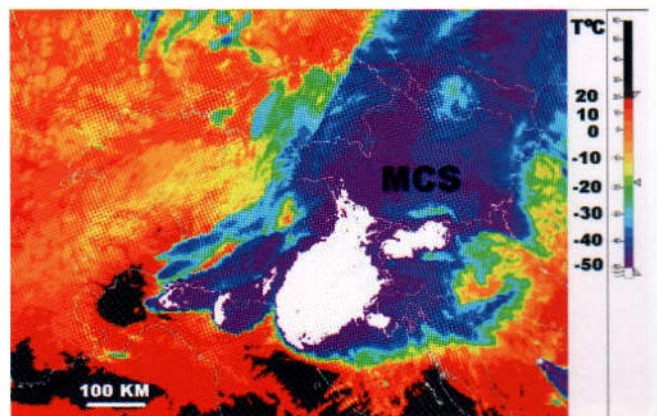
W obrębie wycinka chłodnego, w strefie granicznej zwartego zachmurzenia, wykształcają się wtedy chmury *Cumulonimbus*. Można już wyodrębnić ich zarysy, choć w tym stadium konwekcji górne powierzchnie tych chmur nie przybrały jeszcze charakterystycznej dla chmur *Cumulonimbus* chropowatej tekstury. Powyżej tej warstwy rozwija się zachmurzenie komórkowe *Cumulus* o genezie orograficznej.

Natomiast sytuacja z dnia 22 lipca 1999 roku stanowi, moim zdaniem, najciekawszy obraz satelitalny NOAA przedstawiający strukturę mezoskalowego systemu konwekcyjnego (ryc. 26). W zachodniej części masywu alpejskiego, w wyniku deformacji i rozerwania chłodnego frontu atmosferycznego powstaje lokalny ośrodek niskiego

ciśnienia. Po południowej stronie Alp ciepłe powietrze, które zostało „zassane” przez ten układ, jest wypychane ku górze przez wycinek chłodu od zachodu. W konsekwencji, w wyniku silnej konwekcji powstaje szereg komórek burzowych, które łączą się w jeden mezoskalowy system konwekcyjny (ryc. 26). Charakterystyczną cechą jest jego wygląd w postaci trójkąta ostrokątnego, skierowanego podstawą ku północnemu wschodowi. Wyróżniają się ostre granice chmury inicjalnej *Cumulonimbus* oraz tekstura górnej warstwy zachmurzenia. W kanale bliskiej podczerwieni wspomniana górna warstwa zachmurzenia pozwala na określanie obszarów o najintensywniejszej konwekcji (ciemne fototony).



ALPY 19990722 17:19UTC NOAA15 CH3.



ALPY 19990722 17:19UTC NOAA15 CH4.

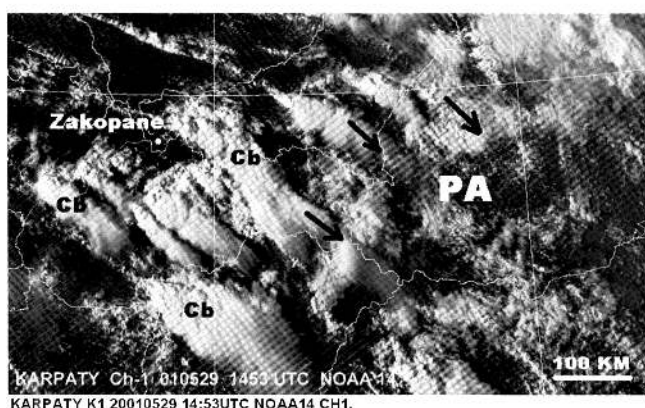
Ryc. 26. Mezoskalowy System Konwekcyjny (MCS) w Alpach. Po lewej: w obszarze zaznaczonym prostokątem miejsca najintensywniejszej konwekcji (ciemny fototon w kanale 3). Po prawej: rozkład temperatur radiacyjnych powierzchni Ziemi oraz systemu konwekcyjnego.

Fig. 26. The Mesoscale Convective System in the Alps. The area of the most intensive convection is marked by rectangle (left – dark fototon in channel 3). The Earth ground and convective system radiation temperature spatial distribution.



