

UNIWERSYTET WARSZAWSKI
WYDZIAŁ FIZYKI

Sylwester Arabas
Nr albumu: 211015

**Mikrofizyczne własności
pływkich chmur konwekcyjnych
– studium eksperymentu RICO**

**Praca magisterska
na kierunku Fizyka
w zakresie Fizyki Atmosfery**

Praca wykonana pod kierunkiem
dr hab. Hanny Pawłowskiej, prof. UW
w Zakładzie Fizyki Atmosfery Instytutu Geofizyki UW

Warszawa, 12 czerwca 2008

Oświadczenie kierującego pracą

Oświadczam, że niniejsza praca została wykonana pod moim kierunkiem i stwierdzam, że spełnia ona warunki do przedstawienia jej w postępowaniu o nadanie tytułu zawodowego.

Data i podpis kierującego pracą

Oświadczenie autora pracy

Świadom odpowiedzialności prawnej oświadczam, że niniejsza praca dyplomowa została napisana przeze mnie samodzielnie i nie zawiera treści uzyskanych w sposób niezgodny z obowiązującymi przepisami.

Oświadczam również, że przedstawiona praca nie była wcześniej przedmiotem procedur związanych z uzyskaniem tytułu zawodowego w wyższej uczelni.

Oświadczam ponadto, że niniejsza wersja pracy jest identyczna z załączoną wersją elektroniczną.

Data i podpis autora pracy

Streszczenie

Mikrofizyczne właściwości płytowych chmur konwekcyjnych, takie jak koncentracja i rozmiar kropel chmurowych, opisano na podstawie analizy wyników lotniczych pomiarów *in-situ*, podczas kampanii pomiarowej *RICO*, w chmurach cumulus strefy pasatowej Chmury te występują na obszarze ok. 30% powierzchni Ziemi. Ich właściwości, determinowane przez strukturę mikrofizyczną, wpływają na bilans energetyczny atmosfery. Interpretacja wyników analiz odnosi się do procesów wzrostu kondensacyjnego kropel, mieszania powietrza chmurowego z otoczeniem, oddziaływania chmury z promieniowaniem. Analizowano również wpływ fizycznych podstaw działań przyrządów na rozbieżności we wskazaniach pomiędzy różnymi instrumentami.

Słowa kluczowe

mikrofizyka płytowych chmur konwekcyjnych strefy pasatowej, pomiary lotnicze, eksperyment RICO

Dziedzina pracy (kod wg programu Socrates-Erasmus)

1100-MGR-FZ-GFA

Tytuł i streszczenie pracy w języku angielskim

Microphysical properties of shallow convective clouds - the RICO case study

Abstract

Microphysical properties of shallow convective clouds, such as droplet concentration and size, are described on the basis of an analysis of airborne *in-situ* measurements, carried out during the *RICO* campaign, in trade-wind cumuli. Trade-wind cumulus regimes cover up to 30% of the area of the Earth. Cloud characteristics, determined by their microphysical structure, influence the energy budget of the atmosphere. Presented results are interpreted in relation to the processes of condensational growth of cloud droplets, mixing of cloud-air with environment, interaction of cloud with radiation. Reflection of the physical phenomena employed in the measurements in the discrepancies between readouts from different sensors is also discussed.

Keywords

microphysics of trade-wind cumuli, airborne measurements, RICO campaign

Spis treści

Wstęp	7
Podziękowania	9
Rozdział 1. Elementy opisu matematycznego mikrofizyki chmur	11
1.1. Mikrofizyczny opis kropel w chmurze	11
1.2. Elementy opisu termodynamicznego, model gazu doskonałego	12
1.3. Stan nasycenia i przemiana fazowa wody	13
1.4. Niezależny od czasu model wyizolowanej <i>cząstki</i> atmosfery w jednym wymiarze przestrzennym . .	13
1.5. Mieszanie powietrza chmurowego z otoczeniem	14
Rozdział 2. Wybrane przyrządy do pomiarów <i>in-situ</i> własności mikrofizycznych chmur	15
2.1. Lotnicze pomiary mikrofizyczne wody chmurowej i opadowej	15
2.1.1. Pomiary optyczne rozpraszania na pojedynczych kropelkach chmurowych	16
2.1.2. Pomiary optyczne rozpraszania na zbiorze kropel chmurowych	19
2.1.3. Pomiary optyczne kropel mżawki i małych kropel opadowych	22
2.1.4. Pomiary kalorymetryczne	23
2.2. Lotnicze pomiary podstawowych wielkości meteorologicznych	24
2.2.1. Pomiary temperatury	24
2.2.2. Pomiary ciśnienia i prędkości powietrza	26
2.2.3. Pomiary wilgotności	27
Rozdział 3. Pomiary lotnicze chmur cumulus strefy pasatowej podczas kampanii <i>RICO</i>	29
3.1. Podstawowe informacje o kampanii	29
3.2. Klimat rejonu eksperymentu	30
3.3. Powiązane kampanie pomiarowe	31
3.4. Analiza danych pomiarowych z eksperymentu <i>RICO</i>	34
3.4.1. Uzasadnienie podjęcia analiz	34
3.4.2. Źródła danych wykorzystanych do analizy	34
3.4.3. Metodologia analizy statystycznej	35
3.4.4. Porównanie wyników pomiarów <i>in-situ</i> wody chmurowej z różnych instrumentów	37
3.4.5. Charakterystyka koncentracji kropel chmurowych	41
3.4.6. Analiza szerokości widma kropel	42
3.4.7. Analiza stopnia zmieszania powietrza chmurowego z otoczeniem	43
3.4.8. Analiza promienia efektywnego kropel	44
Podsumowanie	47
Dodatek A. Publikacja konferencyjna Arabas et al., 2008	49
Lista symboli	55
Bibliografia	57
Spis rysunków	61
Skorowidz nazwisk	63
Skorowidz rzeczowy	65

Wstęp

W przedstawionej pracy magisterskiej opisane są mikrofizyczne własności płytowych chmur konwekcyjnych, na przykładzie cumulusów strefy pasatowej. Strefa występowania tego typu zachmurzenia obejmuje 30% powierzchni Ziemi, przez co mimo niewielkiego stopnia pokrycia nieba (20 – 40%), pełni istotną rolę w kształtowaniu albeda Ziemi. Transport ciepła towarzyszący opadowi i ewolucji zachmurzenia wpływa na bilans energetyczny oceanu i warstwy granicznej atmosfery. Bilans ten, poprzez cyrkulację Hadleya, wpływa na kształtowanie warunków atmosferycznych również w wyższych warstwach atmosfery i wyższych szerokościach geograficznych.

Wielkoskalowe procesy związane z oddziaływaniami promieniowania słonecznego z chmurami oraz bilans energetyczny warstwy granicznej atmosfery, determinowane są przez strukturę dynamiczną i termodynamiczną chmur nawet w skali porównywalnej do rozmiaru kropli wody chmurowej. Poznanie własności mikrofizycznych chmur umożliwia opis oddziaływania zachmurzenia z promieniowaniem słonecznym oraz mechanizmów powstawania opadu. Informacje te wykorzystywane są m.in. do reprezentacji zjawisk towarzyszących konwekcji w numerycznych modelach klimatu. Jednym z kluczowych zadań tych modeli jest oszacowanie wpływu działalności człowieka na klimat kuli ziemskiej.

Praca zawiera opis podstawowych własności mikrofizycznych badanych chmur, w szczególności koncentracji i rozmiarów kropel chmurowych. Zmienność tych parametrów analizowana jest w odniesieniu do takich procesów, jak kondensacyjny wzrost kropel czy mieszanie powietrza chmurowego z otoczeniem.

Praca podzielona jest na trzy rozdziały. W pierwszym wprowadzone są elementy opisu matematycznego procesów zachodzących w chmurach. W drugiej części wprowadzone wcześniej pojęcia odniesione są do wielkości mierzalnych – przedstawiony jest zarys wybranych technik pomiarowych wykorzystywanych do zbierania danych o mikrofizycznych własnościach chmur. W trzecim rozdziale zawarty jest opis autorskiej analizy danych pomiarowych, zebranych podczas lotów badawczych w rejonie archipelagu Antyli na zachodnim Atlantyku, w czasie eksperymentu RICO. Prezentacja wyników poprzedzona jest opisem klimatu rejonu eksperymentu oraz historii lotniczych badań atmosfery w tym rejonie.

W Dodatku A załączony jest referat zaakceptowany do wygłoszenia na konferencji *15th International Conference on Clouds and Precipitation*, która odbędzie się w lipcu 2008 br. w Meksyku. Częścią wystąpienia będzie prezentacja wybranych wyników analiz przedstawionych w niniejszej pracy.

Podziękowania

Praca ta powstała pod kierunkiem i z inspiracji prof. UW dr hab. Hanny Pawłowskiej, której dziękuję za poświęconą mi uwagę. Za cenne rady dziękuję również dr. hab. Wojciechowi Grabowskiemu¹.

W zdobyciu informacji o instrumentach do pomiarów lotniczych pomogli mi dr Wolfgang Junkermann² oraz Thierry Bourrianne i dr Frederic Burnet³.

Dane źródłowe do analiz zostały przygotowane przez *Météo-France* oraz *NCAR Research Aviation Facility (RAF)*. Pomocy podczas pracy z danymi udzielili mi Ron Ruth i Allen Schanot z *NCAR RAF*.

Wiedzę z zakresu doświadczalnej fizyki atmosfery poszerzyłem podczas trwającego w sumie dziesięć tygodni udziału w pomiarach lotniczych, który był współfinansowany w ramach projektów EUFAR⁴, ACCENT⁵ i CESSAR⁶. Prace nad analizą danych były wykonane w ramach projektu EUCAARI⁷.

Doceniam pracę zespołu zaangażowanego w rozwój wolnego oprogramowania *GNU Data Language*, które było użyte do analizy danych pomiarowych.

¹ National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder, Colorado, Stany Zjednoczone

² Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Garmisch-Partenkirchen, Niemcy

³ Météo-France, Tuluza, Francja

⁴ European Fleet for Airborne Research (EUFAR), w ramach 6. Programu Ramowego Unii Europejskiej

⁵ Atmospheric Composition Change the European Network of Excellence (ACCENT), w ramach 6. Programu Ramowego Unii Europejskiej

⁶ Centre of Excellence in Small Scale Atmospheric Research (CESSAR), Zakład Fizyki Atmosfery Instytutu Geofizyki Uniwersytetu Warszawskiego, w ramach 5. Programu Ramowego Unii Europejskiej

⁷ European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions (EUCAARI), w ramach 6. Programu Ramowego Unii Europejskiej



Ryc. 1. Spektrometr kropel chmurowych *Fast-FSSP* przymocowany pod skrzydłem samolotu SAFIRE ATR-42 (lot badawczy nad Holandią, 2008; fot. autor)

Rozdział 1

Elementy opisu matematycznego mikrofizyki chmur

Chmura to widzialne skupisko mikroskopijnych cząstek ciekłych bądź stałych (kropel wody lub kryształów lodu) w atmosferze ziemskiej, unoszonych prądami powietrza lub powoli opadających (Malinowski, 2001). Opis matematyczny procesów związanych z obecnością chmur w atmosferze łączy w sobie termodynamikę i hydrodynamicę.

1.1. Mikrofizyczny opis kropel w chmurze

W mikroskali, woda w fazie ciekłej zawarta w chmurze, rozpatrywana jest jako zbiór sferycznych kropel. Rozmiar każdej z kropel opisywany jest promieniem r . Koncentrację kropel chmurowych o promieniu $r \in (r, r + dr)$ oznaczono $n(r)dr [m^{-3}]$, gdzie $n(r) [m^{-4}]$ to gęstość rozkładu rozmiarów kropel. Całkowita koncentracja kropel chmurowych o promieniach $r \in (a, b)$, N oraz k-ty moment statystyczny rozkładu $\bar{r^k}$ zdefiniowano jako:

$$N = \int_a^b n(r)dr \quad (1.1)$$

$$\bar{r^k} = \frac{1}{N} \int_a^b n(r)r^k dr \quad (1.2)$$

Wodę w chmurze można podzielić się, wykorzystując orientacyjne kryterium rozmiaru kropel, na (Glickman, 2000):

wodę chmurową

- krople o promieniach mniejszych od $100\mu m$,
- koncentracjach rzędu $100 - 1000 cm^{-3}$,
- unoszące się w powietrzu,
- których wzrost odbywa się głównie przez kondensację pary wodnej;

mżawkę

- krople o promieniach $100-250\mu m$,
- koncentracjach rzędu $100 l^{-3} = 0,1 cm^{-3}$,
- opadające w przybliżeniu z kierunkiem wiatru z prędkościami (zależnymi od rozmiaru) rzędu $1 m/s$,
- dla których wzrost kondensacyjny jest mało wydajny, a istotną rolę zaczynają odgrywać procesy łączenia się kropel;

wodę opadową

- krople o promieniach większych od $250\mu m$, sięgających kilku milimetrów,
- koncentracjach rzędu $100 m^{-3} = 0,1 l^{-3}$,
- opadające z prędkościami rzędu $10 m/s$,
- oddziałujące mechanicznie z innymi kroplami w chmurze poprzez zderzenia, które mogą prowadzić do wzrostu kropel przez koalescencję – łączenie się kropel.

Wykorzystując momenty statystyczne rozkładu promieni kropel definiuje się wodność chmury LWC , powierzchnię całkowitą kropel chmurowych PSA oraz promień efektywny r_{eff} :

$$LWC = N\rho_w \frac{4}{3}\pi\bar{r}^3 \quad (1.3) \quad PSA = N4\pi\bar{r}^2 \quad (1.4) \quad r_{eff} = \frac{\bar{r}^3}{\bar{r}^2} \quad (1.5)$$

(ang. Liquid Water Content, Particle Surface Area). W warunkach atmosferycznych woda jest w przybliżeniu nieściśliwa (gęstość $\rho_w \approx const$).

1.2. Elementy opisu termodynamicznego, model gazu doskonałego

Opis termodynamiczny powietrza oparty jest na pojęciach definiujących układ termodynamiczny, charakteryzowany przez objętość V , liczbę moli \mathcal{N} i entropię S . Funkcją tych trzech parametrów jest energia wewnętrzna $U = U(S, V, \mathcal{N})$, której pochodnymi są temperatura $T = \frac{\partial U}{\partial S}|_{V, \mathcal{N}}$, ciśnienie $p = -\frac{\partial U}{\partial V}|_{S, \mathcal{N}}$ i potencjał chemiczny $\mu = \frac{\partial U}{\partial \mathcal{N}}|_{S, V}$.

Ze względu na występujące w troposferze – najniższej warstwie atmosfery – gęstości i temperatury gazów, uzasadnione jest traktowanie powietrza jako gazu doskonałego. Gaz doskonały to model płynu złożonego z cząsteczek, których oddziaływanie wzajemne są prawie zaniedbywalne (tzn. oddziaływanie te są dostatecznie silne, by umożliwić cząsteczkom wymianę energii, a pod każdym innym względem można je zaniedbać, Reif, 1964). Dla gazu doskonałego obowiązują:

$$pV = NRT \quad \text{równanie stanu gazu doskonałego (Clapeyrona)} \quad (1.6)$$

$$u = u(T) = c_v T \quad (1.7)$$

$$h = h(T) = c_p T \quad (1.8)$$

gdzie $R = k_b N_A$ to uniwersalna stała gazowa (k_b – stała Boltzmanna, N_A – liczba Avogadra), c_v i c_p to odpowiednio ciepła właściwe przy stałej objętości i stałym ciśnieniu, a u i h to energia wewnętrzna na jednostkę masy i entalpia właściwa.

Z punktu widzenia mikrofizyki chmur wygodne jest rozpatrywanie powietrza jako mieszaniny powietrza suchego i pary wodnej. Dla mieszaniny dwóch gazów doskonałych o temperaturze T , równanie stanu spełnione jest dla każdego składnika z osobna ($RT\mathcal{N}_i = p_i V_i$) oraz dla sumy ($RT \sum_i \mathcal{N}_i = pV$) składników (indeksy i odpowiadają składnikom mieszaniny). Taki warunek nakłada wiąz na definicję ciśnienia i objętości dla poszczególnych składników lecz nie determinuje ich jednoznacznie. Jednoznaczną definicję uzyskuje się np. zakładając dodatkowo, znany pod nazwą prawa Daltona, związek pomiędzy ciśnieniami parcjalnymi p_i poszczególnych składników¹:

$$p = \sum_i p_i \Leftrightarrow V = V_i \quad (1.9)$$

Poza powietrzem suchym ($i = a$) i parą wodną ($i = v$), w powietrzu znajduje się woda ciekła ($i = c$). Proporcje składników w mieszaninie można zdefiniować wprowadzając masowe stosunki zmieszania dla poszczególnych składników:

$$r_{v,c} = \frac{\rho_{v,c}}{\rho_a}$$

lub wilgotność właściwą q_v oraz wodność właściwą q_c :

$$q_{v,c} = \frac{\rho_{v,l}}{\rho_a + \rho_v} = \frac{\rho_{v,l}}{\rho_{a+v}} = \frac{r_{v,l}}{1 + r_v}$$

¹ Możliwe jest również rozważanie mieszaniny przy analogicznym założeniu definiującym objętości parcjalne.

gdzie gęstości ρ_i odpowiednich składników są ilorazami masy składnika (iloczynu masy molowej i N) przez objętość V . Wodność chmury to stosunek masy skondensowanej wody do objętości obszaru: $LWC = \frac{m_c}{V} = \rho_c = r_c \rho_a$

Energia wewnętrzna i entalpia mieszaniny gazów, przy założeniu nieoddziaływanie składników, wyrażają się, jako wielkości ekstensywne, poprzez iloczyny masowych stosunków zmieszania poszczególnych składników oraz i ciepła właściwego. W przypadku pary wodnej istotne jest uwzględnienie również energii związaną z ciepłem utajonym.

1.3. Stan nasycenia i przemiana fazowa wody

Przemiana fazowa, rozważana jako sytuacja współistnienia, w równowadze, dwóch faz substancji definiowana jest poprzez równość temperatur (równowaga termiczna), ciśnień (równowaga mechaniczna) oraz potencjałów chemicznych (równowaga chemiczna, $\mu_c = \mu_v$ w przypadku rozważanej mieszaniny powietrza suchego i pary wodnej). Wyznaczenie zależności pomiędzy temperaturą T i ciśnieniem p_v dla tak zdefiniowanego stanu prowadzi do równania Clausiusa–Clapeyriona, którego przybliżone rozwiązanie definiujące ciśnienie nasycenia pary wodnej względem płaskiej powierzchni wody p_{v_s} to:

$$p_{v_s}(T) = p_{v_s}(T_0) e^{\frac{l M_v}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right)} \quad (1.10)$$

gdzie T_0 to temperatura punktu potrójnego wody, l to ciepło przemiany fazowej woda-lód, a M_v to masa molowa wody. Ciśnienie p_{v_s} jest jedynie funkcją temperatury. Wilgotność właściwa dla stanu nasycenia $q_{v_s} = \frac{\rho_v(p_v=p_{v_s})}{\rho}$ (jak również masowy stosunek zmieszania $r_{v_s} = \frac{\rho_v(p_v=p_{v_s})}{\rho_a}$) jest już funkcją zarówno temperatury, jak i ciśnienia.

Wprowadzone ciepło przemiany fazowej – ciepło utajone (na jednostkę masy) – jest uwalniane podczas procesu kondensacji pary wodnej, a pobierane podczas parowania. W efekcie, chmura konwekcyjna staje się elementem mechanizmu transportującego ciepło od powierzchni Ziemi do atmosfery. Strumień ciepła utajonego stanowi istotny element bilansu energetycznego atmosfery.

W oparciu o pojęcie ciśnienia pary nasyconej definiuje się wilgotność wzonną – stosunek faktycznego ciśnienia parcjalnego pary wodnej p_v do p_{v_s} oraz przesycenie – wilgotność wzonną pomniejszoną o 1. Temperaturę punktu rosy – mierzalną temperaturę w której osiągane jest nasycenie parą wodną w procesie izobarycznego ochładzania definiuje się poprzez warunek:

$$p_v = p_{v_s}(T_d) \quad (1.11)$$

1.4. Niezależny od czasu model wyizolowanej części atmosfery w jednym wymiarze przestrzennym

Wymienione powyżej elementy opisu matematycznego mieszaniny powietrza suchego, pary wodnej i wody ciekłej połączyć można w model rozpatrujący proces ewolucji hipotetycznego, wydzielonego obszaru powietrza w jednym wymiarze przestrzennym, bez jawnego zależności od czasu.

Granice rozpatrywanego obszaru (który można wyobrażać sobie jako bąbel, bańkę czy pęcherzyk powietrza) traktowane są jak ścianki adiabatyczne – nie zachodzi wymiana masy i ciepła z otoczeniem. Wnętrze obszaru wypełnia mieszanina pary wodnej i powietrza suchego opisywanych jako mieszanina gazów doskonałych. Założona jest równowaga hydrostatyczna oraz ciągły proces kondensacji pary wodnej w stanie nasycenia ($r_v = r_{v_s}$). Utrzymywanie stanu nasycenia odzwierciedla fakt obecności w atmosferze ziemskiej aerosoli, które pełniąc rolę jąder kondensacji, umożliwiają kondensację heterogeniczną pary wodnej przy przesyceniu rzędu 0,005 (Pruppacher i Klett, 1978, podrozdziały 9.1 i 2.1.1).