## Konwekcja w chłodnej masie powietrza

Ten rodzaj konwekcji najczęściej związany jest z adwekcjami powietrza arktycznego z sektora północnego nad masyw Karpat i charakteryzuje się dużą intensywnością procesów atmosferycznych. Zachmurzenie komórkowe charakterystyczne dla tej masy powietrza może przybrać formy albo średniej wielkości zachmurzenia *Cumulus* i *Stratocumulus*, przebiegającego w sposób silnie uporządkowany w postaci tak zwanych ulic chmur albo owalnych chmur *Cumulonimbus* szybko przemieszczających się z kolejnymi frontami chłodnymi lub też wymuszonych orograficznie chmur *Cumulonimbus* z kowadłem (*capillatus*), silnie wyciągniętych, zgodnie z kierunkiem adwekcji powietrza (ryc. 27).



Ryc. 27. Rozwój chmur Cb w chłodnej masie powietrza w Karpatach Zachodnich. Konwekcja wymuszona orograficznie: Cb – chmury burzowe *Cumulonimbus*, PA – adwekcja powietrza arktycznego, strzałki – kierunek adwekcji. Obraz poniżej: rozkład temperatur radiacyjnych powierzchni Ziemi i zachmurzenia.

Fig. 27. The development of *Cumulonimbus* cloud in cold air masses in the Carpathians. The convection forced by orography: Cb – *cumulus* cloud, PA – arctic air masses advection, arrows – direction of air masses inflow.

Cechą charakterystyczną zachmurzenia komórkowego w tej masie powietrza jest jej ściśle uporządkowanie w postaci równoległych pasów zachmurzenia, których kierunek jest wyznaczony przez czynniki cyrkulacyjne. W niektórych sytuacjach widać, że komórki *Cumulonimbus* zatrzymywane są przez barierę orograficzną Karpat Zachodnich, natomiast odrębne komórki burzowe powstają wewnątrz łuku Karpat. W sytuacji widocznej na rycinie 27 chmury *Cumulonimbus* przyjmują trójkątne kształty o ostrych i wyraźnych krawędziach i wydłużonych częściach *capillatus*. Wyraźnie zaznacza się tu nawiązanie do orografii i chmury *Cumulonimbus* zaczynają się tworzyć w miejscach, gdzie masyw górski jest wyraźnie wyższy (Karpaty Zachodnie). Sytuacji tej towarzyszą duże prędkości wiatru notowane na stacjach górskich np. Łysa Góra (11787) – 18 m/s, Kasprowy Wierch (12650) – 12 m/s. Sytuacja ta spowodowała lokalne zniszczenia zabudowań mieszkalnych i gospodarskich za sprawą niewielkich rozmiarów wirów powietrza o charakterze trąb powietrznych.

Z przeprowadzonych porównawczych analiz fotointerpretacyjnych wynikają następujące wnioski:

- zachmurzenie konwekcyjne typu orograficznego wykazuje bardzo dobre przestrzenne dopasowanie do przebiegu i zasięgu łańcucha górskiego tak Alp jak i Karpat, przy czym nie ma znaczenia intensywność konwekcji (duże komórki *Cumulonimbus* – małe struktury *Cumulus* – ryc. 23, 24),

- struktury konwekcyjne typu orograficznego interpretowane ze zdjęć NOAA Alp i Karpat, począwszy od małych *Cumulus humilis* po rozbudowane *Cumulonimbus*, w odpowiadających sobie typach są w pełni porównywalne i pozwalają na stwierdzenie, że miejsce ich powstania oraz rozmiar nie są uzależnione od masywności danego górotworu czy jego orografii, ale od warunków,

- zachmurzenie konwekcyjne może przyjmować rozmaite kształty i formy, od najmniejszych kulistych struktur *Cumulus*, poprzez kuliste i owalne chmury *Cumulonimbus*, po silnie wyciągnięte w kształcie trójkąta ostrokątnego struktury *Cumulonimbus* z kowadłem *capillatus*, w pełni porównywalne w obu masywach górskich,

- nawet bardzo lokalne zjawiska konwekcyjne są uporządkowane w ten sam sposób w Alpach i Karpatach. Podobnie jest z konwekcją w chłodnej masie powietrza, gdzie struktury komórkowe wykazują ściśle uporządkowanie w postaci tak zwanych „ulic chmur”: (ang. *street cloud*) w obu masywach górskich (ryc. 25).

Do najistotniejszych cech odróżniających Alpy od Karpat należy konwekcja na froncie chłodnym. Ponadto rozwój i intensywność zjawisk w Alpach jest znacznie większa aniżeli w Karpatach, co jest dostrzegalne np. w procesach tworzenia się mezoskalowych systemów konwekcyjnych. Ze względu na bardzo duże zróżnicowanie przestrzenne występowania komórek burzowych *Cumulonimbus* oraz na zbyt małą ilość przeanalizowanych przypadków nie można określić na tym etapie analiz obszarów najczęstszego występowania tego zjawiska w rejonie Karpat i Alp. Wydaje się, iż niezależnie od przyczyn orograficznych, komórki burzowe mogą powstawać w różnych miejscach i uwarunkowane jest to głównie cyrkulacją atmosfery.

## Kompozycje spektralne dla elementu konwekcja termiczna.

Konwekcja termiczna oraz związane z nią struktury zachmurzenia konwekcyjnego i chmury burzowe należą do najlepiej rozpoznawalnych na obrazach satelitarnych NOAA. Charakterystyczna struktura i tekstura górnych warstw chmur *Cumulonimbus* oraz ich kształt, pozwalają na prawidłową fotointerpretację. Rycina 28 przedstawia sześć kompozycji spektralnych obrazów NOAA letniej konwekcji termicznej i częściowo orograficznej w Karpatach. Obraz I jest kompozycją sumy kanałów widzialnych 1+2, co pozwala na uwypuklenie treści związanych z powierzchnią Ziemi, lecz w tym konkretnym przypadku jest to informacja drugorzędna, albowiem prawie cały obszar Karpat znajduje się w strefie zachmurzenia konwekcyjnego małych i średnich roz-

miarów. Wysokie wartości albedo wypiętrzających się chmur Cumulonimbus (70–90%) powodują, iż dominuje na obrazie jasny, prawie biały fototon. Obrazy II oraz III przedstawiają tę samą sytuację w kanale 3, przy czym obraz II zawiera pełną informację w charakterystycznym dla tego kanału odwróceniu negatywowym barw w stosunku do kanału 2, natomiast obraz III poddany został procedurze zawężenia histogramu. Pozwoliło to na uwypuklenie struktury i tekstury górnych warstw chmur Cb (ciemniejsze i jaśniejsze obszary określające kryształki lodu bądź kropelki wody) oraz na określenie kształtów i rozmiarów prezentowanych na obrazie chmur Cb. Po dokonaniu korekcji atmosferycznej metodą „podwójnego okna” i odpowiednim zawężeniu histogramu (obraz IV) można odczytać temperatury radiacyjne w obrębie każdej z komórek Cb i na tej podstawie wnioskować o obszarach najintensywniejszej konwekcji (kolor czerwony). Kompozycja różnicy kanałów 5–4 (obraz V) pozwala natomiast na ustalenie zasięgów półtransparentnych chmur *Cirrus* (ciemny fototon) zbudowanych z kryształków lodu (*Cb capillatus*) oraz tych części chmur Cb, które zbudowane są z kropelek wody (ciemniejszy, prawie czarny fototon). Kompozycja RGB, dzięki dobrym kontrastom kolorystycznym, pozwala na precyzyjne wyróżnianie powierzchni Ziemi (zielony), słabej konwekcji z chmurami Cu *hum* (biały, małe rozmiary), chmur Cb (biały, duże rozmiary) oraz zachmurzenia *Cirrus* (niebieskawy). Obszar zakreślony okręgiem z numerem 2 przedstawia zespół chmur CB uwarunkowanych orograficznie przez przebieg głównej grani Karpat Wschodnich (linia przyrywana na obrazie VI).

## Podsumowanie

Analiza struktury przestrzennej omawianych w artykule trzech elementów pogody w Alpach i Karpatach pozwoliła na sformułowanie wniosków, które dotyczą:

- zróżnicowania przestrzennego zjawisk towarzyszących każdemu z analizowanych elementów,
- dynamiki przemieszczania się stref frontalnych nad masywami Alp i Karpat,
- deformacji ich przebiegu, bądź jej braku, w zależności od orografii masywu,
- podobieństw i różnic w ukształtowaniu charakterystycznych struktur zachmurzenia dla każdego z elementów pogody w górach,
- metodyki w zakresie analiz fotointerpretacyjnych i kombinacji pomiędzy kanałami spektralnymi NOAA,
- jakościowo nowych informacji, niedostępnych z obserwacji naziemnych,
- dalszego wykorzystania informacji satelitarnej NOAA w klimatologii.

## Deformacje stref frontalnych

We wszystkich analizowanych przypadkach przemieszczających się przez Alpy frontów atmosferycznych zaznacza się mniejsza lub większa deformacja lub modyfikacja ich przebiegu uzależniona od orografii masywu.