Przy wymienionych założeniach wyprowadzono układ równań modelu definiujący zmianę z wysokością nad podstawą chmury z zmiennych p , T , $r_v = r_{v_s}$ i $r_{l_{ad}}$ (stosunek zmieszania ciekłej wody w przypadku adiabatycznego ochładzania cząstki powietrza):

$$\frac{dp}{dz} = -g \frac{p}{T} \frac{M_a}{R} \quad (1.12)$$

$$\frac{dT}{dz} = \frac{l}{c_p} \frac{dr_v}{dz} - \frac{g}{c_p} \quad (1.13)$$

$$\frac{dr_v}{dz} = \frac{dr_{v_s}}{dz} = r_{v_s} \left(\frac{M_v l}{RT^2} \frac{dT}{dz} - \frac{1}{p} \frac{dp}{dz} \right) \quad (1.14)$$

$$\frac{dr_{c_{ad}}}{dz} = -\frac{dr_v}{dz} \quad (1.15)$$

gdzie g to przyspieszenie ziemskie.

Powyzsze równania modelu łączą równanie stanu gazu doskonałego z równowagą hydrostatyczną (1.12), warunek adiabatyczności $dS = 0$ zastosowany do wiodących członów równania bilansu energii cząstki (1.13), przybliżone rozwiązywanie równania Clausiusa–Clapeyrona (1.14) oraz warunek odkładania się dowolnej ilości skondensowanej wody przy utrzymującym się stanie nasycenia parą wodną (1.15).

1.5. Mieszanie powietrza chmurowego z otoczeniem

Opisany powyżej prosty adiabatyczny model cząstki powietrza nie uwzględnia, w szczególności, wymiany masy z otoczeniem. Istotność procesów mieszanego powietrza chmurowego z otoczeniem w opisie płytowych chmur konwekcyjnych strefy pasatowej, została potwierdzona doświadczalnie już w latach czterdziestych XX w. (Stommel, 1947). Szereg kolejnych badań poświęconych zostało określeniu m.in., w których obszarach chmury dochodzi do wciągania powietrza z otoczenia oraz w jaki sposób mieszanie wpływa na ewolucję własności mikrofizycznych chmur (Reuter, 1986; Siebesma, 1998).

Z punktu widzenia mikrofizyki chmury, podczas mieszania powietrza chmurowego, zrealizowanych może być szereg scenariuszy ewolucji widma rozmiarów kropel. W zależności od skal czasowych i przestrzennych mieszania oraz parametrów termodynamicznych powietrza, w różnym stopniu mogą zmieniać się koncentracje (np. ze względu na rozcieńczanie powietrzem, w którym nie było kropel) oraz rozmiary kropel (np. ze względu na odparowywanie kropel w suchym powietrzu).

Wykorzystując wprowadzony wcześniej adiabatyczny model cząstki atmosfery oszacować można stopień rozcieńczania chmury. Podstawą do oszacowania jest obserwacja, iż z dobrym przybliżeniem, model ten opisuje sytuację graniczną względem możliwych do zrealizowania w przyrodzie scenariuszy ewolucji zawartości ciekłej wody w cząstce powietrza. W szczególności, procesy mieszania w przypadku wyizolowanej chmury cumulus, prowadzić będą głównie do obniżenia wodności. Parametrem opisującym stopień rozcieńczania jest stosunek faktycznej zawartości ciekłej wody w powietrzu do wyliczonej maksymalnej zawartość ciekłej wody $r_{c_{ad}} \approx q_{c_{ad}}$:

$$AF = \frac{q_c}{q_{c_{ad}}} \quad (1.16)$$

(ang. Adiabatic Fraction).

Rozdział 2

Wybrane przyrządy do pomiarów *in-situ* własności mikrofizycznych chmur

Pomiary związane z badaniami struktury wewnętrznej chmur prowadzone były już na początku XX wieku (Richardson, 1919). Metody badań i ich fizyczne podstawy zmieniały się wraz z postępem w dziedzinie optyki, elektroniki oraz technik teledetekcyjnych. Rozwój lotnictwa i astronautyki poszerzył znacznie zakres dostępnych punktów obserwacji oraz ich skal.

Metody pomiarowe można podzielić, ze względu na odległość od mierzonego obiektu, na:

- pomiary teledetekcyjne – wykonywane z daleka, w kontekście badań chmur są to najczęściej pomiary odbiciowości radarowej (aktywne), pomiary rozpraszania do tyłu wiązki światła laserowego LIDAR¹ (aktywne) czy pasywne pomiary radiometryczne bezpośredniego, rozproszonego czy odbitego promieniowania słonecznego;
- *in-situ* – wykonywane w bezpośrednim kontakcie z mierzonym obiektem, czyli chmurą.

Pomiary wewnętrz chmur są przeprowadzane głównie z pokładu samolotów bądź za pomocą sond balonowych lub spadochronowych. Poniżej przedstawiono opis wybranych, lotniczych przyrządów używanych do pomiarów termodynamicznych i mikrofizycznych własności chmur i otaczającego powietrza. Opis skoncentrowany jest na pomiarach, które są podstawą do, zaprezentowanych w następnym rozdziale pracy, analiz pomiarów wykonanych podczas kampanii RICO.

Przyrządy do pomiarów *in-situ* próbują określona objętością powietrza (objętość próbkowania), której znajomość jest niezbędna do odniesienia mierzonych wielkości do jednostkowej objętości bądź masy atmosfery.

Rozdzielcość czasowa pomiarów samolotowych przekłada się na rozdzielcość przestrzenną pomiaru. Możliwa do uzyskania rozdzielcość czasowa pomiaru ograniczana jest przez:

- mechanizm działania przyrządu (np. stała czasowa przyrządu),
- kryterium statystyczne (np. minimalna liczba zliczeń),
- wydajność mechanizmu akwizycji danych.

Typowa prędkość przelotowa samolotów badawczych to około 100 m/s . Przy rozdzielcości czasowej 10 Hz uzyskuje się rozdzielcość przestrzenna 10 m . Rozdzielcość przestrzenna pomiaru determinuje skale zjawisk możliwych do zaobserwowania.

2.1. Lotnicze pomiary mikrofizyczne wody chmurowej i opadowej

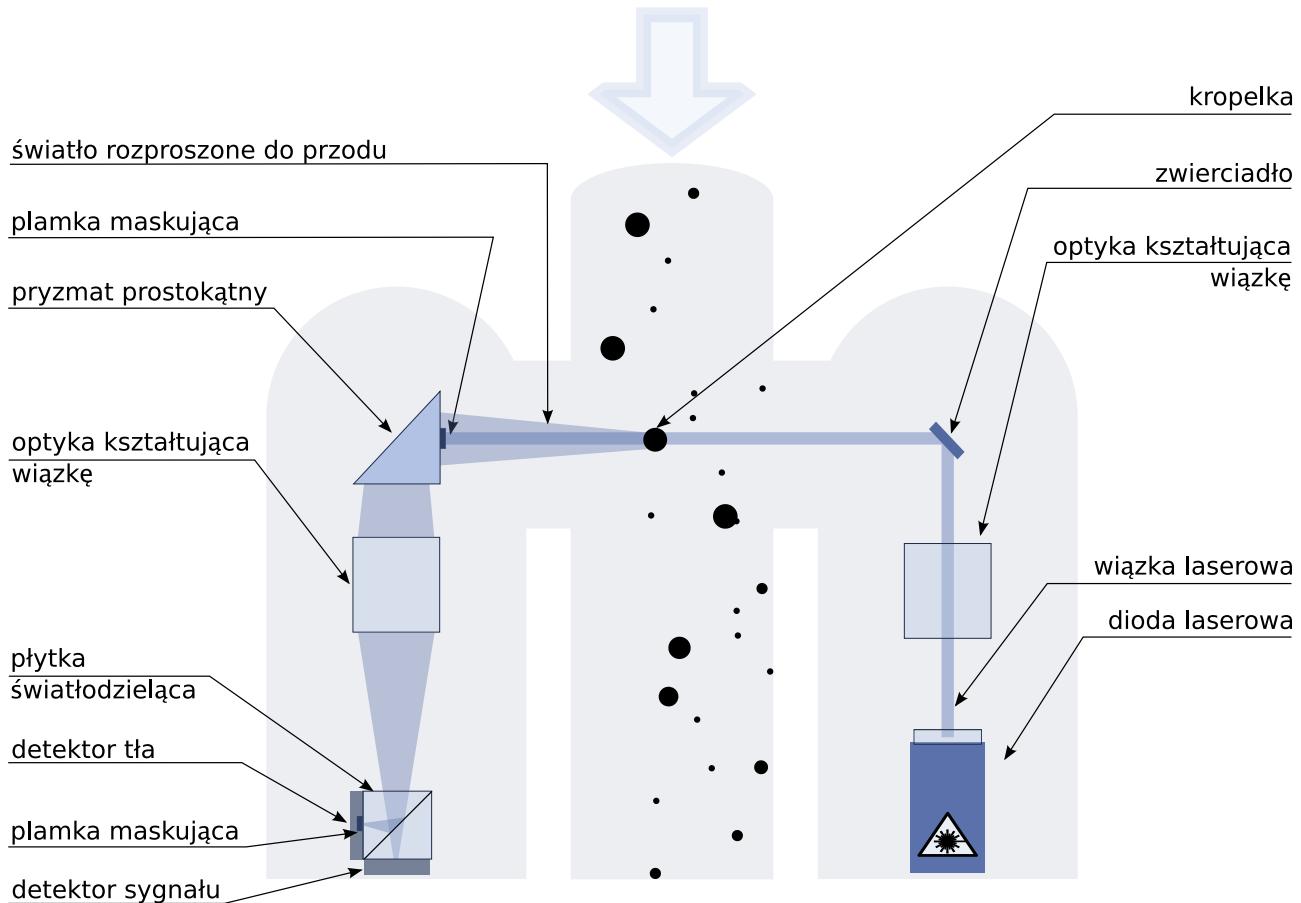
Chmury składają się ze skondensowanej bądź skryształowanej wody. Niniejsza praca zajmuje się chmurami zawierającymi wyłącznie fazę ciekłą wody. Podstawy fizyczne pomiarów wody ciekłej w chmurze obejmują zjawiska mechaniczne, cieplne i optyczne².

Wprowadzone, jako pierwsze, metody mechaniczne, cechują się (za Knollenberg, 1970):

- niską częstotliwością pomiaru,
- nieciągłością pomiarów,
- pracochlonną analizą wyników, bez możliwości automatyzacji,
- zmienną i ciężką do oszacowania wydajnością wychwytu kropel,
- zmianą własności kropel podczas pomiaru.

¹ ang. Light Detection and Ranging

² Wspólną cechą pomiarów optycznych kropel chmurowych i opadowych jest wykorzystywanie fal elektromagnetycznych o długościach zapewniających małą absorpcję w atmosferze, również w obecności pary wodnej.



Ryc. 2.1. Schemat instrumentu typu *FSSP* (na podstawie Dye i Baumgardner, 1984, bez zachowania skali, tłumaczenie własne nazw elementów instrumentu)

Zostały one w dużej mierze wyparte przez rozwijane od lat 70-tych XX w. metody optyczne, pozbaione wielu wyżej wymienionych ograniczeń.

Opisane poniżej przyrządy podzielić można na dwie grupy: mierzące pojedyncze krople³ oraz populację kropel. Przyrządy pierwszego rodzaju to liczniki, a często również spektrometry rozmiaru kropel, pozwalające uzyskać informacje odpowiednio o koncentracji i widmie wielkości kropel⁴. Instrumenty, których zasada działania opiera się na pomiarze parametrów populacji kropel, zwracają informacje o wybranych momentach statystycznych widma.

2.1.1. Pomiary optyczne rozpraszania na pojedynczych kropelkach chmurowych

Zasada działania

Szereg instrumentów używanych do zliczania kropel i wyznaczania ich rozmiarów wykorzystuje zjawisko silnego rozpraszania do przodu światła przez pojedyncze kropelki chmurowe (bądź aerosole). Instrumenty te noszą angielską nazwę *Forward Scattering Spectrometer Probe* (*FSSP*, w zastosowaniu do fizyki chmur wprowadzone w latach 70-tych XX w., szerzej opisane w Knollenberg, 1981).

³ Spokrewnione konstrukcje liczników pojedynczych cząstek mają zastosowanie również np. w fizyce jądrowej, a w kontekście pomiarów mikrofizyki chmur, wykorzystywane były również w atmosferze Wenus (sonda Pioneer Venus 2, Knollenberg, 1981, oraz referencje tamże).

⁴ Zwykle rozmiary kropel utożsamia się z ich średnicą.

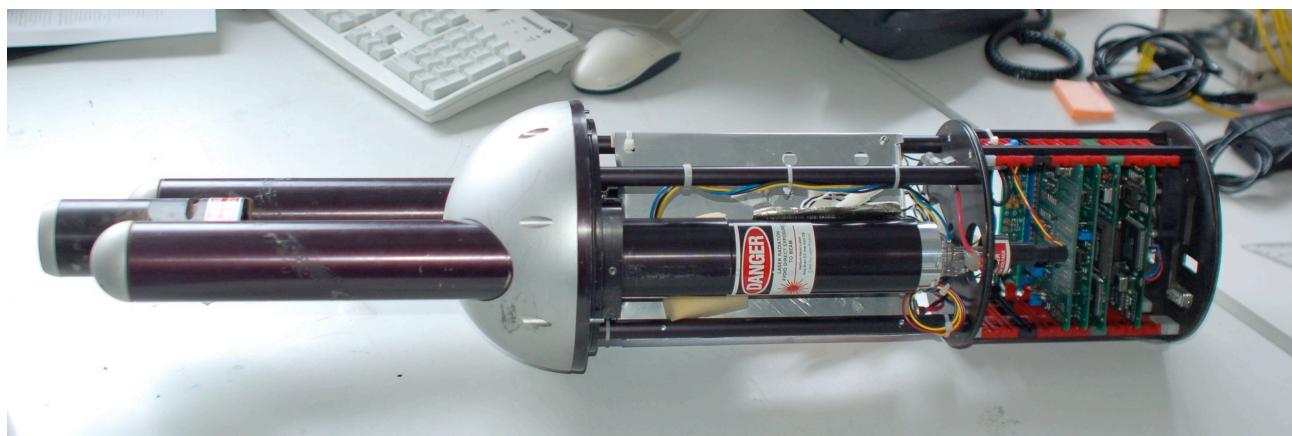


Ryc. 2.2. Instrumenty FSSP-100 i FSSP-300 przyjmowane pod skrzydłem samolotu M55 Geophysica.
(Wagadugu, Burkina Faso, 2006; fot. autor)

Schemat działania *FSSP* został przedstawiony na ryc. 2.1. Przykładowym źródłem wiązki światła może być laser He-Ne emitujący wiązkę światła o długości fali ok. $0,6\mu m$ i średnicy $200\mu m$. Elementy optyczne *FSSP* kształtują wiązkę i kierują ją w obszar, przez który przepływa powietrze zawierające badane cząstki (krople). Za tym obszarem znajdują się elementy układu detekcyjnego. Gdy w osi wiązki znajduje się kropelka, światło ulega rozproszeniu. Na drodze światła, przed układem detekcyjnym, w osi wiązki znajduje się plamka maskująca, która filtryuje bezpośredni strumień światła. Część rozproszonego do przodu światła (nie trafiająca w plamkę maskującą) przechodzi przez kolejne elementy optyki układu kształtujące wiązkę na drodze do detektorów. W instrumencie analizowane są sygnały pochodzące od dwóch detektorów, przed którymi znajduje się płytka światłodzielająca rozdzielająca wiązkę na dwie o równej intensywności. W osi jednego z detektorów znajduje się kolejna plamka maskująca. Dzięki niej zbierany sygnał pochodzi jedynie od światła rozproszonego w kąty brylowe oddalone od osi wiązki. Sygnał ten wykorzystywany jest do analizy położenia kropli względem wiązki.

Przetłumaczenie rejestrów natężeń światła w obu detektorach na informacje o rozmiarach kropelki wymaga wyznaczenia zależności intensywności rozpraszanego promieniowania od rozmiaru kropli i kąta brylowego oraz zastosowania jej do geometrii opisanego układu pomiarowego (Pinnick et al., 1981). Wykorzystanie do tego celu teorii Mie, oddziaływanie fali elektromagnetycznej ze sferycznym obiektem, wymaga poza założeniem sferyczności kropel, założenia parametrów optycznych cieczy, z której składa się kropelka.

Nie wszystkie krople, które znajdują się w obszarze wiązki światła laserowego *FSSP* zostają zliczone. Część rejestrów impulsów jest odrzucona ze względu na niekorzystną lokalizację kropli w wiązce (bądź ze względu na ograniczony zakres gęstości, bądź lokalizację na brzegu wiązki).



Ryc. 2.3. Instrument *FSSP-100* z pakietem elektroniki *SSP-100* w laboratorium Institut für Meteorologie und Klimaforschung (Garmisch-Partenkirchen, Niemcy, 2008; fot. autor)

Parametrem mierzonym przez *FSSP* jest koncentracja kropel chmurowych $n(r)dr$ (jej dyskretna reprezentacja).

Instrumenty typu *FSSP* należą do powszechnego wyposażenia samolotów badawczych.

Źródła niepewności wyników pomiarów

Poprawne wyznaczenie rozmiaru kropelki możliwe jest jedynie wtedy, gdy na drodze wiązki laserowej znajduje się tylko jedna kropelka. Prawdopodobieństwo, że w obszarze próbkowania znajduje się więcej niż jedna kropelka (sytuacja określana jako koincydencja), rośnie z koncentracją kropel. Wystąpienie koincydencji prowadzi do zniżenia wyliczonej koncentracji – impuls od więcej niż jednej kropli traktowany jest jako impuls od pojedynczej kropelki. Dodatkowo, błędna interpretacja sygnału pochodzącego od wielu kropel, zinterpretowanego jako sygnał od jednej większej kropli, prowadzi do błędnej reprezentacji widma kropel (por. dyskusję w Cerni, 1983). Zapewnienie niskiego prawdopodobieństwa koincydencji wymaga małego obszaru próbkowania.

Określenie objętości próbkowania w instrumentach typu *FSSP* wiąże się z oszacowaniem przestrzeni oświetlonej wiązką laserową. Objętość próbkowana w jednostce czasu wyznaczona jest przez zakres głębi ostrości układu optycznego, szerokość wiązki laserowej oraz prędkość samolotu.

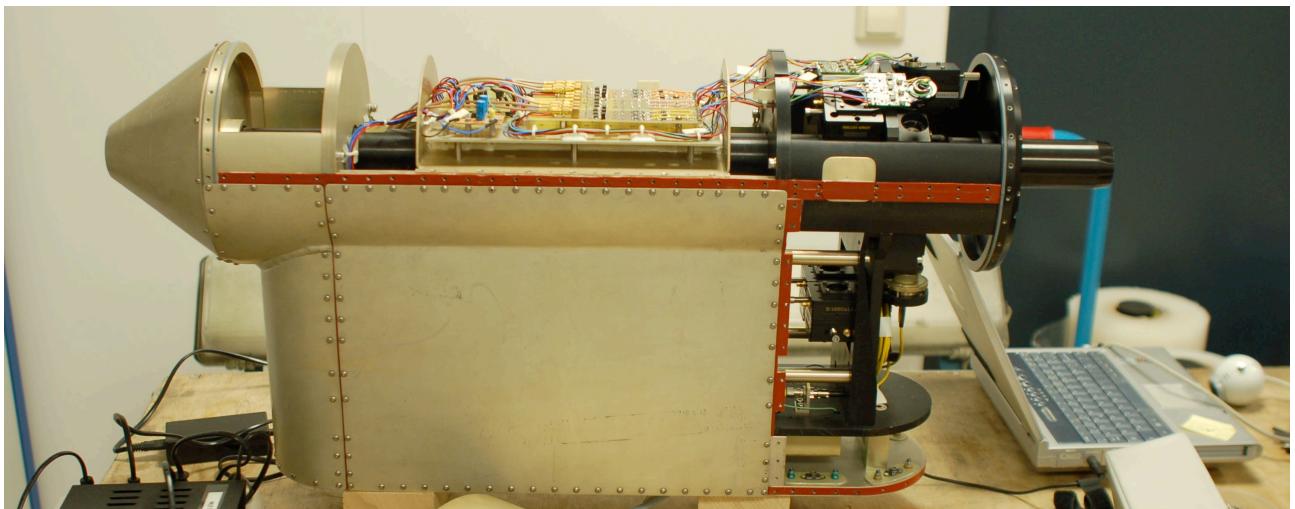
Impulsy wywoływanie rozpraszaniem światła na kroplach chmurowych, rejestrowane w przyrządach typu *FSSP*, klasyfikowane są według wyznaczonych wielkości. Wynikiem klasyfikacji jest widmo rozmiarów zawierające informacje o koncentracji kropel dla danej klasy wielkości. Ilość klas wielkości zależy od rodzaju wykorzystanej w urządzeniu elektroniki i przekłada się bezpośrednio na rozdzielcość widmową spektrometru.