Największym deformacjom podlegały fronty chłodne i ciepłe, najmniejszym natomiast fronty okluzji. Fronty ciepłe przemieszczające się przez masyw Alp z kierunków południowych ulegają specyficznym deformacjom przy zetknięciu z barierą orograficzną Alp. Część frontów bariery Alp nie przekracza i podlega znacznym zmianom w kształt łuku, którego końce skierowane są na południe.

Na podstawie przeanalizowanych przypadków przemieszczania się frontów atmosferycznych nad Karpatami stwierdzono brak deformacji którejkolwiek ze stref zachmurzenia frontального. Niemniej jednak w strukturze przestrzennej zachmurzenia, w niektórych przypadkach, zaznacza się przebieg grani głównej. Dodatkowo, masyw Karpat Zachodnich modyfikuje kierunki przepływu chłodnych mas powietrza napływających z sektora północnego. W niektórych przypadkach (np. przy szybkiej adwekcji powietrza arktycznego) przypuszczalnie dochodzi nawet do częściowej blokady orograficznej jego przepływu i powstania sytuacji fenu północnego wraz z luką fenową po stronie zawietrznej.

Masywność górotworu w przypadku frontów okluzji nie ma wpływu na struktury i przebieg zachmurzenia nad nimi. Nie zaobserwowano zasadniczych deformacji frontu okluzji przy przechodzeniu przez masywy górskie Alp i Karpat. Natomiast masywy górskie jak np. Alpy stanowią znaczącą przeszkodę na drodze ruchu wirów cyklonalnych. Wiry lokalne, jeżeli powstaną, opływają po bokach masyw Alp, w przeciwieństwie do Karpat, gdzie ze względu na ich stosunkowo niedużą wysokość często przemieszczają się bezpośrednio nad nimi.

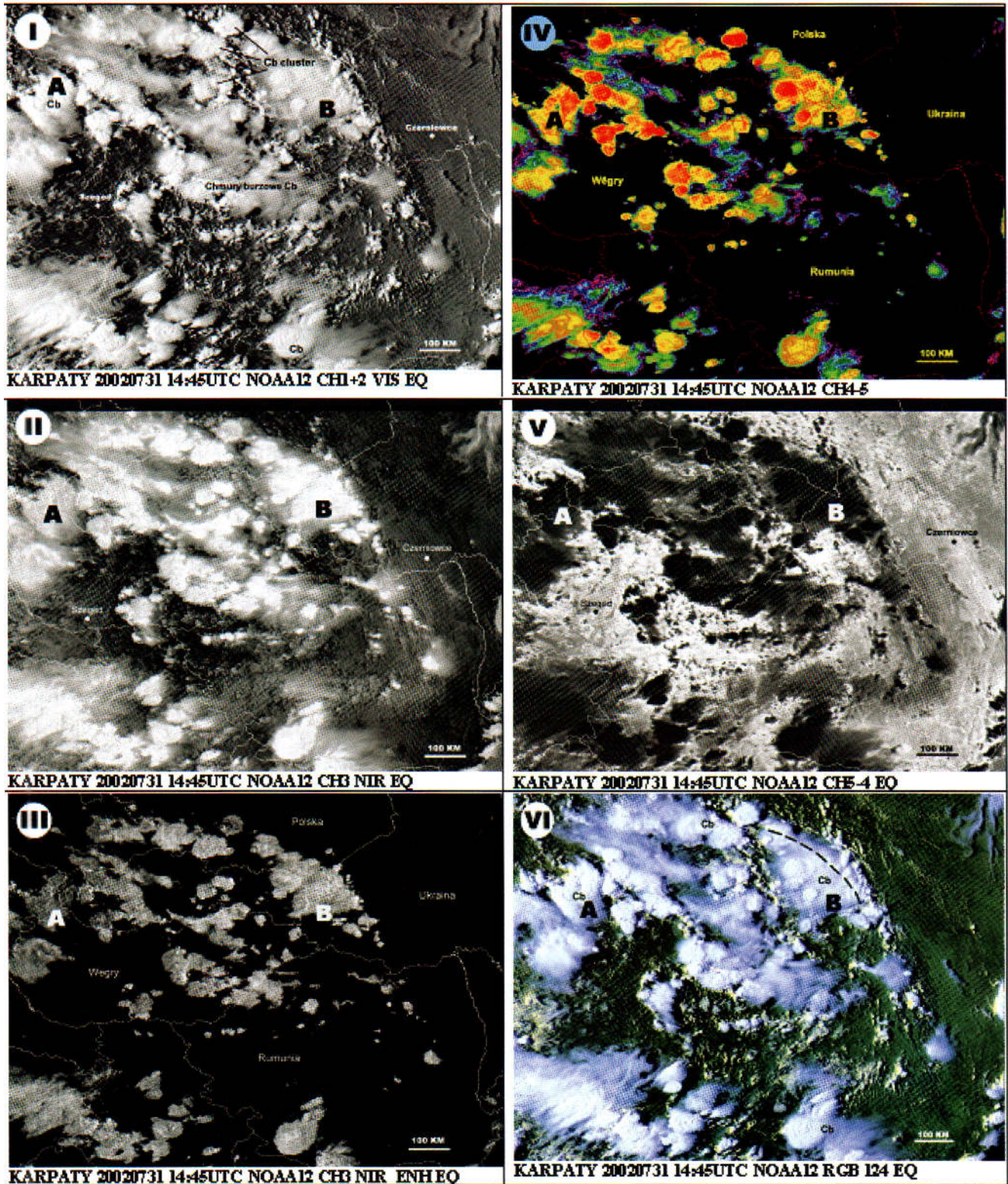
## Zróżnicowanie przestrzenne zjawisk.