Zliczenia kropel w przyrządzie typu *FSSP*, jako zdarzenia losowe, opisywane są przez rozkład Poissona. Błąd wyznaczenia koncentracji zależy od liczby zliczeń. Im dłuższy okres próbkowania, a zarazem im większa próba statystyczna kropel, tym lepiej określone są wyznaczane koncentracje (czy to całkowite, czy dla poszczególnych klas wielkości kropel). Z drugiej strony, im dłuższy okres próbkowania przeznaczony na wyznaczenie pojedynczej wartości koncentracji, tym niższa rozdzielcość przestrzenna pomiaru. Dobór okresu uśredniania jest kompromisem pomiędzy zachowaniem drobno-skalowej zmienności sygnału, a obniżeniem niepewności szacowanej koncentracji.

Konstrukcja *FSSP* wprowadzona w latach 70-tych (Knollenberg, 1981) i skomercjalizowana pod nazwą *FSSP-100*⁵ była i jest rozwijana do dnia dzisiejszego. Pod nazwą *SPP-100*⁶ dostępny jest moduł z zamiennikiem elektroniki *FSSP-100* eliminujący m.in. problem tzw. czasów martwych – czasu, w któ-

⁵ Przyrząd produkowany przez *Particle Measuring Systems*, w Boulder, w stanie Kolorado, w Stanach Zjednoczonych

⁶ Produkowany przez *Droplet Measurement Technologies*, w Boulder, w stanie Kolorado, w Stanach Zjednoczonych



Ryc. 2.4. Instrument *X-Probe* ze zdjętą obudową podczas korekcji geometrii układu optycznego (Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)

rym przyrząd nie rejestruje kropel ze względu na trwającą analizę sygnału (DMT, 1997). Konstrukcja znana pod nazwą *Fast-FSSP*⁷ (Brenguier et al., 1998), zawierająca nieznacznie zmodyfikowany układ optyczny (ze względu na inny mechanizm kontroli głębi ostrości), rozwinięła funkcjonalność przyrządu. Poza redukcją czasu martwego, uzyskano o rzad wielkości wyższą rozdzielcość widmową (255 klas wielkości, w porównaniu z 31 klasami *FSSP-100*), wprowadzono także rejestrację informacji o długości impulsów oraz interwałów czasowych pomiędzy nimi. Instrument *M-Fast-FSSP* (Schmidt et al., 2004)⁸ jest rozszerzeniem powyższej konstrukcji, redukującym niepewność oszacowania koncentracji wynikającą z niestabilnej pracy lasera (wpływającej na faktyczną objętość próbkowania). Zminiaturyzowana wersja przyrządu typu *FSSP* (wymiary 22x12x15 cm) dostępna jest na rynku pod nazwą *Cloud Droplet Probe (CDP)*⁹. Instrumenty typu *FSSP* mają również zastosowanie w badaniach aerosoli atmosferycznych – przykładem przyrządu przeznaczonego do takich pomiarów jest *FSSP-300*¹⁰ (por. ryc. 2.2). Wszystkie wymienione urządzenia charakteryzują się zbliżonym zakresem pomiaru w widmie rozmiarów kropel – od ok. 2 do 50– μm . Zakres determinowany jest przez wzmacnienie sygnału analogowego z zbieranego na fotodiodach, a jego ograniczona szerokość wynika m.in. z nieliniowej zależności wartości mierzonego sygnału od rozmiaru kropel. Prowadzone są prace nad przyrządem o podobnej do *FSSP* zasadzie działania lecz wykorzystującym dwie skrzyżowane wiązki laserowe oraz nieliniowe wzmacniacze sygnału analogowego – *X-Probe*¹¹ (por. ryc. 2.4).

Podczas kampanii pomiarowej RICO, opisywanej w następnym rozdziale, do wyposażenia samolotu *NSF/NCAR C-130Q* należały dwa spektrometry typu *FSSP* – *Fast-FSSP* oraz *FSSP-100* z elektroniką *SPP-100*.

2.1.2. Pomiary optyczne rozpraszania na zbiorze kropel chmurowych

Alternatywą do pomiarów pojedynczych kropel jest podejście, w którym analizowane jest natężenie światła rozpraszanego przez zbiór kropel znajdujących się w objętości próbkowania. Podejście to pozwala na zwiększenie objętości próbkowania i uzyskanie większej rozdzielcości czasowej, a zatem przestrzennej, pomiaru.

⁷ Rozwinięta w Météo-France, w Tuluzie, we Francji

⁸ Rozwijany w *Leibniz-Institute for Tropospheric Research* w Lipsku, w Niemczech

⁹ Instrument produkowany przez *Droplet Measurement Technologies*, w Boulder, w stanie Kolorado, w Stanach Zjednoczonych

¹⁰ Przyrząd produkowany przez *Particle Measuring Systems*, w Boulder, w Kolorado, w Stanach Zjednoczonych

¹¹ Instrument rozwijany w Météo-France, w Tuluzie, we Francji



Ryc. 2.5. Instrument *PVM-100A* przymocowany do kadłuba samolotu SAFIRE ATR-42 (Jassy, Rumunia, 2007; fot. autor)

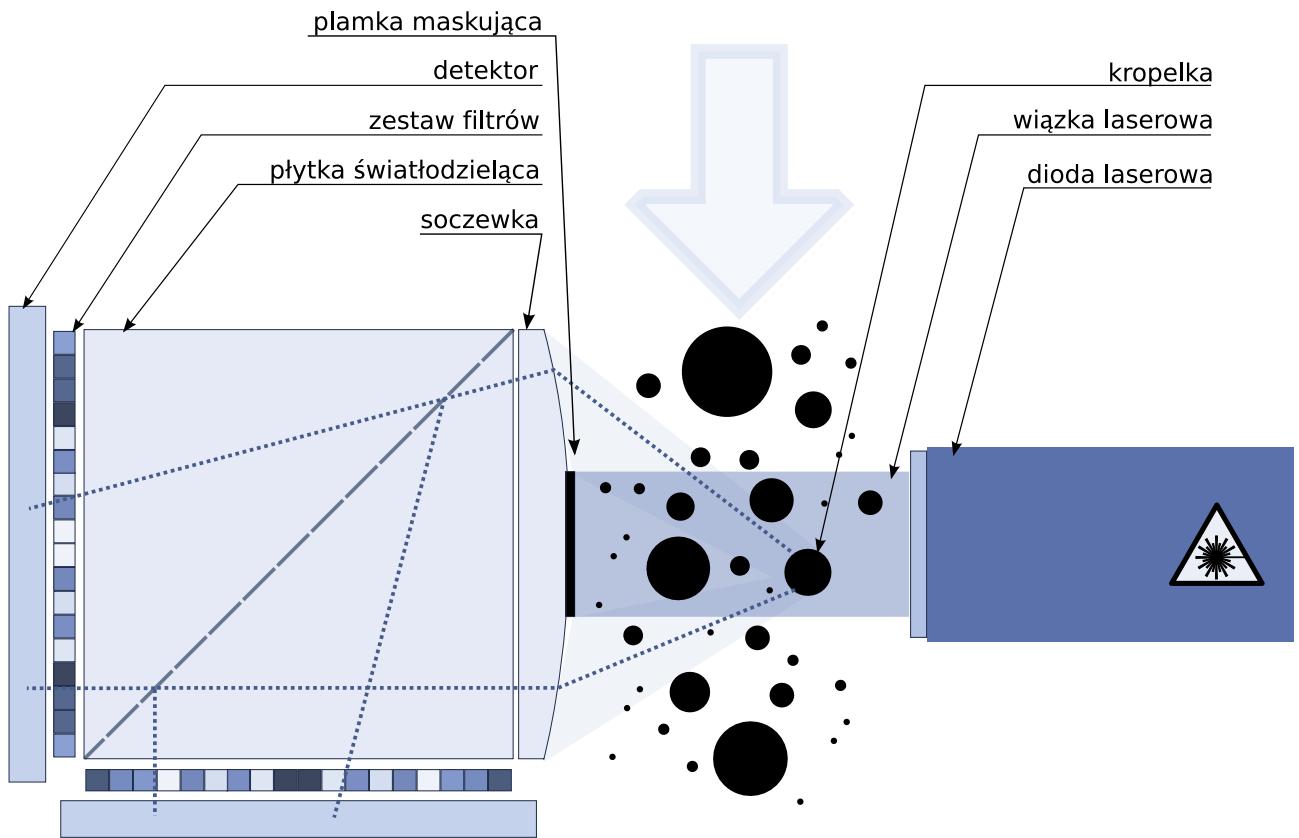
Idea pomiaru polega na wykorzystaniu zależności kątowej promieniowania rozproszonego od kształtu widma rozmiarów kropel zawartych w objętości próbkowania. Zaniedbanie wielokrotnego rozproszenia w opisie teoretycznym metody interpretacji wyników jest wspólnym założeniem dla wszystkich opisywanych przyrządów, a zarazem źródłem niepewności wyniku.

Istnieją dwie metody konstrukcji tego typu instrumentów. Pierwsza, która w praktyce ogranicza funkcjonalność przyrządu do pomiaru wybranych momentów statystycznych widma, wykorzystuje układ optyczny linearyzujący zależność natężenia światła od mierzonego parametru widma kropel. W tego typu konstrukcji wystarcza pojedynczy detektor światła. Druga metoda opiera się na wykorzystaniu wielu detektorów dostarczających sygnałów przetwarzanych następnie elektronicznie. Elektroniczna analiza sygnałów umożliwia zdobycie informacji o większej liczbie momentów statystycznych widma, bez konieczności zwielokrotniania elementów optycznych i daje szersze możliwości filtrowania niż filtry optyczne (przykładowo wagi przykładowe do poszczególnych odległości od osi optycznej nie muszą jedynie obniżać intensywności sygnału).

Optyczna linearyzacja (pierwsza metoda) może być realizowana przy użyciu odpowiednio ukształtowanej szczeliny dyfrakcyjnej (Wertheimer i Wilcock, 1976), bądź poprzez użycie filtrów o różnej absorpcji zależnej od odległości od osi optycznej instrumentu (Blyth et al., 1984). W obu przypadkach układ optyczny projektowany jest do pomiaru konkretnego momentu statystycznego widma rozmiarów kropel. Jednoczesny pomiar dwóch momentów statystycznych wymaga podziału wiązki i użycia dwóch różnych szczelin bądź zestawów filtrów.

Metoda wykorzystująca filtrację sygnału jest podstawą działania instrumentu lotniczego *PVM-100A*¹² (Gerber et al., 1994) będącego na wyposażeniu samolotu *NSF/NCAR C-130Q* podczas kampanii pomiarowej *RICO*. Schemat działania *PVM-100A* przedstawiony jest na ryc. 2.6, a wygląd zewnętrzny instrumentu na ryc. 2.5. Niesklimowana, modulowana wiązka światła ze źródła laserowego kierowana jest w obszar instrumentu przez który przepływa analizowane powietrze. Po przeciwniej stronie obszaru próbkowania znajduje się układ optyczny kształtujący wiązkę. Podobnie jak w przypadku *FSSP*, instrument wyposażony jest w plamkę maskującą zapobiegającą przedostawaniu się światła nierożproszzonego. Przed dotarciem do detektora światło jest absorbowane przez zestaw pierścieniowych filtrów. Ilość absorbowanego światła jest różna w zależności od odległości od osi optycznej. W

¹² Produkowany przez *Gerber Scientific*, z Reston w stanie Wirginia, w Stanach Zjednoczonych



Ryc. 2.6. Schemat instrumentu PVM-100A (bez zachowania skali), na podstawie (Gerber, 1991), (Gerber et al., 1994)

celu jednoczesnego pomiaru, zarówno sygnału proporcjonalnego do objętości, jak i powierzchni kropel, zastosowano płytkę światłodzielącą oraz dwa różne zestawy filtrów.

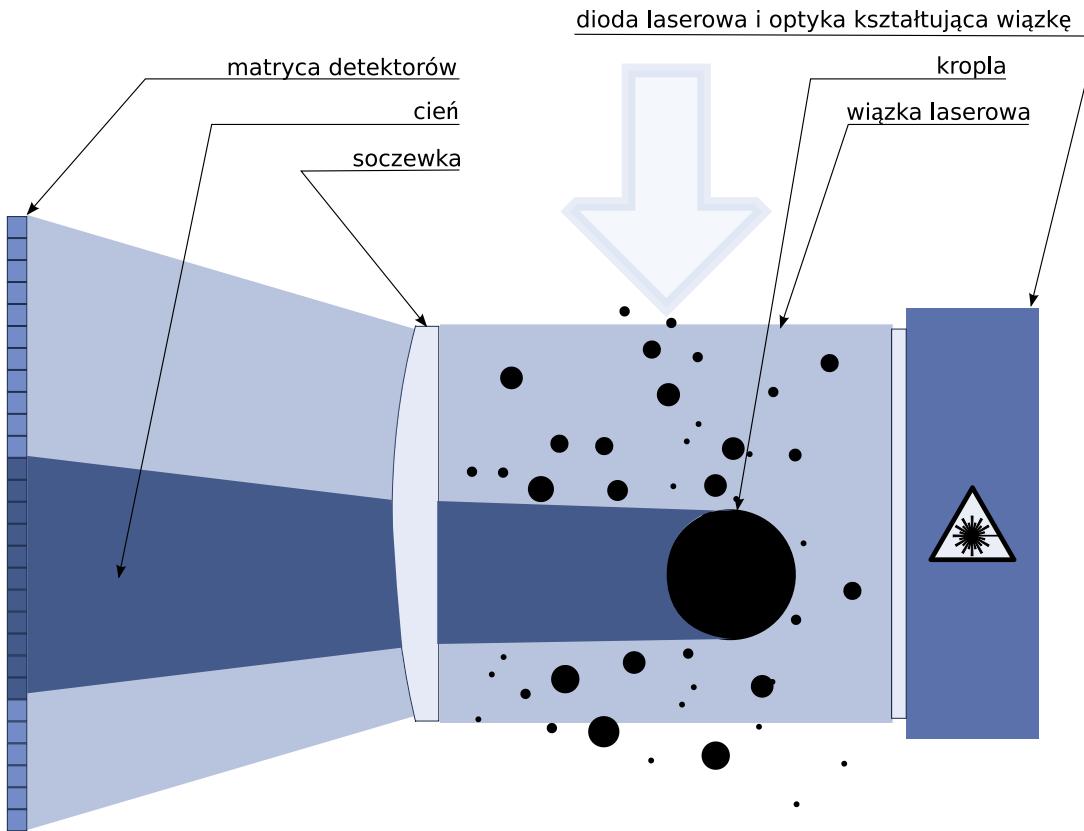
Dwa rejestrowane przez *PVM-100A* sygnały są proporcjonalne do $PSA \sim N \cdot r^2$ i $LWC \sim N \cdot r^3$. Nominalny zakres czułości instrumentu *PVM-100A* w widmie promieni kropel to $1,5\text{--}25 \mu\text{m}$.

Kalibracja przyrządu jest bardziej złożona niż w przypadku opisywanych powyżej przyrządów typu *FSSP*. Wymagane jest sprawdzenie odpowiedzi instrumentu na zadaną zawartość wody chmurowej w przypadku różnych kształtów widma rozmiarów kropel. Ta sama zawartość ciekłej wody w chmurze może być np. rozłożona pomiędzy wiele małych bądź niewiele dużych kropel¹³.

Ze względu na brak konieczności elektronicznego przetwarzania informacji oraz dużą objętość próbkowania (kilka rzędów wielkości większej niż dla instrumentów typu *FSSP*), *PVM-100A* może dostarczyć reprezentatywne statystycznie dane o zawartości ciekłej wody w chmurze z częstotliwością do 5000Hz . Instrument cechuje się małą czułością na zmiany temperatury otoczenia i prędkości lotu (potwierdzone testami w tunelu aerodynamicznym, Wendisch et al., 2002).

Przykładem instrumentu, w którym zrealizowano drugą metodę konstrukcji przyrządu do pomiaru optycznego zespołu kropel chmurowych – wykorzystanie wielu detektorów i elektronicznej linearyzacji sygnału – jest *Cloud Droplet Spectrometer (CDS)* (Lawson i Cormack, 1995). Spektrometr ten rejestruje rozproszone światło przy pomocy matrycy 256 fotodiód, z których sygnały przetwarzane są na informacje o kształcie widma (przykładowe wyniki pomiarów lotniczych w Lawson i Blyth, 1998; Burnet i Brenguier, 1999).

¹³ Teoria wykorzystywana do wyznaczenia zależności absorpcji filtrów od odległości od osi optycznej przyrządów tego typu nie zakłada określonego kształtu widma. Zestaw filtrów jest tak zaprojektowany aby każde pojedyncze rozproszenie na kropelce chmurowej wnosiło w wynikowy sygnał wkład proporcjonalny do odpowiedniej potęgi średnicy kropelki oraz aby sygnał wynikowy zależał liniowo od liczby rozpraszających kropel dla każdej ze średnic.



Ryc. 2.7. Schemat instrumentu typu OAP (bez zachowania skali) (na podstawie Knollenberg, 1970; Korolev et al., 1991)

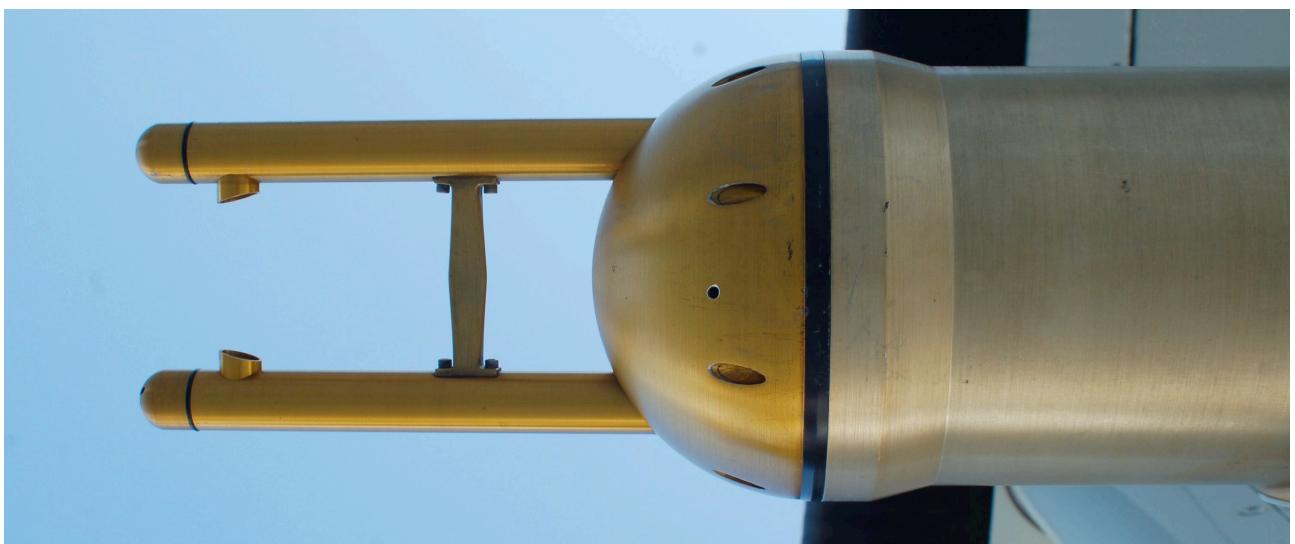
2.1.3. Pomiary optyczne kropel mżawki i małych kropel opadowych

Opisane powyżej metody pomiarów kropel chmurowych wykorzystują zjawiska rozpraszania do przodu związanego z dyfrakcją na obiektach o rozmiarach porównywalnych do długości wykorzystywanej fali świetlnej. W przypadku kropel, których rozmiary są rzędu milimetrów, rozpraszanie fali elektromagnetycznej ma, w przybliżeniu, charakter rzucania cienia (reżim geometryczny rozpraszania).

Konstrukcję przyrządu optycznego umożliwiającego pomiar rozmiarów kropel opadowych, zaproponował Knollenberg (1970). Schemat instrumentu zaprezentowany jest na ryc. 2.7, a wygląd zewnętrzny instrumentu *OAP-200X* przedstawiono na ryc. 2.8. Instrumenty będące rozszerzeniami tej konstrukcji tworzą klasę przyrządów nazywanych *Optical Array Probe (OAP)*.

Intensywnośc wiązki światła, oświetlającej objętość próbkowania, jest mierzona przy pomocy jednowymiarowej matrycy fotodiod. Gdy na drodze światła znajduje się kropla, część diod jest zacieniona. Sygnały z detektorów interpretowane są jako wartości logiczne odpowiadające oświetleniu bądź zacienieniu diody (w przypadku niektórych konstrukcji rejestrowane jest więcej poziomów intensywności) Próg intensywności, definiujący wartości logiczne, jest dobrany przy uwzględnieniu wielkości ekstynkcji promieniowania na kropelkach chmurowych (mniejszych od kropel opadowych) tak, aby przyrząd ich nie rejestrował.