### Ukształtowanie struktur zachmurzenia

Przeprowadzone prace fotointerpretacyjne wskazują na występowanie licznych podobieństw wynikających ze sposobu kształtowania wału fenowego przez bariery górskie Alp i Karpat. W obu przypadkach ściśle nawiązuje on do przebiegu głównej grani górskiej. Wał fenowy najczęściej tworzy się w wewnętrznej części łuku Karpat Zachodnich i Wschodnich, w strefie ich najbardziej południkowego przebiegu oraz po południowej stronie Karpat Południowych. W większości przypadków zjawiskom fenowym towarzyszy zachmurzenie falowe, mniej lub bardziej wyraźne.

Zachmurzenie konwekcyjne typu orograficznego wykazuje bardzo dobre przestrzenne dopasowanie do przebiegu i zasięgu łańcucha górskiego tak Alp jak i Karpat, przy czym nie ma znaczenia intensywność konwekcji (duże komórki *Cumulonimbus* – małe struktury *Cumulus*). Struktury konwekcyjne typu orograficznego interpretowane z obrazów NOAA Alp i Karpat, w odpowiadających sobie typach, są w pełni porównywalne i pozwalają na stwierdzenie, że miejsce ich powstania oraz rozmiar nie są uzależnione od masywności danego górotworu czy jego orografii, ale od warunków cyrkulacyjnych.





Ryc. 28. Kompozycje spektralne obrazów satelitarnych NOAA przedstawiające konwekcję termiczną w Karpatach. Przypadek P32-03: Cb, Cb cluster – chmury burzowe *Cumulonimbus*, A – komórka burzowa powstała w wyniku konwekcji termicznej, B – zespół komórek burzowych powstałych w wyniku konwekcji orograficznej, linia przerywana – orientacyjny przebieg grani Karpat Wschodnich.

Fig. 28. The spectral channels compositions of NOAA satellite images which present thermal convection in Carpathians. Case study P32-03: Cb cluster – *Cumulonimbus* cloud, A – Cb cluster developed by thermal convection, B – Cb complex developed by orographic convection, dashed line – rough line of the East Carpathians main range.



### Metodyka satelitarnych opracowań elementów pogody

Stosowanie kombinacji pomiędzy kanałami spektralnymi radiometru AVHRR pozwala na uzyskanie jakościowo nowych informacji o elementach pogody w górach i jest nieodzowne w pierwszym etapie analiz dla potrzeb właściwej selekcji i poprawnej interpretacji obrazów NOAA. Uwagę zwraca bardzo duża rola kanału spektralnego 3A i 3B, a w szczególności jego możliwości w zakresie:

- rozróżniania zasięgów mgieł i chmur *Stratus* oraz pokrywy śnieżnej i lodowej,
- określenia miejsc najintensywniejszej konwekcji w chmurach *Cumulonimbus*,
- rozróżniania obszarów w chmurach zbudowanych z kryształków lodu i kropelek wody,
- rozróżniania zasięgów zachmurzenia pięter wysokiego i średniego występujących obok siebie, a w szczególności do fotointerpretacji zachmurzenia falowego,
- rozpoznawania smug kondensacyjnych (ciemny fototon) na tle zwartej pokrywy zachmurzenia o jednakowej strukturze,
- określania struktury i tekstury górnych warstw zachmurzenia piętra średniego w strefie okluzji.