Niepewność wyznaczenia średnicy kropli rośnie dla małych kropel ze względu na efekty dyfrakcyjne, przy których obszar zacieniony nie odpowiada rozmiarom kropli. Dla kropel o średnicy mniejszej niż $100\mu\text{m}$ błąd wzajemny określenia rozmiaru może sięgać 65% (wyprowadzone i potwierdzone doświadczalnie w Korolev et al., 1991). Z kolei dla dużych kropel, źródłem błędów może być niespełnione założenie sferyczności kropli. Podobnie jak dla przyrządów typu *FSSP*, nieuniknionym źródłem nie-



Ryc. 2.8. Instrument *OAP-200X* przymocowany do kadłuba samolotu SAFIRE ATR-42 (Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)

pewności wyniku pomiaru są koincydencje i wynikająca z nich błędna interpretacja sygnału od wielu kropel.

Instrumenty typu *OAP* dostępne są jako produkty komercyjne w wielu wersjach¹⁴, w tym tzw. dwuwymiarowe *OAP*, które wykorzystując szybką elektronikę umożliwiają rejestrację dwuwymiarowego obrazu kropli (schemat działania pozostaje bez zmian – elementy fotoczułek ułożone są w jednowymiarową matrycę). Dodatkowo geometria układu optycznego różnych wersji *OAP* dostosowywana jest do różnych zakresów rozmiarów kropel. W przypadku instrumentów firmy *Particle Measuring Systems*, wykorzystywanych podczas kampanii RICO są to odpowiednio:

- wersje oznaczone C, dla kropel chmurowych (ang. cloud; zakres widmowy $25 \mu\text{m} - 800 \mu\text{m}$),
- wersje oznaczone P, dla kropel opadowych (ang. precipitation; zakres $200 \mu\text{m} - 6400 \mu\text{m}$).

Instrumenty typu *OAP* generują strumień informacji, który mimo względnie prostej zasady pomiaru, jest trudny do interpretacji. Istnieje kilka algorytmów szacowania koncentracji kropel na podstawie obrazów rejestrowanych przez *OAP*, korelacja pomiędzy wynikami uzyskiwanymi różnymi metodami jest niska.

2.1.4. Pomiary kalorymetryczne

Innym podejściem do pomiaru zawartości ciekłej wody w powietrzu jest technika oparta na wyznaczaniu energii potrzebnej do odparowania próbowanej cieczy. Ze względu na wspólną dla wielu konstrukcji geometrię przyrządu, cała klasa instrumentów określana jest angielską nazwą *hot wire probe*. Odparowywanie kropel zachodzi na powierzchni podgrzewanego drutu. Przyrządy te charakteryzuje niższa niż w przypadku instrumentów optycznych możliwa do uzyskania rozdzielcość czasowa pomiaru. Z drugiej strony, opis teoretyczny procesu będącego podstawą fizyczną działania przyrządu jest prostszy i nie wymaga stawiania wielu założeń wymienianych w opisie przyrządów optycznych (sferyczność kropel, pojedyncze rozpraszczenie, brak koincydencji). Do wyznaczenia zawartości ciekłej wody wymagana jest znajomość temperatury otoczenia oraz prędkości samolotu, które determinują strumień ciepła z ogrzewanego drutu gdy nie zachodzi odparowywanie kropel. Przyrządy mierzące ciepło potrzebne do odparowania kropel pozwalają na wyznaczenie jedynie całkowitej zawartości ciekłej wody (*LWC*) – nie dostarczają informacji o widmie wielkości kropel.

¹⁴ Np. Precipitation Imaging Probe (PIP) oferowana przez *Droplet Measurement Technologies* z Boulder w stanie Kolorado, w Stanach Zjednoczonych



Ryc. 2.9. Konsola instrumentu King-probe w kabinie samolotu SAFIRE ATR-42. (Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)



Ryc. 2.10. Obudowy czujników Rosemount przy mocowane do kadłuba samolotu SAFIRE Falcon F-20 (Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)

Dwie najczęściej spotykane konstrukcje przeznaczone do pomiarów w chmurach, w których nie zachodzi krystalizacja wody, to:

- Johnson-Williams Probe, w której drut o grubości $0,5\text{ mm}$ podgrzewany jest prądem o stałą mocą, a rejestrowane zmiany oporu przetwarzane są na informacje o wodności chmury (wprowadzona w latach 50-tych XX w., opis np. w Spyers-Duran, 1968),
- CSIRO¹⁵/King Probe (por. ryc. 2.11 i 2.9), w której utrzymywana jest stała temperatura (ok. 100°C) drutu o średnicy $0,1\text{ mm}$ nawiniętego na pręt o grubości $1,5\text{ mm}$, a mierzona jest moc potrzebna do skompensowania strat energii związanych z odparowywaniem kropel (King et al., 1978)

Obie konstrukcje cechuje niska wydajność pomiaru dla małych kropel (o średnicy rzędu kilku mikrometrów), które podążają za przepływem powietrza omijając drut, na którym zachodzi odparowywanie (Baumgardner, 1983). Ze względu na mały wkład w całkowitą zawartość wody od małych kropel, problem ten jest mniej istotny niż obniżona wydajność pomiaru dla dużych kropel (powyżej $50\text{ }\mu\text{m}$), które rozbryzgują się na drucie uniemożliwiając przez to odparowanie całej zawartości wody (Biter et al., 1987; Strapp et al., 2003).

Porównanie wyników pomiarów wykonanych przy użyciu *King Probe* oraz *FSSP-100, Fast-FSSP* i *PVM-100A* przedstawione jest w kolejnym rozdziale (podrozdział 3.4.4 na stronie 37).

2.2. Lotnicze pomiary podstawowych wielkości meteorologicznych

2.2.1. Pomiary temperatury

Lotnicze pomiary temperatury wykonywane są przy wykorzystaniu takich zjawisk fizycznych jak:

¹⁵ Commonwealth Scientific and Research Organization, Australia



Ryc. 2.11. Instrument *CSIRO/King probe* przymocowany do kadłuba samolotu SAFIRE ATR-42.
(Jassy, Rumunia, 2007; fot. autor)

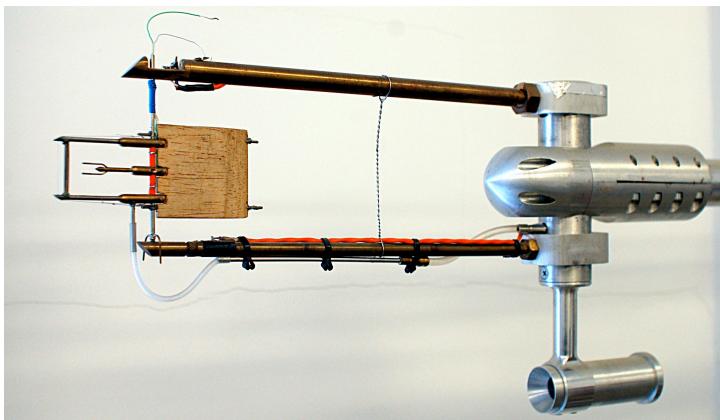
- zależność oporu elektrycznego od temperatury (w szczególności termometry platynowe oraz termometry oparte o termistory, por. np. Haman et al., 2001);
- zależność widma promieniowania elektromagnetycznego od temperatury (pomiary radiometryczne w podczerwieni, por. np. Albrecht et al., 1979);
- zjawisko Seebecka zależności napięcia elektrycznego na złączu dwóch różnych materiałów od temperatury (termometry zbudowane przy pomocy termopar, por. np. Haman, 1992);
- zależność prędkości dźwięku w powietrzu od temperatury (por. np. Cruette et al., 2000);
- zależność pojemności elektrycznej od temperatury (por. np. opis Vaisala F-Thermocap w Luers, 1997).

Różnice charakterystyk wymienionych rodzajów termometrów w szczególności dotyczą skali czasowej pomiaru.

Dwoma istotnymi czynnikami wpływającymi na konstrukcję przyrządów lotniczych są oddziaływanie termometru z wodą chmurową oraz wpływ prędkości powietrza na mierzoną temperaturę. Temperatura przedmiotu, wokół którego przepływa powietrze z prędkością rzędu 100 m/s , wzrasta ze względu na tarcie. W efekcie, w przypadku termometrów, których konstrukcja zakłada kontakt elementu termometrycznego z powietrzem, mierzona temperatura jest wyższa od temperatury otoczenia (określonej mianem temperatury statycznej, odpowiadającej temperaturze termodynamicznej T). Wyznaczenie temperatury statycznej wymaga kompensacji przy użyciu informacji z czujników prędkości samolotu.

Mechaniczne oddziaływanie termometru z wodą chmurową musi być uwzględnione w konstrukcji termometru. Przykładowo, w przypadku użycia bardzo cienkiego drutu jako elementu termometrycznego, uderzenie kropli wody o rozmiarze większym od średnicy drutu przy prędkościach rzędu 100 m/s , może spowodować jego rozerwanie. Dodatkowo mokry termometr, ze względu na oddawanie ciepła potrzebnego na odparowanie wody, nie wskazuje temperatury powietrza. Mokry element konstrukcji jest również podatny na zamarzanie – stąd niektóre termometry są wyposażone są w grzejniki zapobiegające oblodzeniu, co dodatkowo komplikuje interpretację mierzonego sygnału.

Kwestię ochrony termometru przed kontaktem z wodą można rozwiązać za pomocą odpowiedniej obudowy (por. ryc. 2.10). Rozwiązanie takie, ze względu na złożony przepływ powietrza, obniża możliwą do uzyskania rozdzielcość czasową pomiaru. Innym rozwiązaniem jest takie ukształtowanie



Ryc. 2.12. Termometr *UFT* w laboratorium Uniwersytetu Warszawskiego. (Warszawa, 2008; fot. autor)



Ryc. 2.13. Higrometr z lustrem do pomiaru temperatury punktu rosy. (Niederöblarn, Austria, 2008; fot. autor)

przepływu powietrza wokół termometru, aby krople omijały element termometryczny (np. w termometrze UFT, por. ryc. 2.12).

Do analiz przedstawionych w kolejnym rozdziale wykorzystano wyniki pomiarów z kilku termometrów typu *Rosemount 102* umieszczonych w obudowie ukazanej na ryc. 2.10. Konstrukcja tego typu wykorzystuje platynowy drut o grubości ok. $25 \mu\text{m}$ (typowy rozmiar kropli chmurowej).

2.2.2. Pomiary ciśnienia i prędkości powietrza

Ciśnienie wywierane przez otaczające powietrze na samolot zależy od prędkości samolotu względem powietrza. W celu odniesienia mierzonego ciśnienia do ciśnienia panującego w otoczeniu definiuje się ciśnienie statyczne (będące ciśnieniem p panującym w otoczeniu) oraz ciśnienie dynamiczne (będące różnicą pomiędzy mierzonym ciśnieniem, a ciśnieniem statycznym). Wartość ciśnienia dynamicznego zależy od względnego ustawienia przyrządu pomiarowego do kierunku lotu. Fakt ten jest podstawą konstrukcji szeregu przyrządów do pomiaru ciśnienia oraz prędkości samolotu względem powietrza (wyznaczanej z wartości ciśnienia dynamicznego). Przyrządy te wywodzą się z zaproponowanej jeszcze w XVIII w. tzw. rurki Pitota (por. ryc. 2.14).

Pomiar prędkości wiatru oraz prędkości prądu pionowego w z pokładu samolotu wymaga odniesienia prędkości samolotu względem powietrza do prędkości samolotu względem powierzchni Ziemi. Można ją otrzymać np. z odbiornika satelitarnego sygnału GPS lub z systemu nawigacji bezwładnościowej. Procedura ta obarczona jest dużą niepewnością m.in. ze względu na porównywanie wartości prędkości – powietrza i samolotu względem Ziemi – o wartościach różniących się o 1-2 rzędy wielkości.

W celu wyznaczenia trójwymiarowego wektora prędkości samolotu względem powietrza, otwory czujników ciśnienia umieszcza się w wielu płaszczyznach względem osi samolotu. Otwory przeznaczone do pomiaru ciśnienia wraz z ciśnieniem dynamicznym (por. ryc. 2.15) mogą znajdować się na wysięgniku (bomie) na nosie samolotu (ang. nose boom); bądź bezpośrednio na nosie samolotu (ang. radome), w kopule mieszczącej często również radar (metoda pomiaru wraz z porównaniem obu możliwości ulokowania czujników opisana np. w Brown et al., 1983).



Ryc. 2.14. Rurka Pitota (Rosemount) przymocowana do kadłuba samolotu SAFIRE ATR-42 (Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)



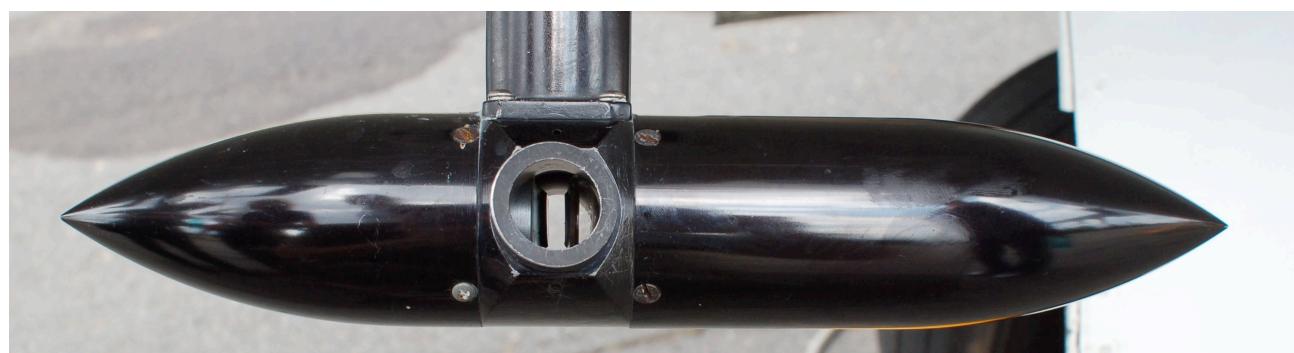
Ryc. 2.15. Otwory do pomiaru ciśnienia na, odpowiednio (od lewej), bomie na nosie motolotni FZK-ENDURO, bomie na nosie samolotu DLR Falcon oraz na nosie samolot SAFIRE ATR-42 (Niederöblarn, Austria, 2008; Wagadugu, Burkina Faso, 2007; Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)

2.2.3. Pomiary wilgotności

Zawartość pary wodnej w powietrzu może być mierzona m.in. w oparciu o pomiar absorpcji promieniowania elektromagnetycznego oraz w oparciu o pomiar temperatury punktu rosy T_d (por. def. 1.11 na str. 13). W przypadku pierwszej metody, wilgotność wyznaczana jest na podstawie pomiaru obniżenia intensywności promieniowania o długości fali silnie absorbowanej przez parę wodną (np. 121,57 nm – linia α serii Lymana). Pomiary absorpcyjne cechuje duża rozdzielcość czasowa, ich wadą jest niepewność wyniku związaną z obecnością innych niż para wodna absorbentów promieniowania (np. ciekłej wody). Zdjęcie przykładowego przyrządu, wyposażonego dodatkowo w lustra zwiększające drogę pokonywaną przez wiązkę promieniowania w objętości próbkowania, zaprezentowane jest na ryc. 2.16.

Często stosowaną w przyrządach lotniczych metodą pomiaru temperatury punktu rosy jest technika optyczna, wykorzystująca zmianę odbiciowości lustra po wykondensowaniu na nim kropel wody. W instrumencie tym cyklicznie zmieniana jest temperatura powierzchni lustrzanej będącej w kontakcie z przepływającym powietrzem. W każdym cyklu rejestrowana jest temperatura, w której nastąpiła

kondensacja pary – temperatura punktu rosy. Instrumenty tego typu charakteryzują się niską rozdzielczością czasową (częstotliwość pomiaru rzędu 1Hz) i małymi rozmiarami (por. ryc. 2.13).



Ryc. 2.16. Instrument *AIR Lyman- α* przymocowany do kadłuba samolotu SAFIRE ATR-42 (Jassy, Rumunia, 2007; fot. autor)

Rozdział 3

Pomiary lotnicze chmur cumulus strefy pasatowej podczas kampanii *RICO*

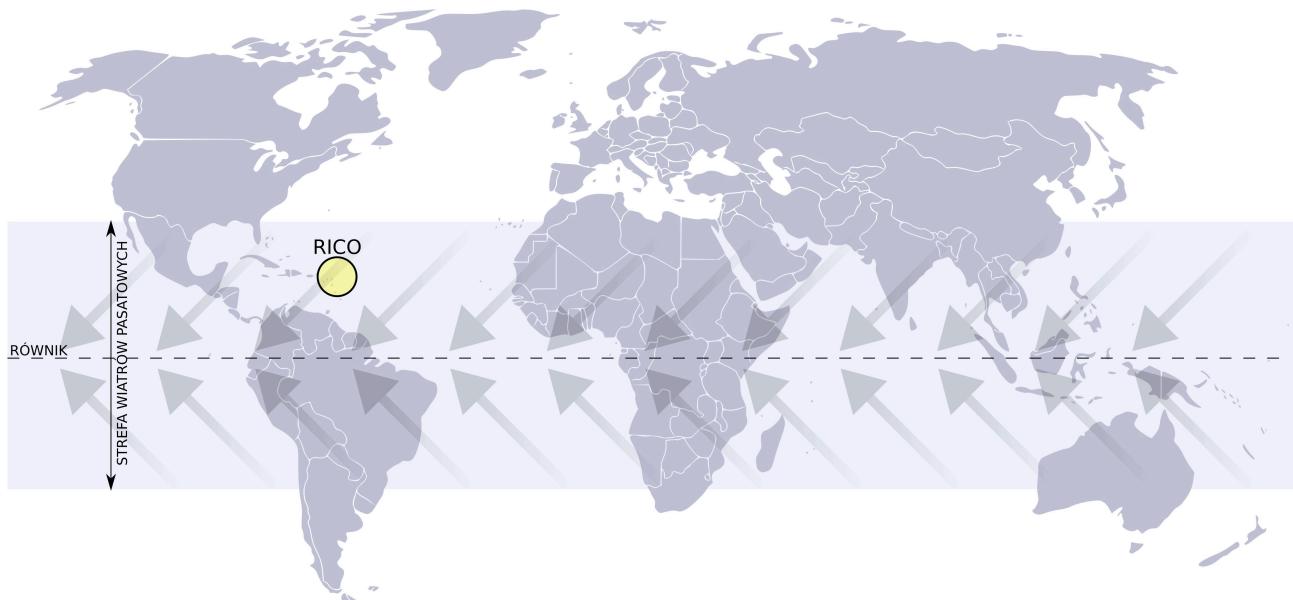
3.1. Podstawowe informacje o kampanii

Kampania pomiarowa *Rain In Cumulus over the Ocean (RICO)* (Rauber et al., 2007) odbyła się na przełomie 2004 i 2005 roku w pobliżu archipelagu Małych Antyli (por. ryc. 3.1). Wyspy te leżą w strefie wiatrów pasatowych. Są częścią naturalnej granicy pomiędzy Morzem Karaibskim, a Oceanem Atlantyckim. Baza eksperymentu znajdowała się na terenie kraju Antigua i Barbuda. Celem kampanii było poszerzenie wiedzy o:

- mechanizmach formowania opadu w chmurach strefy pasatowej,
- wpływie opadu na strukturę mikrofizyczną pojedynczej chmury,
- wpływie występowania opadu na cechy układu chmur.

Stopień zrozumienia wymienionych zagadnień przekłada się bezpośrednio na jakość wyników modelowania procesów atmosferycznych w skali całego globu (Arakawa, 2004). Sposób uwzględnienia, w globalnych modelach pogody i klimatu, procesów powstawania opadu w chmurach strefy pasatowej oraz oddziaływania tych chmur z promieniowaniem słonecznym, jest istotny ze względu na rolę jaką pełnią te procesy w bilansie energetycznym Ziemi. Istotną rolę w budowie i weryfikacji modeli procesów opadowych oraz transferu promieniowania w chmurach jest znajomość mikrofizycznych własności chmur oparta o wyniki pomiarów *in-situ*. Uwzględnienie bądź pominięcie procesów opadowych zmienia bilans energetyczny warstwy atmosfery, w której występuje zachmurzenie. W przypadku opisywanych rejonów geograficznych, ze względu na cyrkulację Hadleya [teoria wprowadzona jeszcze w XVII w. (Hadley, 1735–1736), współczesny opis matematyczny np. w Vallis (2006, rozdział 11)], ma to wpływ na bilans energetyczny obszarów wyższych szerokości geograficznych oraz wyższych warstw atmosfery (por. Gregory, 1997, rozdział 2.). W praktyce, chmury strefy pasatowej traktowane są często w modelach matematycznych jako cumulusy dobrej pogody nie przynoszące opadu (Siebesma, 1998). Wynika to zarówno z braku zrozumienia procesów opadowych, jak i wymogu wprowadzania uproszczeń do modeli w postaci prostych parametryzacji procesów atmosferycznych.