Właściwe zrozumienie treści obrazu satelitarnego NOAA w ujęciu synoptycznym wymaga często odniesienia go do sekwencji obrazów METEOSAT. W analizach z zakresu klimatologii satelitarnej informacja satelitarna METEOSAT może służyć jako dodatkowe źródło informacji. Poprawna analiza elementów pogody wymaga odniesienia się do pomiarów naziemnych. Zestawienie informacji satelitarnej NOAA z obserwacjami na stacjach synoptycznych, wsparte dodatkowo kombinacjami pomiędzy kanałami spektralnymi pozwala na uzyskanie pełnej informacji o badanym zjawisku.

Do jakościowo nowych wiadomości, które można interpretować z obrazów satelitarnych NOAA, a które niemożliwe są do zaobserwowania na naziemnych stacjach meteorologicznych zaliczyć należy:

- sposób deformacji wstęg chmurowych w każdym z rodzajów frontów atmosferycznych w zależności od analizowanego masywu górskiego,
- zasięgi i struktury towarzyszącego im zachmurzenia,
- układy i zasięg zachmurzenia typu *Cirrus* modyfikowany orograficznie oraz w strefach frontalnych o dużej niestabilności,
- zasięgi przestrzenne występowania takich zjawisk jak: wał fenowy, luki fenowe, oddziaływanie wiatru fenowego po stronie zawietrznej czy obszary objęte inwersją termiczną,
- intensywność fali orograficznej i jej rozmiary,
- strefy w zachmurzeniu konwekcyjnym o największej intensywności i zarazem największym prawdopodobieństwie wystąpienia opadu z uwzględnieniem jego rodzaju (śnieg, deszcz).

### Wykorzystanie informacji satelitarnej w klimatologii

Poznanie struktury przestrzennej wybranych zjawisk klimatycznych w górach posiada nie tylko znaczenie metodyczne ale i praktyczne. Umiejętność rozpoznawania na zdjęciach satelitarnych konkretnych oznak prowadzących do powstania ekstremalnych zjawisk klimatycznych może być pomocne przy ich przewidywaniu. 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 wyznaczyć można obszary o niekorzystnych dla gospodarki warunkach klimatycznych (np. częste inwersje temperatury lub występowanie mgieł). Stworzone na tej podstawie mapy rozkładu 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.

Należy także zwrócić uwagę na możliwość prowadzenia 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 modeli, które są 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.