Podczas kampanii *RICO* pomiary wykonywane były z powierzchni Ziemi, z pokładu statku badawczego oraz z pokładu trzech samolotów badawczych. W trakcie dwóch miesięcy pomiarów prowadzono m.in. ciągłe obserwacje radarem meteorologicznym oraz ponad 400 sondaży aerologicznych. Samoloty badawcze wylatały w sumie blisko 350 godzin. Jednym z samolotów biorących udział w kampanii był czterosilnikowy, śmigłowy *NSF/NCAR C-130Q* (tzw. Hercules). Wyniki pomiarów wykonanych z pokładu tego samolotu są podstawą analiz przedstawionych w niniejszej pracy. W kolejnych podrozdziałach opisany jest również klimat rejonu eksperymentu oraz zarys historii badań lotniczych w tym rejonie od wczesnych lat powojennych.



Ryc. 3.1. Mapa świata z zaznaczoną lokalizacją eksperymentu *RICO* oraz wyidealizowaną strefą wiatrów pasatowych (za Wallace i Hobbs, 2006)

3.2. Klimat rejonu eksperymentu

Wyspy Antigua i Barbuda należą do archipelagu Wysp Podwietrznych¹, których nazwa nawiązuje do dominującej roli pasatu w kształtowaniu warunków atmosferycznych w tych rejonach (por ryc. 3.1).

Klimat Małych Antyli opisywany jest (Jahn, 1967) jako zwrotnikowy morski o średnich temperaturach miesięcznych w granicach 24–28 °C i opadach rocznych w granicach 800–2500 mm, głównie zależnych od orientacji wzgórz względem pasatu. Pasat wiejący od środkowej Afryki po Karaiby, związany jest z Wyżem Azorskim oraz Międzyzwrotnikową Strefą Zbieżności (ITCZ).

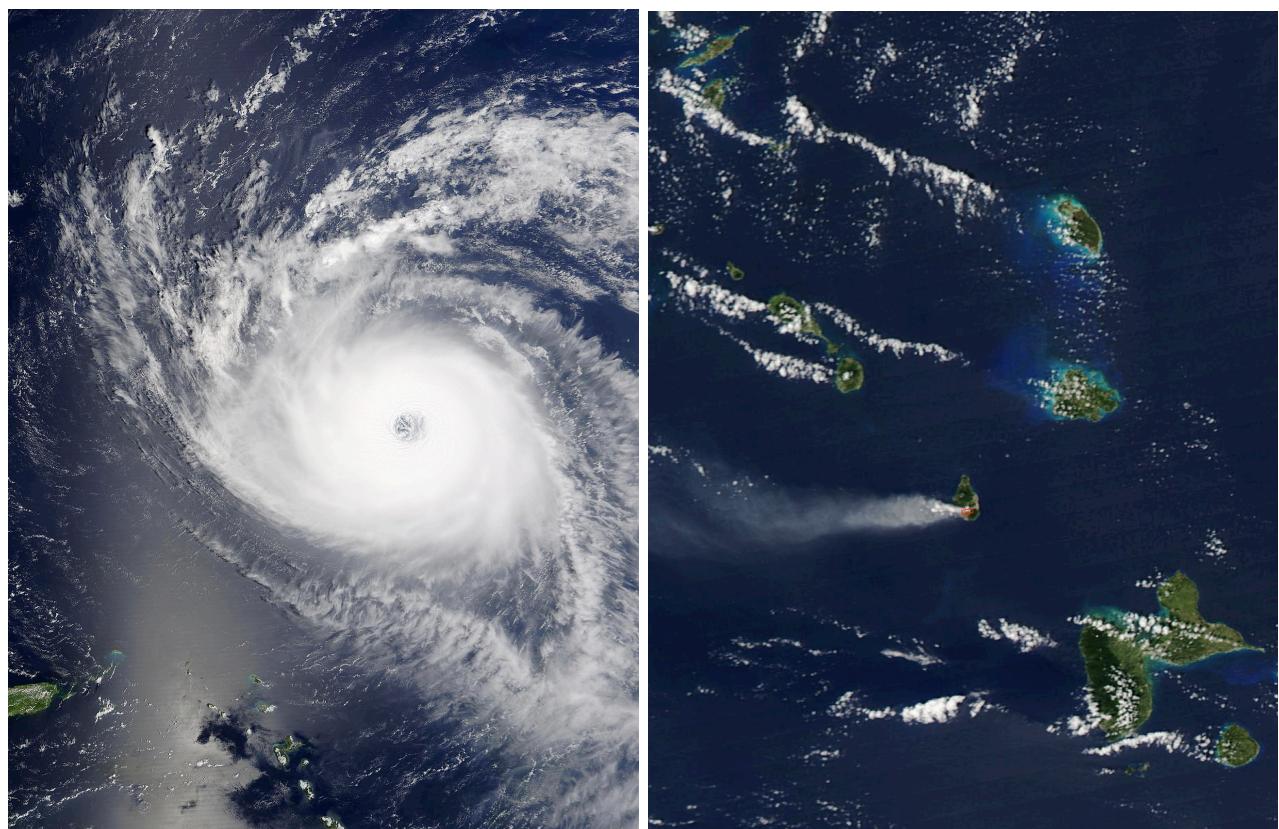
Głębokość warstwy wiatrów pasatowych waha się w granicach 1,5-3 km, powyżej znajduje się warstwa przejściowa, cechująca się nieregularnością kierunku wiatru, oddzielająca warstwę pasatu od wiejącego wyżej silniejszego wiatru (Kendrew, 1949). Wiatry pasatowe są istotnym źródłem energii kinetycznej dla turbulencji w warstwie granicznej (Hartmann, 1994).

Rejony te charakteryzują się relatywnie małą zmiennością warunków pogodowych na przestrzeni roku (związaną w szczególności z równomiernym nasłonecznieniem). Wilgotność w rejonie całego archipelagu Antyli jest wysoka, typowe wartości wilgotności względnej mieszczą się w granicach 70–80 % (Martyn, 1992).

Wyjątkiem w małej zmienności warunków pogodowych na przestrzeni roku są opady. Maksimum opadów przypadaje na miesiące październik, listopad, minimum następuje w marcu (Martyn, 1992).

Wpływ afrykańskiej fali wschodniej, zaburzenia ciśnienia rozchodzącego się wzdłuż południowej granicy Wyżu Azorskiego, widoczny jest w postaci okresów zwiększonego zachmurzenia i opadów pojawiających się naprzemiennie z przepływem suchszego powietrza. W rejonie dominują wiatry wschodnie i północno-wschodnie. Dla obszarów morskich objętych wpływem pasatu charakterystyczne są chmury typu cumulus, często układające się w liniowe szlaki.

¹ Wg nomenklatury angielskiej część archipelagu Wysp Podwietrznych nazywana jest „wyspami zawietrznymi” (ang. Leeward Islands). W terminologii francuskiej i rosyjskiej „wyspami podwietrznymi” (fr. Îles du Vent, ros. Наветренные острова) nazywa się północną część Wysp Podwietrznych oraz Wyspy Zawietrzne. Południowa część Wysp Podwietrznych w terminologii angielskiej nazywana jest Antylami Zawietrznymi (ang. Leeward Antilles), w terminologii francuskiej i rosyjskiej wyspy te noszą nazwę „zawietrznych” (fr. Îles sous le Vent, ros. Подветренные острова). Na podstawie: Encyklopedii PWN, petit Larouse, Geografii Powszechnej PWN, The Kościuszko Foundation Dictionary i Słownika Technicznego Polsko-Rosyjskiego WNT.



Ryc. 3.2. Zdjęcia satelitarne wykonane przy pomocy radiometrów MODIS. Po lewej: zdjęcie huraganu Isabel, znajdującego się na północny-wschód od Małych Antyli, wykonane 8 września 2003 z satelity Terra. Po prawej: zdjęcie chmury pyłu wulkanicznego, wydobywającej się z wulkanu *Soufriere Hills* na wyspie Montserrat w archipelagu Wysp Podwietrznych, wykonane 9 lutego 2006 z satelity Aqua.

Źródło: NASA

Rejony Antyli leżą w bezpośrednim sąsiedztwie typowej ścieżki huraganów karaibskich. W okresie przejścia huraganu warunki atmosferyczne dominowane są przez te cyklony (por ryc. 3.2).

Na części wysp okalających Morze Karaibskie znajdują się aktywne wulkany. W okresie aktywności lokalny rozkład aerozoli w atmosferze jest silnie modyfikowany przez pył wulkaniczny (por ryc. 3.2).

3.3. Powiązane kampanie pomiarowe

Rejestrację danych meteorologicznych w rejonie Morza Karaibskiego, w formie pozwalającej na ich późniejszą analizę statystyczną, zapoczątkowano w ostatnich dziesięcioleciach XIX wieku (Reed, 1926).

Pomiary lotnicze, wykonywane w formie kampanii pomiarowych, zaczęto wykonywać w rejonach Morza Karaibskiego tuż po drugiej wojnie światowej. Poniżej zaprezentowane są wybrane projekty badawcze obejmujące badania lotnicze prowadzone od pierwszych lat powojennych do początków XXI wieku w rejonie zachodnioatlantyckiej strefy wiatrów pasatowych.

Ekspedycje karaibskie Woods Hole Oceanographic Institute (1946 – 1956)

Już w rok po drugiej wojnie światowej odbyła się kampania pomiarowa kierowana przez J. Wymana i A. Woodcocka z Woods Hole Oceanographic Institute motywowana potrzebami marynarki wojennej zrozumienia zachowania się zasłon dymnych. Pierwotne cele kampanii zostały szybko nakierowane na

badania chmur cumulus, których obserwowane zachowanie nie było wytłumaczone poprzez bezpośrednie zastosowanie ówczesnie znanych teorii konwekcji. Loty wykonywane były głównie z San Juan na wyspie Portoryko około 500km od rejonu lotów *RICO*. Do badań wykorzystano łódź latającą PBY-5A *Catalina* marynarki wojennej, wyposażoną w psychrograf, akcelerometr oraz rejestrator kąta natarcia (jak również standardowe mierniki wysokość i prędkość). Szerszy opis lotów oraz tabele z wynikami zawarte są w (Bunker et al., 1949).

W Langwell (1948) przedstawione zostały wyniki pomiarów z 10 lotów podzielonych na odcinki wykonane na ustalonych pułapach pomiędzy 50m a 2300m. Poza pomiarami samolotowymi, wykonywano obserwacje prędkości i kierunku wiatru przy pomocy balonów oraz pomiary temperatury powierzchni wody z pokładu łodzi. W okresie pomiarów obserwowało się zachmurzenie w granicach 20% – 40% (chmury konwekcyjne), odnotowano również opad.

H. Stommel w 1947 publikuje rozważania teoretyczne o procesie mieszania powietrza czystego z chmurowym weryfikowane analizą danych pomiarowych z eksperymentu. W podsumowaniu analiz przedstawionych w Langwell (1948) autorka sugeruje przeprowadzenie, w rejonie eksperymentu, kolejnych badań ukierunkowanych na pomiary własności dynamicznych i termodynamicznych brzegów komórek konwekcyjnych.

W czerwcu 1952 r. odbyły się loty pomiarowe przy użyciu bliźniaczego samolotu o rozszerzonym wyposażeniu. Wykorzystano rozbudowane wersje wcześniej użytych czujników rozszerzając jednocześnie zakres mierzonych wielkości fizycznych o parametry prądu wstępującego oraz zgrubne wskaźniki wodności chmur (Malkus, 1954).

W 1953 r. odbyła się kampania pomiarowa zorganizowana we współpracy z Londyńskim *Imperial College* oraz *British National Institute of Oceanography*. Nowością było m.in. wykorzystanie flar dymnych do śledzenia ruchów powietrza w celu wykonania pomiarów tych samych mas powietrza (samolot latał wokół smugi dymu). Wykonywano również zapis wideo podczas lotów. Szerszy opis kampanii znajduje się m.in. w Malkus (1958).

Kontynuacją pomiarów były prowadzone w 1956 pomiary lotnicze, w szczególności na wschód od wyspy Barbados. Wśród wniosków z analizy danych zebranych podczas przelotów przez chmury, przedstawionych w Wexler i Wexler (1960), znajdują się opisy zależności wartości temperatury oraz wodności od prędkości prądu wstępującego w chmurze i lokalizacji przestrzennej (zarówno wysokości nad podstawą chmury, jak i odległości od brzegu chmury).

The Cloud Physics Project (1953 – 1954)

Grupa naukowców z Uniwersytetu w Chicago przeprowadziła w latach 1953 i 1954 serię 15 lotów pomiarowych wykonywanych równocześnie przez dwa samoloty. Kampania pomiarowa bazowała na wyspie Portoryko, skąd wykonywane były również sondaże aerologiczne. Podstawowym instrumentem wykorzystywanym podczas eksperymentu był radar mierzący echo pochodzące od kropel chmurowych (określanych przez minimalną średnicę $150\mu\text{m}$). Radar zamontowany był na samolocie typu *B-17*, na którym zamontowane były również m.in. dwa czujniki temperatury. Załoga drugiego, szybszego samolotu (*B-26*), miała za zadanie określić wysokość chmury penetrowanej przez ten pierwszy. Podsumowanie pomiarów wykonanych podczas kampanii, obejmujących penetracje 495 chmur, opisane jest w Byers i Hall (1955). Porównanie wyników pomiarów z tymi przeprowadzonymi podczas analogicznych eksperymentów w innych rejonach przedstawione jest w Battan i Braham (1956). Analiza skoncentrowana na dynamice chmur oraz wyznaczeniu kryteriów determinujących obecność opadu (zarejestrowaną w 180 chmurach, której prawdopodobieństwo szacowano na 50%) zawarta jest w Ackerman (1956). W dyskusji podkreślany był brak odpowiedzi na pytanie o warunki determinujące powstanie opadu w chmurach konwekcyjnych strefy pasatowej.

The Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment (BOMEX, 1969)

Podstawowym celem kampanii pomiarowej *BOMEX* było zmierzenie strumienia ciepła, pędu oraz wody w różnych stanach skupienia definiujących oddziaływanie oceanu z atmosferą. Kampania za-

krojona była na znacznie szerszą skalę, niż wymienione wcześniej eksperymenty. W badania terenowe prowadzone na obszarze oceanu w kwadracie o boku 500 km zaangażowane było 1500 osób, 28 samolotów i 12 statków, podczas lotów badawczych wylatano w sumie 4000 godzin. Kampania pomiarowa trwała cztery miesiące i odbyła się w bezpośrednim sąsiedztwie rejonu pomiarów *RICO*. Jednym z celów pomiarów było określenie roli opadów w bilansie energetycznym warstwy granicznej atmosfery (Holland, 1970; Holland i Rasmusson, 1973).

Ze względu na skalę eksperymentu, długi okres pomiarów oraz szeroki wachlarz wykonywanych pomiarów, zestaw danych pomiarowych zebranych podczas kampanii *BOMEX* wykorzystywany jest do dnia dzisiejszego np. do definiowania ustawień oraz weryfikacji wyników symulacji numerycznych (por. np. Siebesma i Holtslag, 1996; Slawinska et al., 2008).

Trzy miesiące przed kampanią *BOMEX*, na wschodnim Atlantyku odbyła się kampania pomiarowa *Atlantic Trade-Wind Experiment* (ATEX), w której uczestniczyła część floty badawczej wykorzystanej podczas *BOMEX* (Augstein et al., 1973).

GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE, 1974)

Kampania pomiarowa *GATE* obejmowała zasięgiem pas szerokości geograficznych od 10°S do 20°N obejmujący cały obszar Atlantyku, Afrykę i Amerykę Środkową. Pomiary trwały około 100 dni. Do badań wykorzystano m.in. 13 samolotów ze Stanów Zjednoczonych, Wielkiej Brytanii, Francji, Brazylii i Związku Radzieckiego. Opis strategii badań przedstawiony jest w Kuettner (1974). W instrumenty do pomiaru struktury mikrofizycznej chmur wyposażony był tylko jeden z wykorzystywanych samolotów – amerykański WC-130B (Hercules). Przykładowa analiza wyników pomiarów lotniczych w kontekście tropikalnych płytowych chmur konwekcyjnych opisana jest w Nicholls i LeMone (1980). Analizy skoncentrowane są na bilansie energetycznym warstwy granicznej atmosfery.

Pierwszy dzień kampanii zbiegł się z wystrzeleniem pierwszego geostacjonarnego satelity meteorologicznego *SMS-1*. Satelita umieszczony został nad Atlantykiem. Obrazy zachmurzenia transmitowane z *SMS-1* wykorzystywane były podczas *GATE* do planowania lotów badawczych.

Small Cumulus Microphysical Study (SCMS, 1995)

Kampania *SMCS* odbyła się w lipcu i sierpniu 1995 r. na Florydzie w Stanach Zjednoczonych. Rejon ten leży na północny-zachód od rejonu pomiarów *RICO*. W kampanii uczestniczyły trzy samoloty badawcze oraz naziemne stacje pomiarowe (por. np. opis wykonanych obserwacji oraz odniesienia do wyników analiz w Neggers et al., 2003). Wyposażenie samolotów pomiarowych było zbliżone do wykorzystanego podczas kampanii *RICO*. W szczególności wykorzystano szereg nowoczesnych rozwiązań do pomiarów wody chmurowej – na pokładzie samolotu *NSF/NCAR C-130Q* wykonywane były pomiary przy użyciu sześciu instrumentów przeznaczonych do tego celu (por. porównania wyników pomiarów w Lawson i Blyth, 1998; Burnet i Brenguier, 1999).

Zestawienie powyższe nie uwzględnia projektów, których głównym celem była modyfikacja warunków pogodowych. Eksperymenty te wymagały również badania mikrofizyki płytowych chmur konwekcyjnych i miały istotny wkład w poznanie struktury chmur i rozwój instrumentów do pomiarów *in-situ*. Pomiary wewnętrz płytowych chmur konwekcyjnych w okolicach obszaru lotów *RICO* były przeprowadzane również w ramach projektów nakierowanych na badania huraganów (np. Brown i Braham, 1959).

Badania lotnicze chmur konwekcyjnych strefy pasatowej nad powierzchnią oceanu były prowadzone również na Oceanie Indyjskim² i Pacyfiku- m.in. na Hawajach³, na północnych wybrzeżach Australii⁴ oraz na Wyspach Marshalla⁵.

² Np. podczas kampanii INDOEX w roku 1999 gdzie wykorzystywano podobnie jak podczas *RICO* samolot *NSF/NCAR C-130Q* (Heymsfield i McFarquhar, 2001)

³ Począwszy od serii kampanii pomiarowych w latach 50-tych (Squires, 1956) które zobrazowały znaczące różnice w koncentracjach kropel pomiędzy chmurami morskimi i kontynentalnymi (o rząd wielkości większe).

⁴ Np. seria pięciu kampanii pomiarowych w latach 1959 – 1957 (Warner, 1969)

⁵ Badania związane z próbami broni jądrowej w 1951 r. Opis lotów badawczych, wyposażenia badawczego samolotów

3.4. Analiza danych pomiarowych z eksperymentu *RICO*

3.4.1. Uzasadnienie podjęcia analiz

Motywacją do wykonania prezentowanych w pracy badań jest zapotrzebowanie na wyniki analiz statystycznych dużych zbiorów danych zebranych podczas kampanii pomiarowej *RICO*. Prezentowane w pracy statystyki parametrów mikrofizycznych płytakich chmurach konwekcyjnych strefy pasatowej są informacjami możliwymi do wykorzystania m.in. do:

- odniesienia cech mierzonych chmur do własności opisanych w literaturze za pomocą analogicznie zdefiniowanych statystyk (patrz podrozdział 3.4.6);
- tworzenia i weryfikacji parametryzacji zjawisk zachodzących z udziałem chmur do wykorzystania w modelach matematycznych (patrz podrozdział 3.4.8);
- określania warunków początkowych, weryfikacji wyników i dostrajania modeli numerycznych symulujących procesy zachodzące w atmosferze z udziałem chmur;
- weryfikacji teorii procesów zachodzących w chmurach, w tym procesów powstawania opadu;
- walidacji obserwacji teledetekcyjnych danymi z pomiarów *in-situ* (por. Arabas et al., 2008);
- analizy danych pochodzących z innych przyrządów wykorzystywanych podczas lotów badawczych w ramach kampanii *RICO*.

Analizowane parametry mikrofizyczne chmur:

- całkowita koncentracja kropel chmurowych N ,
 - wodność właściwa q_c ,
 - średni promień kropel chmurowych \bar{r} ,
 - odchylenie standardowe σ_r i dyspersja względna $d = \sigma_r/\bar{r}$ promienia r ,
 - promień efektywny r_{eff} ,
- zostały dobrane biorąc pod uwagę istotność w opisie takich procesów jak:
- wpływ naturalnych i antropogenicznych zanieczyszczeń powietrza na własności chmury,
 - mieszanie powietrza chmurowego z otoczeniem,
 - powstawanie opadu,
 - oddziaływanie chmury z promieniowaniem słonecznym.

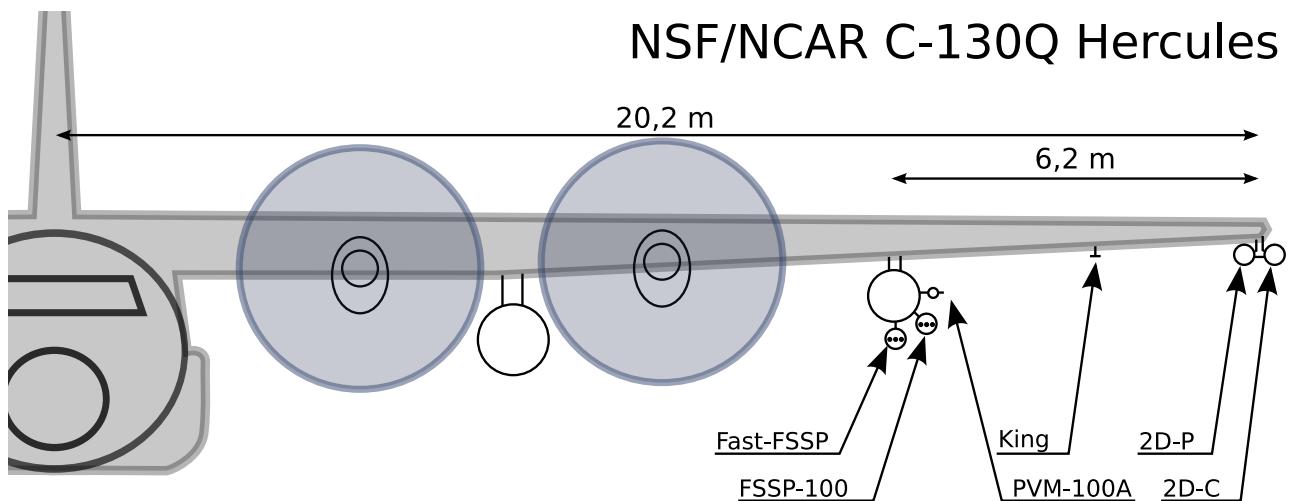
3.4.2. Źródła danych wykorzystanych do analizy

Prezentowane analizy danych pomiarowych oparto na wynikach pomiarów wykonanych z pokładu samolotu *NSF/NCAR C-130Q*. Samolot ten wykonał podczas kampanii RICO 19 lotów badawczych. Każdy lot trwał około ośmiu godzin. Scenariusz lotu obejmował szereg kilkunasto- bądź kilkudziesięcio-minutowych odcinków wykonywanych na stałej wysokości, w dolnych dwóch kilometrach atmosfery. Dodatkowo, na początku i na końcu każdego lotu samolot wykonywał przeloty sondażowe osiągając pułap około 5 km. Podczas lotów z pokładu samolotu wypuszczane były sondy spadochronowe. Loty odbywały się nad powierzchnią wody, na północny wschód od Małych Antyli.

Samolot *NSF/NCAR C-130Q* wyposażony był w instrumenty do pomiaru podstawowych parametrów atmosfery, widma wielkości kropel chmurowych i opadowych, widma i składu chemicznego aerosoli. Z pokładu samolotu wykonywane były również pomiary teledetekcyjne przy pomocy lidaru aerozolowego skierowanego w dół oraz pasywne pomiary radiometryczne przy pomocy radiometrów umieszczonych na dolnej i górnej części kadłuba.

Podstawowym źródłem danych dla niniejszej pracy były instrumenty analizujące wodę chmurową:

oraz analizy danych pomiarowych dostępny jest w odtajnionych w 1997 r. materiałach wojskowych (Anderson i Gustafson, 1951), gdzie opisane są loty ośmiu zdalnie sterowanych samolotów typu *B-17* wykonujących pomiary podstawowych parametrów meteorologicznych (brak pomiarów wody chmurowej) w trzonach "grzybów" powstałych w czasie eksplozji oraz w otaczającej atmosferze. Wnioski przedstawione w raporcie odnoszą się m.in. do procesów mieszania powietrza chmurowego z otoczeniem, struktury turbulencji (analizowanej na podstawie odczytów zmian prędkości samolotu), możliwości realizacji procesów prowadzących do opadu oraz do sytuacji meteorologicznej przed próbami.



Ryc. 3.3. Schemat (bez dokładnego odwzorowania skali) rozmieszczenia wybranych instrumentów do pomiaru wody chmurowej i opadowej podczas lotów *RICO* (lewe skrzydło samolotu *NSF/NCAR C-130Q*)

Fast-FSSP spektrometr optyczny kropel chmurowych o średnicach z zakresu $2\text{--}47\ \mu\text{m}$ rejestrujący koncentracje w 255 klasach wielkości kropel (por. opis w podrozdziale 2.1.1 na stronie 16);

FSSP-100/SPP-100 spektrometr optyczny kropel chmurowych o średnicach w zakresie $2\text{--}47\ \mu\text{m}$ rejestrujący koncentracje w 31 klasach wielkości kropel (por. opis w podrozdziale 2.1.1 na stronie 16);

PVM-100A optyczny analizator całkowitej objętości i powierzchni kropel chmurowych o średnicach w zakresie około $4\text{--}45\ \mu\text{m}$ (por. opis w podrozdziale 2.1.2 na stronie 19);

CSIRO/King-Probe analizator zawartości wody ciekłej w powietrzu odparowujący krople o średnicach w zakresie około $5\text{--}50\ \mu\text{m}$ (por. opis w podrozdziale 2.1.4 na stronie 23);

OAP-2DC spektrometr optyczny dużych kropel chmurowych i małych kropel opadowych o średnicach w zakresie $25\text{--}800\ \mu\text{m}$ rejestrujący koncentracje w 63 klasach wielkości (por. opis w podrozdziale 2.1.3 na stronie 22).

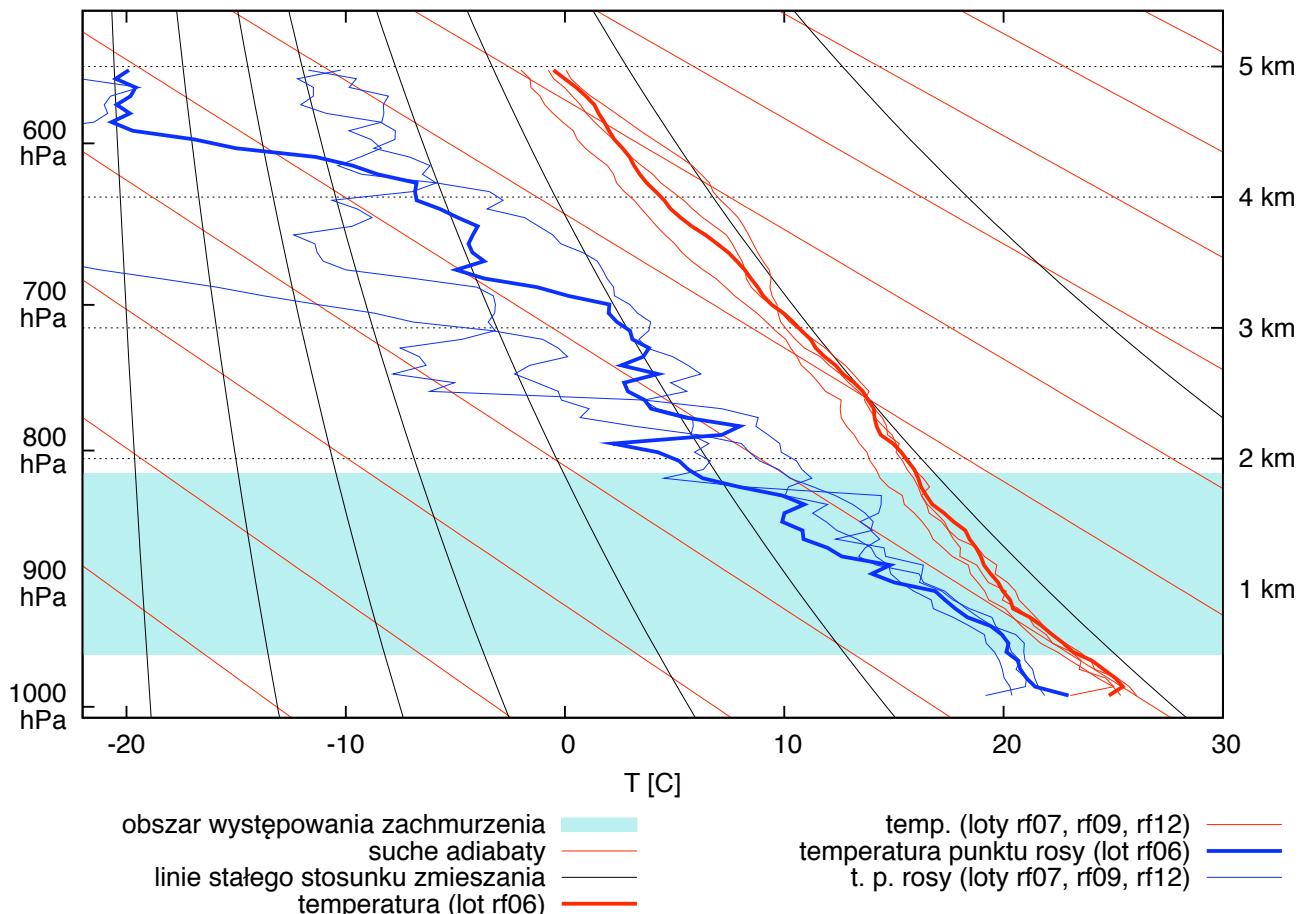
Rozmieszczenie wybranych instrumentów na samolocie przedstawiono na ryc. 3.3. Dodatkowo posłużyły się wynikami pomiarów z systemu nawigacji satelitarnej GPS, systemu nawigacji bezwładnościowej, termometrów, higrometrów oraz mierników ciśnienia statycznego i dynamicznego. Do analiz wykorzystano dane o rozdzielczości czasowej $10\ \text{Hz}$.

Do analizy wykorzystano dane z czterech wybranych lotów: rf06, rf07, rf09 i rf12, odpowiednio z 16, 17 i 20 grudnia 2004 r. oraz 11 stycznia 2005 r. (skrót rf oznacza *research flight*). Na ryc. 3.5, 3.6 oraz 3.7 przedstawiono zdjęcia z kabiny samolotu oraz zdjęcia z satelity geostacjonarnego *GOES-12* wykonane podczas lotu. Na zdjęciach widoczny jest typowy dla tego obszaru rodzaj zachmurzenia. Na zdjęcia satelitarne nałożone są trajektorie lotu z zaznaczeniem odcinka lotu, podczas którego wykonane były zdjęcia.

3.4.3. Metodologia analizy statystycznej

Przedstawione w pracy wyniki analiz dotyczą pomiarów wykonanych podczas czterech dni kampanii *RICO*:

- 16. grudnia 2004 r. (lot rf06),
- 17. grudnia 2004 r. (lot rf07),
- 20. grudnia 2004 r. (lot rf09),
- 11. stycznia 2005 r. (lot rf12).



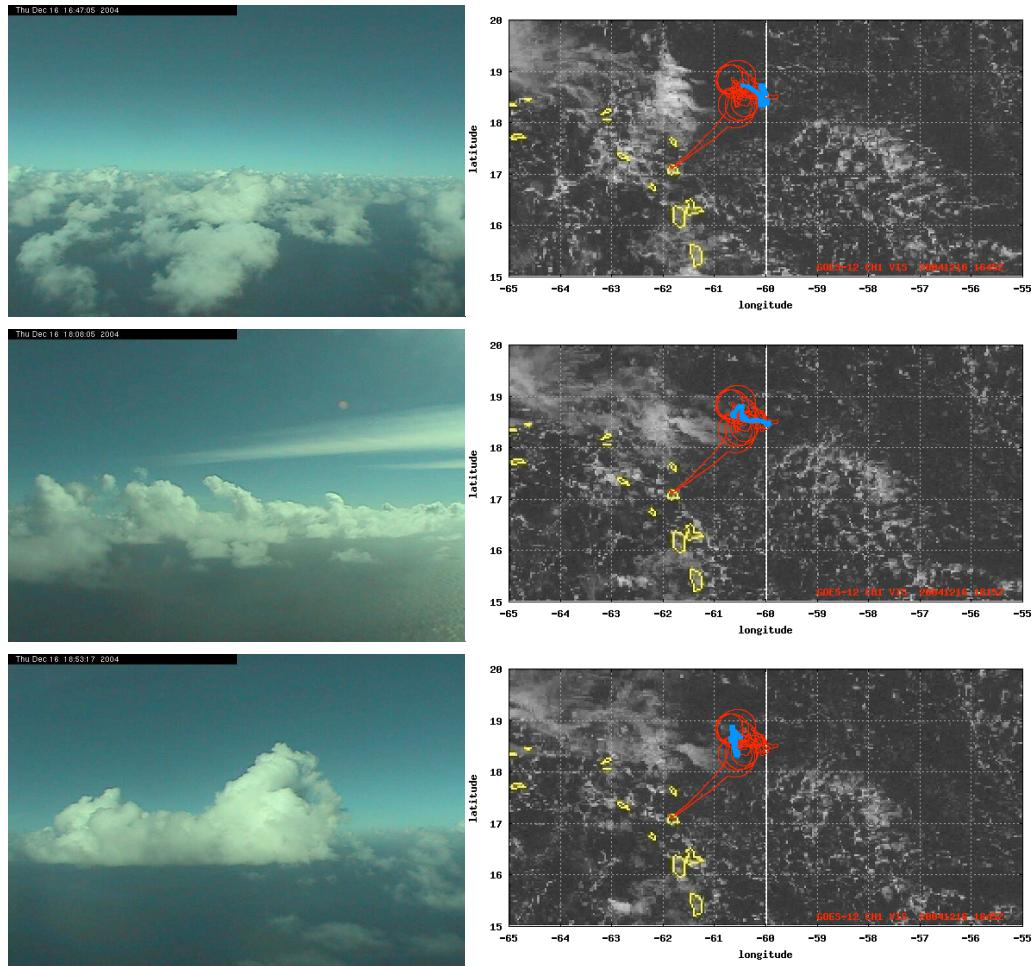
Ryc. 3.4. Wykres w konwekcji diagramu Stüvego prezentujący dane o profilu temperatury i temperatury punktu rosy z wysokością zebrane podczas lotów badawczych samolotu *NSF/NCAR C-130Q*. Dodatkowo zaznaczony jest zakres wysokości na których występowały chmury podczas czterech bieżących pod uwagę dni eksperymentu. Wykreślone wartości są średnimi wskazań dla danej wysokości z całego lotu.

Dobór dni podyktowany był dostępnością kompletu danych pomiarowych. Podsumowanie sytuacji meteorologicznej występującej w wymienionych dniach kampanii ukazane jest, w formie wykresu w konwencji diagramu Stüvego, na ryc. 3.4.

Zebrane statystyki dotyczą powietrza chmurowego zdefiniowanego poprzez próg wartości koncentracji kropel chmurowych $N > 10 \text{ cm}^{-3}$. Za każdym razem do analizy wyników pomiarów używano danych z całego, pojedynczego lotu badawczego (około osiem godzin). Pozwala oszacować właściwości typowe dla zbioru chmur o podobnym pochodzeniu, zachowując jednocześnie możliwość rozróżnienia cech charakteryzujących chmurę obserwowane w poszczególnych dniach kampanii (cechy takie jak wysokość podstawy chmury, głębokość chmur). W zebranych statystykach uśredniona zostaje zmienność parametrów chmur charakteryzująca cykl ich ewolucji o długości porównywalnej z długością lotu.

Zebranie statystyk zależności dwóch parametrów wykonano poprzez podzielenie rozpatrywanego zakresu wielkości tych parametrów na dwuwymiarowy histogram. Dane zebrane podczas lotu przyporządkowano do odpowiednich klas histogramu, wyznaczając tym samym dwuwymiarowy, dyskretny rozkład częstości występowanie par wartości analizowanych parametrów.

Z analizy wykluczono obszary chmur, w których występowała mżawka. Obszary te były zdefiniowane poprzez próg wartości koncentracji kropel mierzonych przez przyrząd *OAP* (patrz podrozdział



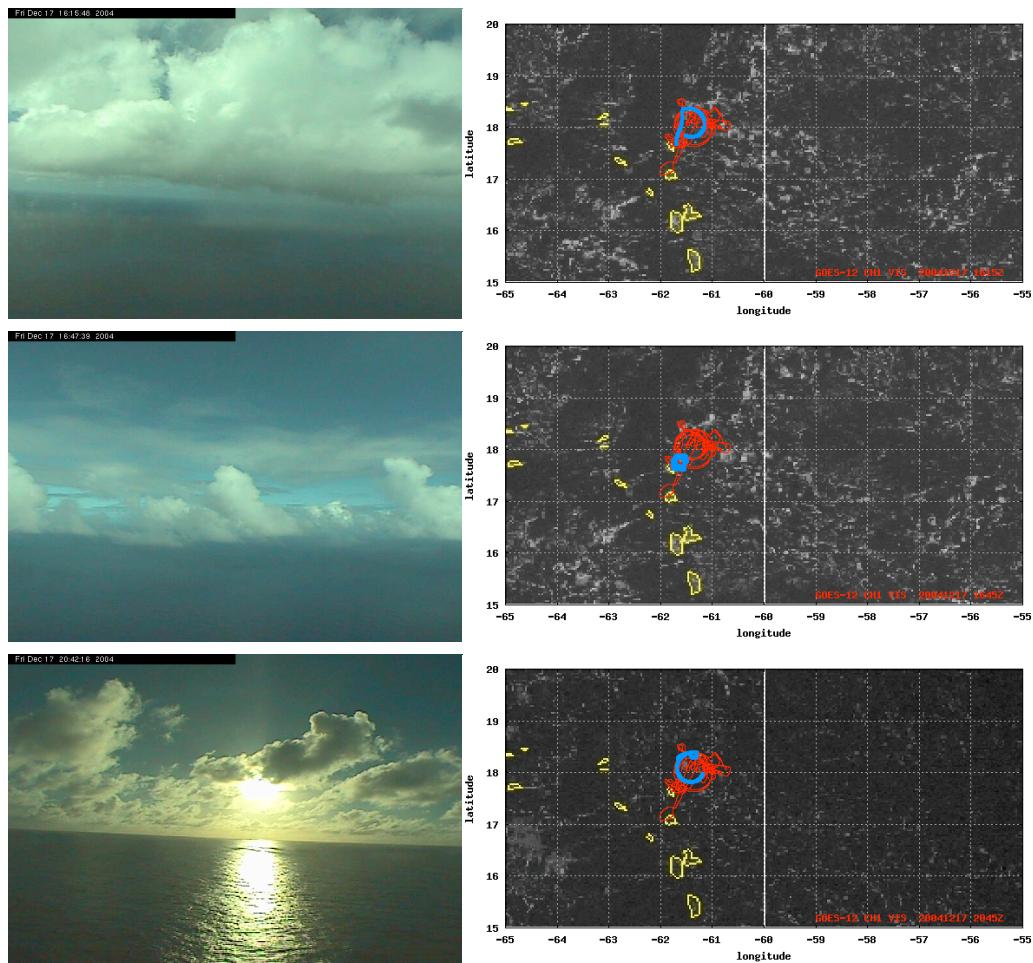
Ryc. 3.5. Zdjęcia satelitarne (kanał 1 widzialny GOES-12) oraz lotnicze wykonane podczas lotu rf06 16. grudnia 2004. Zdjęcia lotnicze wykonane były (od góry) o 16:47:05, 18:08:05 i 18:53:17, zdjęcia satelitarne wykonane były odpowiednio o 16:45:00, 18:15:00, i 18:45:00 (czasy UTC). Linie naniesione na obraz satelitarny reprezentują trajektorię całego lotu, pogrubienie oznacza lokalizację samolotu podczas wykonywania zdjęcia. Źródło: NCAR/EOL

2.1.3). Wykluczono obszary, w których koncentracja mżawki przekraczała ($10 l^{-3}$). Wykluczenie obszarów z mżawką podyktowane jest:

- wykorzystywaniem w analizie porównań do modelu adiabatycznego, którego założenie braku wymiany masy pomiędzy częstekami powietrza chmurowego nie jest spełnione, gdy krople nie podążają za przepływem,
- złym określaniem własności widma rozmiaru kropel poprzez dane ze spektrometrów typu *FSSP* w przypadku występowania kropel o rozmiarach wykraczających poza zakres pomiarowy tych przyrządów,
- możliwości nieprawidłowych wskazań instrumentów typu *FSSP* w obecności większych kropel, które po uderzeniu o obudowę instrumentu rozpadają się na mniejsze krople dostające się w obszar próbkowania przyrządu.