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.
- Barry R.G., 1992, *Mountain Weather and Climate*, 2nd edition, Routledge Physical Environmental Series. London–New York.
- Barrett E.C., 1974, *Climatology from Satellites* London: Methuen.
- Barrett E.C., Martin D.W., 1981, *The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring*, Academic Press.
- Bendix J., Bachmann M., 1991, *Operational Detection of fog in the Alpine region by means of Advanced Very High Resolution AVHRR imagery of NOAA-satellites*, 5th AVHRR Data Users Meeting, Tromsø, Norway, 25–28 June 1991 (Darmstadt, Germany: EUMETSAT).
- 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.
- Bunsch-Makarewicz Z., Feleksy-Bielak M., 1978, *O możliwości wprowadzenia informacji ze zdjęć satelitarnych do ilościowej prognozy opadu deszczu dla obszaru Polski Południowej*, Materiały Badawcze, IMGW, Warszawa.
- Bunsch-Makarewicz Z., Feleksy-Bielak M., 1979, *Zastosowanie satelitarnych zdjęć w podcierwieni do prognoz opadu*, Materiały Badawcze Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Bunsch-Makarewicz Z., Oleksy I., 1980, *Koncepcja obiektywnej analizy cyfrowej formy obrazu chmur na zdjęciach satelitarnych*, Przegląd Geofizyczny, Rocznik XXV(XXXIII).
- Bunsch-Makarewicz Z., Dyras I., 1987, *Description of cloud features in terms of statistical parameters of digital satellite pictures*, Acta Geophysica Polonica, Vol. XXXV, no 3, 299–312.
- Carleton A., 1991, *Satellite Remote Sensing in Climatology*, CRC Press, London.
- CGMS Eumetsat for Cordination Group for Meteorological Satellite. Directory of meteorological Satellite Applications - CD-Rom.
- Cihlar J., A. Belward, Y. Govaerts, 1999, *Meiosat Second Generation opportunities for Land Surface Research and Applications*, EUMETSAT Scientific Publications, Ed. by EUMETSAT.
- Ciołkosz, A., Kęsik, A., 1989, *Teledetekcja Satelitarna*, PWN, Warszawa.
- Ciołkosz A., Miszalski J., Olędzki J.R., 1999, *Interpretacja zdjęć lotniczych*. PWN. Warszawa.
- Dyras I., Serafin-Rek D., 200, *The Use of AMSU Data from NOAA-KLMN Satellites for Precipitation Intensity Estimation*, Proceedings, EUMETSAT – IMWM Training Course Proceedings - „From MTP to MSG – where are We and where are We going?”, 18–20 VI 2001, Kraków, 65–74.
- Goodrum G., Kidwell K.B., Winston W., 1998, *NOAA KLM user's guide*. In Internet. <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/html>
- Gutman G., Tarpley D., Ignatov A., 1995, *Derivation of Land Characteristics from AVHRR for Application to Global Hydrology*, Proc. Conference on Hydrology, 15–20 I 1995, Dallas, Texas.
- Gurney R.J. (ed.), Foster J.L., Parkinson C.L., 1993, *Atlas of satellite observation related to global change*. Cambridge University Press.
- Karlsson K.G., 1997, *An Introduction to Remote Sensing in Meteorology*, SMHI, pp. 315
- Karlsson, K.G., 2000, *Mean cloud conditions in Scandinavia during the last decade derived from high-resolution NOAA AVHRR data*, Proc. 2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conference, Bologna, 29 May–2 June, EUM P 29, 594–600.
- Kastner M., Kriebel K.T., 2001, *Alpine cloud climatology using long-term NOAA-AVHRR satellite data*. Theoretical Applied Climatology 68, Springer – Verlag, 175–195.
- Kerényi, J., Szenyán, I.G., Putsay, M., Wantuch, F., 1995, *Cloud detection on a threshold technique for NOAA/AVHRR images for the Carpathian Basin*. Proceedings of the 1995 Meteorological Satellite Data Users' conference, Winchester, United Kingdom, 4–8 Sept. 1995, 565–569.
- Kidder S.Q., Vonder Haar T.H., 1995, *Satellite Meteorology. An Introduction*, Academic Press, London, pp.499.
- Klejnowski R., (red.), Bunsch-Makarewicz Z., Dyras I., Jakubiak B., Klejnowska E., Konca K., Liszewska M., Parfniewicz J., Serafin-Rek D., Wojtach A., 1987, *Metody satelitarne w meteorologii*, Warszawa, Dowództwo Wojsk Obrony Powietrznej Kraju.
- Kurz, M., 1996 *Numerical forecasts of cold front passages north of the Alps*. Proceedings of the 24th International Conference on Alpine Meteorology, ICAM 96, Bled, Lublana.
- Kurz, M., 2000, *Diagnosis of Alpine lee Cyclogenesis – A Complete Picture*. Proceedings of 26th International Conference on Alpine Meteorology ICAM, 11–25 September 2000, Innsbruck.
- Manual of Synoptic Satellite Meteorology*. Part I – *Conceptual Model*, Part II – *Case studies*. 2001. Version 3.0 KNMI, ZAMG supported by EUMETSAT, 2 CD.
- Niedzwiedz T. (red.), 2004, *Słownik meteorologiczny*. Polskie Towarzystwo Geofizyczne.
- Olędzki J.R., 1993, *Rozwój teledetekcji satelitarnej i jej zastosowania w badaniach środowiska geograficznego (I) - Satelity meteorologiczne*. Przegląd Geofizyczny, T. 38, zeszyt 2, str. 137–150, (II) – *Satelity do badań powierzchni Ziemi*, Przegląd Geofizyczny, t. 38, z. 3–4, 223–240.
- Rao P.K., Holmes S.J., Anderson R.K., Winston J.S., Lehr P.E., 1990, *Weather Satellites: Systems, Data and Environmental Applications*. American Meteorological Society. Boston.
- Rossov, W.B., Walker, A.W., Beuschel, D., Roitier, M., 1996, *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): Description of new cloud data sets*, WMO/TD-No. 737, World Climate Research Programme (ICSU and WMO), Geneva.
- Rymarz Cz. (red.), Jasiński J.M., Kroszczyński K., Winnicki I., 1999, *Satelitarne obrazy procesów atmosferycznych kształtujących pogodę*. Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa.
- Scorer R. S., 1986: *Cloud Investigation by Satellite*. Ellis Horwood Series Environmental Science. Ellis Horwood Limited Publishers. New York.
- Setvak M., 2001, *Satellite observations of convective storms*. EUMETSAT training course “From MTP to MSG - where are we and where are we going” Kraków, 18–20 June 2001.
- Stachlewski, Zubek, 1985, *Satelitarne badania Ziemi*. Seria biblioteka problemów. PWN. Warszawa.
- Stephens G.L., 1994, *Remote Sensing of the lower atmosphere. An introduction*. New York, Oxford University Press.
- Struzik P., 1995, *Snow cover detection using AVHRR/NOAA satellite information*, Proc. Meteorological Satellite Users' Conf., 4–9 IX 1995, Winchester, Anglia, 185–192.
- Struzik P., Wieżik B., 1995, *Application of Satellite Information for Effective Rainfall Determination*, Hydrological Processes in the Catchment - Proc. Int. Conf. 24–26 Apr 1995, Cracow, University of Technology, 179–188.
- Struzik P., Sikorski K., 1997, *Determination of Soil Surface Layer Temperature, on the Area of Poland, Using AVHRR/NOAA Satellite Information*, Acta Academiae Agriculturae et Technicae Olsstenensis, No. 27, Olsztyn, 25–36.
- Struzik P., 1998, *Zastosowanie informacji satelitarnej AVHRR/NOAA do badania zjawiska miejskiej wyspy ciepła*, Acta Uni-

- versitatis Lodziensis, z. 3, Folia Geographica Physica, Uniwersytet Łódzki, 161–171.
- Struzik P., 1999, *Zastosowanie informacji satelitarnej AVHRR/NOAA do klasyfikacji rodzaju pokrycia terenu*, Materiały badawcze IMGW, Seria: Hydrologia i Oceanologia, nr 25, Warszawa.
- Struzik P., 2000, *The use of satellite and ground measurements for radiation budget analysis*, Proc of The Satellite Data User's Conference, Kopenhaga 6–9 IX 1999, Eumetsat, 215–225.
- Struzik, P., Widawski, A., 2001, *Analiza stanu roślinności w Polsce w 2000 roku w świetle informacji satelitarnej NOAA/AVHRR*. Annales Universitatis Mariae Curie – Skłodowska, Lublin – Polonia. Vol.LLV/LVI, 38 Sectio B, 309–319.
- Trepińska, J., 2002, *Górskie klimaty*. Wyd. Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego. Monografie, tom 20. Kraków.
- Wahl L., 1997, *Etude de la dynamique spatio-temporale des brouillards de rayonnement au sein du Fosse Rhenan meridional a l'aide d'images NOAA-AVHRR*. These de Doctorat de L'université Louis Pasteur. Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques. Strasburg.
- Zwatz-Meise V., 1987, *Satellitenmeteorologie*, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-NewYork-London-Paris-Tokyo.



Dr Artur Widawski (ur. 1969), geograf, pracuje na stanowisku adiunkta w Katedrze Klimatologii Uniwersytetu Śląskiego kierowanej przez prof. dr hab. Tadeusza Niedźwiedzia. Od grudnia 1999 roku kierownik Pracowni Odbioru i Interpretacji Zdjęć Satelitarnych działającej przy stacji satelitarnej NOAA HRPT. Specjalizuje się w problematyce meteorologii i klimatologii satelitarnej obszarów górskich, a w szczególności Karpat. Przewodzi badania z zakresu analiz długoletnich ciągów pomiarowych elementów meteorologicznych w Karpatach z szczególnym uwzględnieniem sytuacji fenowych oraz rozkładu czasowego i przestrzennego zachmurzenia fałowego. Analizy fotointerpretacyjne obrazów satelitarnych NOAA AVHRR, w poszczególnych kanałach spektralnych w dłuższych okresach obserwacyjnych, opracowuje za pomocą geograficznych systemów informacyjnych. Adres do korespondencji: Pracownia Odbioru i Interpretacji Zdjęć Satelitarnych, Katedra Klimatologii, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60, pok. 207N. Telefon: (32) 3689-478, e-mail: widawski@wnoz.us.edu.pl lub widawski@op.pl