3.4.4. Porównanie wyników pomiarów *in-situ* wody chmurowej z różnych instrumentów

Mnogość przyrządów do pomiarów wody chmurowej wykorzystanych podczas lotów pomiarowych samolotu *NSF/NCAR C-130Q* umożliwiła porównanie wskazań tych przyrządów. Wszystkie brane

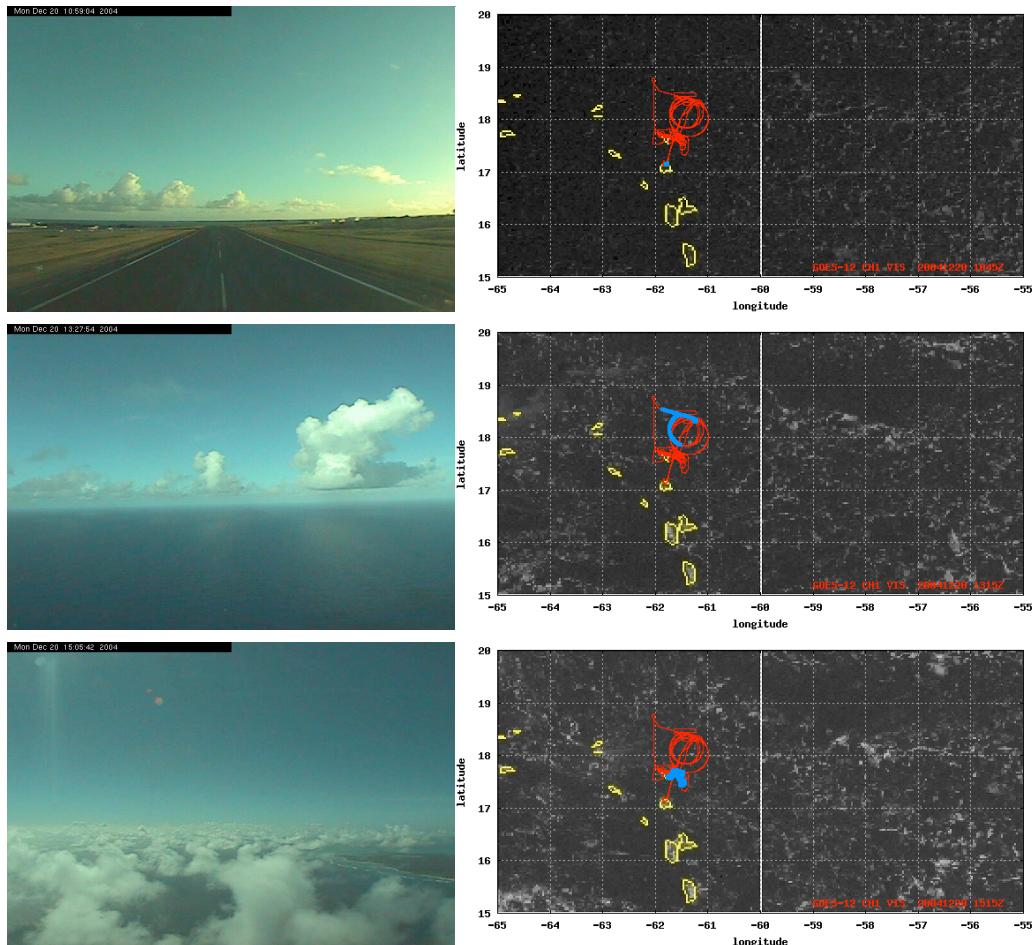


Ryc. 3.6. Zdjęcia wykonane podczas lotu rf07 17. grudnia 2004 (zaprezentowane zgodnie z opisem ryc. 3.5) wykonane odpowiednio o 16:15:48, 16:47:39 i 20:42:16 (zdjęcia lotnicze) oraz o 16:15:00, 16:45:00, i 20:45:00 (zdjęcia satelitarne). Źródło: NCAR/EOL

pod uwagę instrumenty przymocowane były podczas lotów badawczych pod jednym skrzydłem samolotu (patrz ryc. 3.3). Odległość pomiędzy przyrządami wynosiła w skrajnym przypadku około 3 m. Rozdzielcość przestrzenna branych pod uwagę pomiarów to około 10 m – porównywanie wskazań jest więc uzasadnione.

Na ryc. 3.8 przedstawiono wyniki analizy korelacji wskazań czterech przyrządów – spektrometrów *Fast-FSSP* i *FSSP-100/SPP-100* oraz *PVM-100A* i *CSIRO/King Probe*. Każdy z wykresów przedstawia wynik klasyfikacji około 30.000 punktów pomiarowych reprezentujących wyniki pomiarów wykonanych podczas czterech lotów. Wizualizacja wyników obejmuje wykreślenie siatki reprezentującej klasy dwuwymiarowego histogramu oraz wypełnienie kolorem pól siatki. Skala kolorów reprezentuje częstości występowania i jest dobrana w ten sposób, aby każdy z kolorów obejmował obszar, w którym występuje 10% przypadków. Obszary uszeregowane są wg częstości występowania – przykładowo najciemniejszy odcień koloru wyznacza 10% najczęściej spotykanych przypadków. Dodatkowo na wykresy naniesiono izolinie częstości występowania. Trzy wykreślone izolinie okalają odpowiednio 25, 50 i 75% najczęściej spotykanych przypadków.

Miarą zgodności wskazań przyrządów jest rozrzut wyników wokół linii 1:1 naniesionej na wykresy, a określany liczbowo przez współczynnik korelacji. Górnny wiersz przedstawia porównanie wyników pomiarów wodności właściwej chmur przeprowadzonych przy pomocy czterech przyrządów. Widoczna



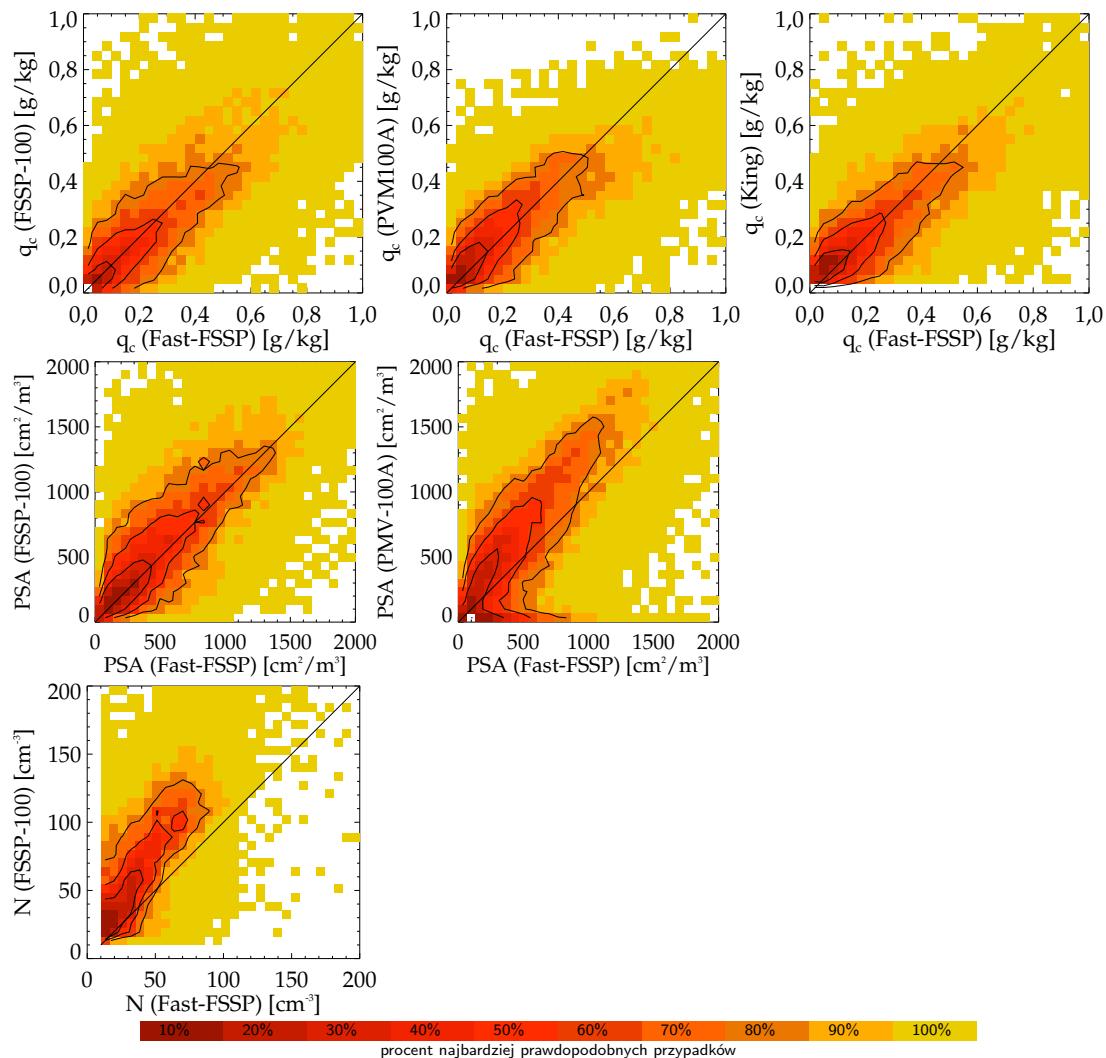
Ryc. 3.7. Zdjęcia wykonane podczas lotu rf07 17. grudnia 2004 (zaprezentowane zgodnie z opisem ryc. 3.5) wykonane odpowiednio o 10:59:04, 13:27:54 i 15:05:42 (zdjęcia lotnicze) oraz o 10:45:00, 13:15:00 i 15:15:00 (zdjęcia satelitarne). Źródło: NCAR/EOL

jest względnie dobra zgodność mierzonych wielkości, współczynniki korelacji to odpowiednio 0,80, 0,77 i 0,77 (por. dyskusję możliwych źródeł rozbieżności w podrozdziałach 2.1.1, 2.1.2 i 2.1.4).

Wyraźne odchylenia od linii 1 : 1 widoczne są dla wodności q_c bliskich 1 g/kg w porównaniu *PVM-100A* i *Fast-FSSP* oraz dla koncentracji N w porównaniu *FSSP-100* i *Fast-FSSP*. Różnice we wskazaniach wodności q_c mogą być związane z niską wydajnością miernika większych kropel chmurowych przez *PVM-100A* (Lawson i Blyth, 1998; Wendisch et al., 2002). Z faktu, iż niezgodność wskazań koncentracji N nie ma odzwierciedlenia w niezgodność wyliczonych z danych *FSSP-100* i *Fast-FSSP* wodności q_c wynika, że rozbieżność dotyczy jedynie najmniejszych kropel. Kropki te dają mały wkład w całkowitą zawartość wody w jednostce objętości.

Środkowy wiersz zestawu wykresów na ryc. 3.8 przedstawia porównanie wyników pomiarów całkowitej powierzchni kropel chmurowych *PSA*. Parametr ten brany jest pod uwagę ponieważ jest on jedynym parametrem widmowym, poza całkowitą objętością kropel, mierzonym przez trzy z wymienionych instrumentów. W przypadku dwóch spektrometrów typu *FSSP* wartość *PSA* wyznaczana jest na podstawie kształtu widma rozmiarów kropel, a w *PVM* – 100A mierzona jest bezpośrednio (por. opis w podrozdziale 2.1.2 na str. 19). Rozbieżność wskazań, w szerokim zakresie widma rozmiarów kropel, widoczna jest na porównaniu z *Fast-FSSP* z *PVM-100A* – rozkład przesunięty jest względem linii 1:1 w kierunku większej powierzchni kropel dla *PVM-100A*.

Trzeci wiersz ryc. 3.8 przedstawia porównanie wyników pomiarów koncentracji całkowitej kropel

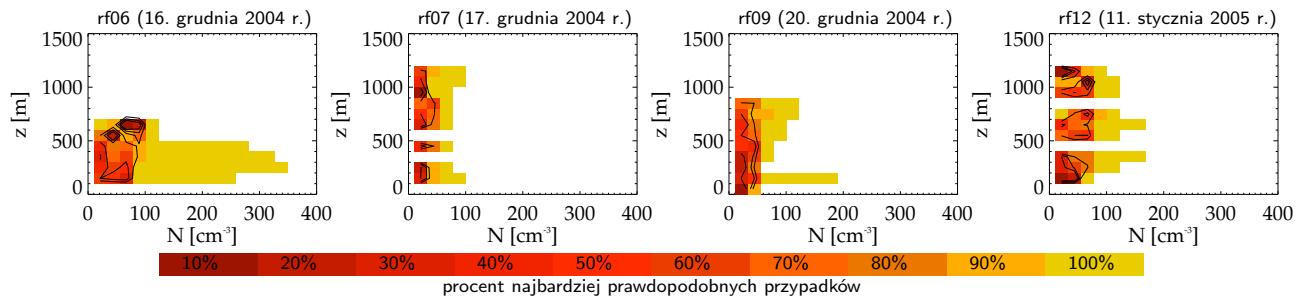


Ryc. 3.8. Statystyki zgodności wyników pomiarów wodności q_c , całkowitej powierzchni kropel PSA oraz koncentracji N z różnych przyrządów do pomiaru wody chmurowej wykorzystywanych podczas kampanii *RICO*.

chmurowych. Pomiar ten możliwy jest jedynie przy pomocy dwóch z porównywanych przyrządów. Widoczne jest tutaj największe odchylenie rozkładu od linii 1 : 1 – spektrometr *FSSP-100/SPP-100* systematycznie wskazuje wyższe koncentracje kropel.

Ze względu na brak przyrządów (i chmur) wzorcowych nie jest możliwe jednoznaczne zweryfikowanie wskazań przyrządów. Opisane w poprzednim rozdziale pracy uwarunkowania konstrukcyjne determinują występowanie rozbieżności. Istotne jest, iż zaobserwowano względnie wysoką korelację wskazań przyrządów o różnych podstawach fizycznych działania. Ze wszystkich zaprezentowanych porównań wyciągnąć można dodatkowo wniosek, iż błąd względny pomiarów (rozbieżność podzielona przez wartość mierzonej wielkości) maleje ze wzrostem mierzonych wielkości – rozrzut punktów naniesionych na wykresy względem linii 1 : 1 pozostaje stały bądź maleje wraz ze wzrostem wartości mierzonych parametrów. Analogiczne porównania bazujące na pomiarach wykonywanych podczas wcześniejszych kampanii pomiarowych można znaleźć np. w Baumgardner (1983); Lawson i Blyth (1998); Burnet i Brenguier (1999).

Ze względu na najwyższą rozdzielcość widmową, do pozostałych części analizy wykorzystane zostały dane zebrane przy pomocy spektrometru *Fast-FSSP*.



Ryc. 3.9. Statystyki wyników pomiarów koncentracji kropel chmurowych N wykonanych spektrometrem *Fast-FSSP* podczas czterech lotów *RICO* (rf06, rf07, rf09 i rf12). Wyniki wykreślone w funkcji wysokości nad podstawą chmury z .

3.4.5. Charakterystyka koncentracji kropel chmurowych

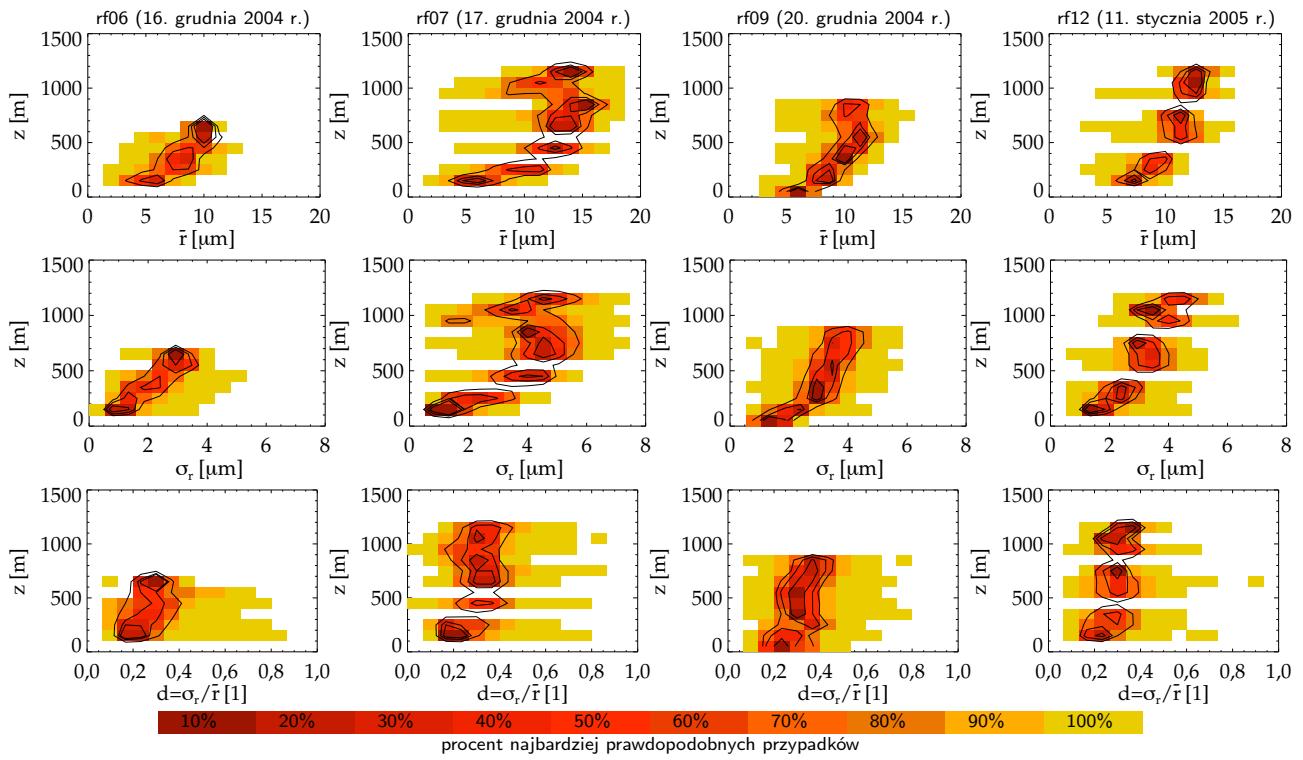
Na ryc. 3.9 przedstawiono wyniki pomiarów koncentracji kropel chmurowych wykonane przy pomocy spektrometru *Fast-FSSP* podczas lotów rf06, rf07, rf09 i rf12.

Wyniki pomiarów koncentracji wykreślono w funkcji wysokości nad podstawą chmury z . Ze względu na jednorodność przestrzenną i czasową (w skali doby) warunków termodynamicznych oraz brak wpływu topografii nad morskim obszarem badań eksperymentu *RICO*, wysokość podstawy chmur z dobrą dokładnością można przyjąć za stałą dla danego dnia. Oszacowania poziomu podstawy chmury dokonano na podstawie analizy profili wodności w chmurze (por. ryc. 3.11), której maksymalna wartość zmienia się, w przybliżeniu, liniowo z wysokością nad podstawą chmury (por. opis jednowymiarowego modelu cząstki atmosfery w podrozdziale 1.4 na stronie 13). Wysokość podstawy chmury określono z dokładnością do 100 m (wysokość 500 m dla wszystkich czterech branych pod uwagę lotów – w zgodzie z notatkami załogi samolotu). Dla każdego z wierszy dwuwymiarowego histogramu, reprezentującego klasyfikację punktów pomiarowych względem koncentracji N i wysokości nad podstawą chmury, dokonano normalizacji do jedności. W efekcie każdy z poziomów (o grubości 100 m) reprezentuje rozkład częstości występowania wartości koncentracji N na danej wysokości (konstrukcja zbliżona do tzw. CFAD – ang. contoured frequency by altitude diagram, por. opis w Yuter i Houze, 1995, dodatek A). Na wykresach nie zostały ukazane poziomy o małym znaczeniu statystycznym związanym z krótką obecnością samolotu, bądź brakiem chmur, na danej wysokości.

Dla wszystkich czterech lotów w 90% przypadków koncentracja kropel nie przekraczała 100 cm^{-3} (dla lotów rf07 i rf09 była niższa niż 50 cm^{-3}) co świadczy o morskim pochodzeniu mas powietrza, w których tworzyły się próbki chmury. Koncentracje sięgające 350 cm^{-3} zarejestrowano podczas lotu rf06, podczas penetracji kilku chmur, w których dominowały krople o rozmiarach w zakresie $5\text{-}10 \mu\text{m}$ (wartości spójne ze wskazaniami drugiego spektrometru kropel – *FSSP-100/SPP-100*).

Niska zmienność koncentracji z wysokością nad podstawą chmury może potwierdzać brak procesów aktywacji jąder kondensacji powyżej podstawy chmury. Przesycenie pary wodnej w powietrzu potrzebne do aktywowania nowych kropel nie jest osiągane ponieważ dostępna para wodna jest kondensowana na już istniejących kroplach przy niższym przesyceniu. Koncentracja kropel w chmurze wiąże się z koncentracją jąder kondensacji na wysokości zbliżonej do podstawy chmury (por. analizę koncentracji kropel chmurowych i jąder kondensacji na podstawie pomiarów z kampanii *RICO* w Hudson i Mishra, 2007).

W przypadku lotów rf06, rf07 i rf09 widoczna jest nieznaczna tendencja wzrostowa koncentracji N z wysokością. Obserwacja ta może być odzwierciedleniem zależności koncentracji od prędkości prądu wstępującego przy podstawie chmury, który wpływa również na głębokość chmury (por. opis korelacji koncentracji kropel chmurowych i średniej prędkości pionowej na podstawie pomiarów z *RICO* w Colón-Robles et al., 2006, fig. 3c). Zarówno wyższa koncentracja kropel, jak i większa głębokość chmury wiążą się z wyższymi wartościami prądu wstępującego. Statystyki wartości koncentracji na najwyższych



Ryc. 3.10. Statystyki wyników pomiarów parametrów widma rozmiarów kropel chmurowych wykonanych podczas czterech lotów *RICO* (rf06, rf07, rf09 i rf12). W pierwszym wierszu przedstawiono statystyki średniego promienia kropli \bar{r} , w drugim i trzecim statystyki odpowiednio odchylenie standardowe promienia kropel σ_r oraz dyspersję względna $d = \sigma_r / \bar{r}$

. Wszystkie dane wykresione zostały względem wysokości nad podstawą chmury.

poziomach pochodzą jedynie od najgębszych chmur, podczas gdy rozkłady częstości na niższych poziomach reprezentują wszystkie chmury.

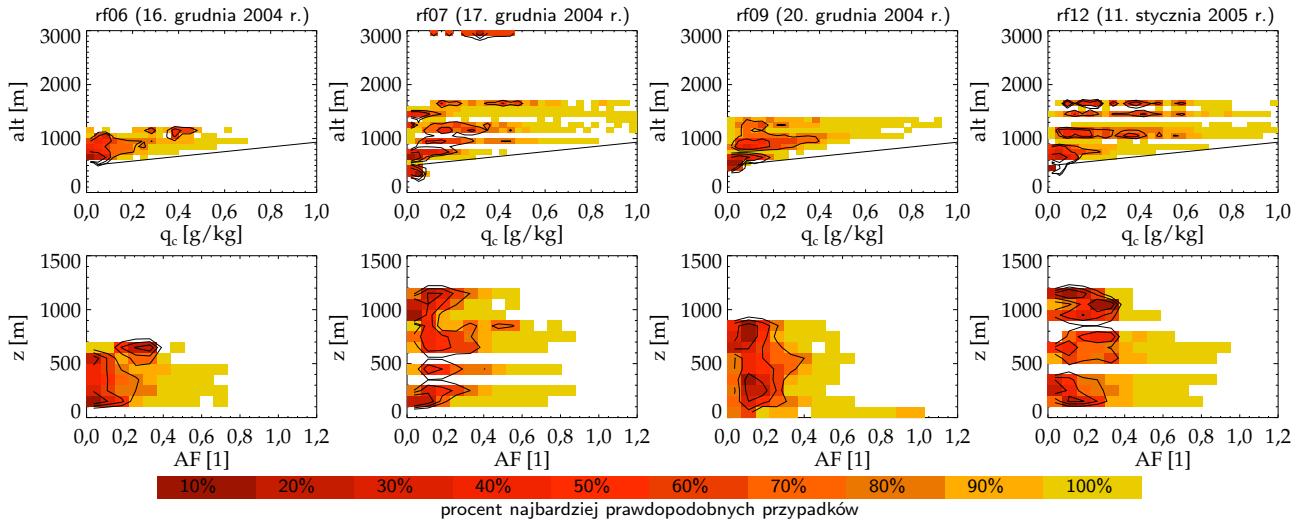
3.4.6. Analiza szerokości widma kropel

Kształt widma rozmiarów kropel chmurowych determinuje właściwości optyczne chmury. Jest on również znacznikiem obecności procesów mieszania powietrza chmurowego. Kształt widma może być w przybliżeniu opisany przez wartość średnią promienia kropel \bar{r} oraz odchylenie standardowe od tej wielkości σ_r .

Statystyki średniego promienia zaprezentowane w pierwszym wierszu ryc. 3.10 ukazują wzrost rozmiaru kropel od podstawy chmury do, mniej więcej, połowy głębokości pola chmurowego. Powyżej wzrost średniego promienia jest mniej widoczny. Względnie duży rozrzut wartości dla danej wysokości może być odzwierciedleniem zależności rozmiaru kropel od stopnia rozcieńczenia próbkowanego obszaru (por. zależność \bar{r} od AF na ryc. 3.12).

Wartości odchylenia standardowego σ_r promienia kropel, przedstawione w drugim wierszu ryc. 3.10, również cechują się rosnącą zależnością od wysokości nad podstawą chmury. Wartości zaobserwowane w pierwszych dwustu metrach chmury, w zakresie $1-2 \mu\text{m}$, są zgodne z obserwacjami chmur stratocumulus podczas kampanii *ACE-2* opisanych w Pawłowska et al. (2006, por. ryc. 2 i 3 tamże). Duże wartości σ_r w wyższych partiach chmur mogą być odzwierciedleniem znaczenia procesów mieszania powietrza chmurowego z otoczeniem dla kształtuowania widma rozmiarów kropel chmurowych. Obserwacje te są spójne z wynikami przedstawionymi w Burnet i Brenguier (2007, por. ryc. 9 tamże).

W trzecim wierszu ryc. 3.10 przedstawiono rozkład wartości dyspersji względnej promienia kro-



Ryc. 3.11. W górnym wierszu: statystyki wyników pomiarów wodności właściwej q_c względem wysokości dla czterech lotów *RICO* (rf06, rf07, rf09 i rf12) wraz linią reprezentującą adiabatyczną wartość wodności. W dolnym wierszu: profile stosunku wodności chmury do wartości adiabatycznej AF wykreślone względem wysokości nad podstawą chmury z .

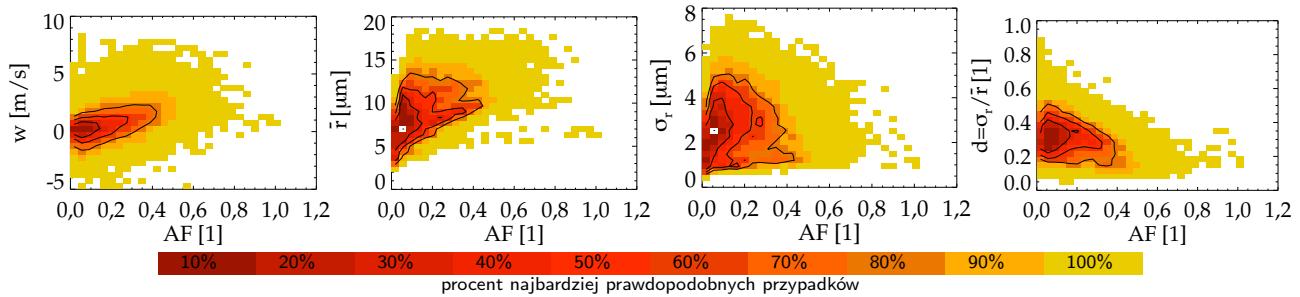
pel względem wysokości nad podstawą chmury. Dla wszystkich czterech lotów w 80% przypadków dyspersja względna mieści się w zakresie 0,1-0,5 i charakteryzuje się małą zmiennością z wysokością.

3.4.7. Analiza stopnia zmieszania powietrza chmurowego z otoczeniem

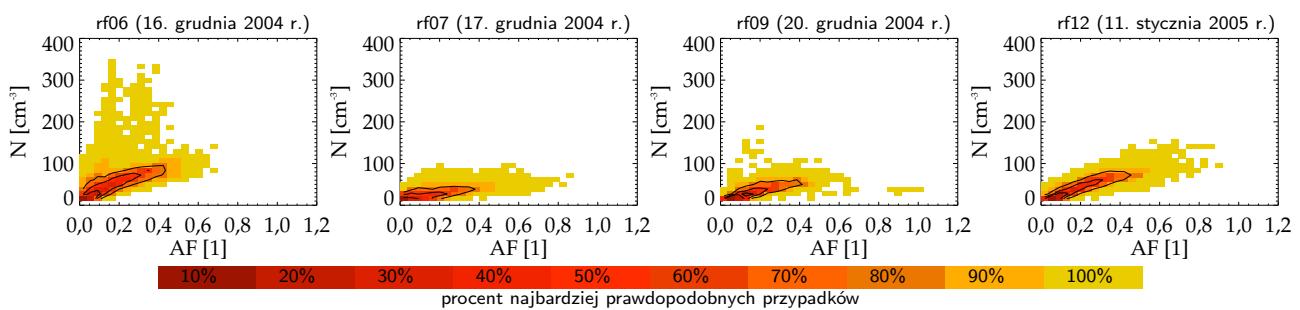
Na ryc. 3.11 zaprezentowano statystyki wodności chmury względem wysokości wraz z zaznaczeniem oszacowanej podstawy chmury oraz profilu wodności wyznaczonego z modelu adiabatycznej cząstki atmosfery. Profil ten jest oszacowaniem maksymalnej zawartości wody w chmurze. Procesem obniżającym zawartość wody w chmurze jest m.in. mieszanie powietrza chmurowego z powietrzem otaczającym chmurę. Profil adiabatyczny jest wynikiem całkowania równań modelu wyizolowanej cząstki powietrza (1.12 – 1.15). (obliczenie go wymaga założenia wartości ciśnienia i temperatury panujących u podstawy chmury, temperaturę tę ustaloną na 22°C). Do całkowania równań modelu użyto algorytmu Rungego-Kutty czwartego rzędu (Press et al., 1992). Wyliczoną wartość adiabatycznej wodności chmury na danej wysokości wykorzystano do zdefiniowania AF (por. wyrażenie 1.16 na stronie 14). Wyznaczone wartości AF wykorzystano do klasyfikacji obszarów chmurowych w odniesieniu do stopnia rozcieńczenia powietrza chmurowego powodującym z otoczeniem.

Na ryc. 3.12 przedstawiono m.in. analizę korelacji wartości wyznaczonego parametru AF oraz prędkości prądu wstępującego dla danych ze wszystkich czterech analizowanych lotów. Widoczna jest dodatnia korelacja tych parametrów (wsp. korelacji 0,47) oznaczająca, iż obszary małego zmieszania chmury z otoczeniem pokrywają się często z obszarami występowania prądu wstępującego (por. np. ryc. 8 w Siebesma i Holtslag, 1996). Jest to spójne z prostym opisem chmury konwekcyjnej jako tzw. termal – określonej objętości powietrza, która wznosi się do góry na skutek działania siły wyporu inicjując jednocześnie proces kondensacji i wzrostu kropel chmurowych. Na czterech wykresach zebranych w ryc. 3.13 przedstawiona jest zależność koncentracji kropel chmurowych od AF . Widoczna jest korelacja tych dwóch parametrów – koncentracje kropel wzrastają wraz z AF . Obszary o niskim AF , wcześniej skojarzone z brzegami chmury, na których zachodzi mieszanie powietrza chmurowego z otoczeniem, charakteryzują się niższymi koncentracjami kropel.

Na ryc. 3.12 przedstawiono również statystyki własności widma kropel chmurowych w zależności od AF . Wykresy zależności średniego promienia kropel \bar{r} oraz dyspersji względnej promienia $d = \sigma_r/\bar{r}$ względem AF pokazują dodatkowo, że w obszarach o dużym AF (np. trzonach chmur, ang. adiabatic



Ryc. 3.12. Statystyki wyników pomiarów parametrów \bar{r} , σ_r i $d = \sigma_r/\bar{r}$ widma rozmiarów kropel chmurowych oraz prędkości prądu pionowego wykonach podczas czterech lotów *RICO* (rf06, rf07, rf09 i rf12). Wszystkie dane wykreślone zostały względem stosunku wodności chmury do wartości adiabatycznej AF .



Ryc. 3.13. Statystyki wyników pomiarów koncentracji całkowitej kropel chmurowych N wykonach podczas czterech lotów *RICO* (rf06, rf07, rf09 i rf12). Dane wykreślone względem stosunku wodności chmury do wartości adiabatycznej AF .

core) dominują duże krople, a widmo wielkości kropel jest wąskie. Ze względu na zmienność \bar{r} z wysokością nad podstawą chmury z zależności te nie nasuwają prostych interpretacji.

Obserwowane wartości AF nie przekraczające w 90% przypadków wartości 0,5 świadczą o silnym, w porównaniu np. do chmur stratocumulus (Pawlowska et al., 2006) zmieszaniu powietrza chmurowego z otoczeniem.

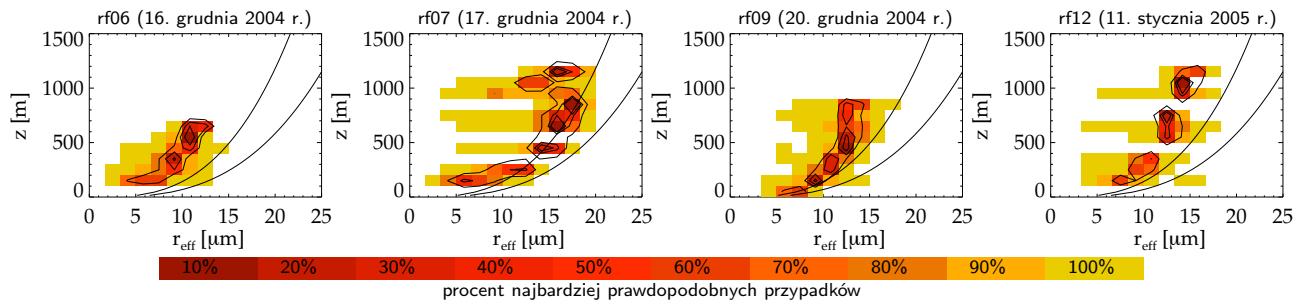
Źródłem niepewności przy wyznaczeniu AF jest błąd określenia wysokości podstawy chmury, od której rozpoczyna się całkowanie modelu adiabatycznej cząstki atmosfery. Sposób wyznaczenia wysokości podstawy chmury wykorzystany w niniejszej pracy (por. opis w podrozdziale 3.4.5) uniemożliwia ilościowe porównywanie uzyskanych wyników z innymi analizami. Skala błędu nie wpływa na wnioski jakościowe o wysokim rozcieńczeniu próbkowanych chmur.

3.4.8. Analiza promienia efektywnego kropel

Promień efektywny r_{eff} (por. definicję 1.5 na stronie 12) jest parametrem wykorzystywany często do parametryzacji procesów radiacyjnych z udziałem chmur⁶ (Brenguier et al., 2000).

Na ryc. 3.14 przedstawiono statystyki wartości promienia efektywnego względem wysokości nad podstawą chmury. Porównanie przedstawionych statystyk r_{eff} z wynikami pomiarów teledetekcyjnych w rejonie strefy pasatowej przedstawiono w Dodatku A (Arabas et al., 2008).

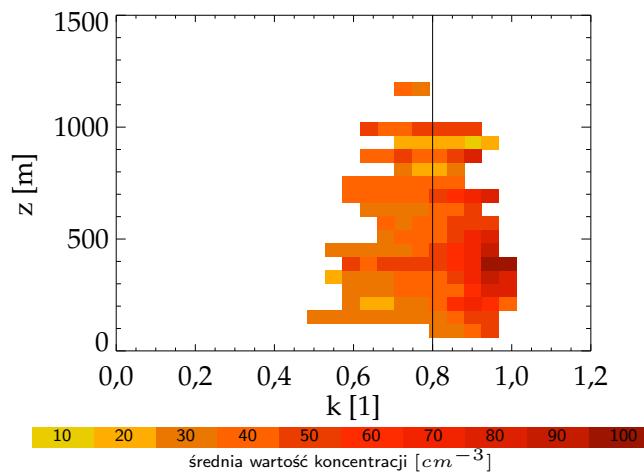
⁶ Wynika to z faktu, iż iloraz mierzalnego parametru LWC (który jest często również jedną ze zmiennych modeli numerycznych) oraz r_{eff} jest proporcjonalny do całkowej powierzchni kropel która determinuje ekstynkcję promieniowania krótkofałowego



Ryc. 3.14. Statystyki wyników pomiarów promienia efektywnego r_{eff} wykonanych spektrometrem *Fast-FSSP* podczas czterech lotów *RICO* (rf06, rf07, rf09 i rf12). Wyniki wykreślone w funkcji wysokości nad podstawą chmury z .

Na wykresy nałożony jest teoretyczny profil promienia efektywnego wyznaczony przy pomocy parametryzacji $r_{eff}^3 = \frac{r^3}{k}$ Martin et al. (1994). Wartość r^3 została wyznaczona z adiabatycznych profili wodności (por. opis modelu i wyników całkowania odpowiednio w podrozdziałach 1.4 i 3.4.7). Wyznaczenie r^3 oparte jest o założenie stałej wartości koncentracji N , co jest w zgodzie z obserwacjami opisanymi w podrozdziale 3.4.5. Naniesione profile promienia efektywnego r_{eff} odpowiadają koncentracjom kropel $N = 50 \text{ cm}^{-3}$ i $N = 100 \text{ cm}^{-3}$ oraz stałej wartości współczynnika $k = 0,8$. Wartość ta jest spójna z obserwacjami opisanymi w Martin et al. (1994) oraz Pawłowska i Brenguier (2000).

Dane pomiarowe zebrane przy użyciu spektrometru *Fast-FSSP* pozwalają na weryfikację wspomnianej parametryzacji. Wykres na ryc. 3.15 przedstawia zakres obserwowanych wartości k w funkcji wysokości nad podstawą chmury dla czterech analizowanych w pracy lotów (rf06, rf07, rf09 i rf12). Skala kolorów reprezentuje średnią koncentrację kropel mierzoną w danym zakresie k i wysokości nad podstawą chmury z . Mierzone wartości koncentrują się wokół wartości 0,8 wykorzystanej do parametryzacji promienia efektywnego. Widoczna jest zależność wartości k od koncentracji kropel chmurowych. Najwyższe koncentracje odpowiadają k bliskiemu jedności. Dla koncentracji $N < 40 \text{ cm}^{-3}$ k w większości przypadków jest mniejsze niż 0,8.



Ryc. 3.15. Statystyki wartości współczynnika k w funkcji wysokości nad podstawą chmury. Skala kolorów reprezentuje średnią wartość koncentracji kropel chmurowych.

Podsumowanie

W pracy przedstawiono wyniki analiz danych z pomiarów *in-situ*, w płytkich chmurach konwekcyjnych strefy pasatowej, zebranych podczas czterech lotów badawczych w ramach kampanii pomiarowej *RICO*. Wyniki te pozwalają na określenie charakterystycznych wielkości następujących podstawowych parametrów mikrofizycznych pola chmur cumulus strefy pasatowej:

koncentracja kropel chmurowych N_c

nie przekraczająca 100 cm^{-3} , o małej zmienności z wysokością;

wodność chmury q_c

rosnąca od podstawy do $0,5 - 1,0 \text{ g/kg}$ przy wierzchołku chmur;

średni promień kropel \bar{r}

o wartościach rosnących od podstawy chmury, osiągających $10 - 15 \mu\text{m}$ przy wierzchołku;

szerokość widma kropel charakteryzowana odchyleniem standardowym σ_r

o podobnej charakterystyce wzrostu z wysokością co \bar{r} , przyjmująca wartości od $1-2 \mu\text{m}$ w najniższych 100 m chmury do $3-6 \mu\text{m}$ przy wierzchołku;

stopień rozcieńczenia charakteryzowany parametrem AF

wysoki – AF poniżej 0,5, mało zmienny z wysokością nad podstawą chmury.

Porównanie wskazań czterech przyrządów do pomiaru wody chmurowej (*Fast-FSSP*, *FSSP-100/SPP-100*, *PVM-100A* i *CSIRO/King probe*) obejmujące ponad 30 godzin lotu wykazało wysoką zgodność wskaźników. Zaobserwowane odchylenia od zgodności zostały odniesione do opisanych w literaturze obserwacji laboratoryjnych wskazujących na źródła rozbieżności.

Dodatek A

Publikacja konferencyjna Arabas et al., 2008

Na następnych pięciu stronach załączony jest referat *Effective radius and droplet spectral width from RICO observations* (Arabas et al., 2008) zaakceptowany do prezentacji na *15th International Conference on Clouds and Precipitation* w Meksyku, w lipcu 2008 r. Załączona praca zawiera prezentację części z opisanych w niniejszej pracy wyników.

EFFECTIVE RADIUS AND DROPLET SPECTRAL WIDTH FROM RICO OBSERVATIONS

Sylwester Arabas¹, Hanna Pawłowska^{1*} and Wojciech W. Grabowski²

¹Institute of Geophysics, University of Warsaw, Warsaw, Poland

²National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA

1 INTRODUCTION

This paper presents a brief discussion of selected cloud microphysical parameters observed by an instrumented aircraft during the RICO (Rain In Cumulus over the Ocean) field experiment (see Rauber et al., 2007). Recent modeling studies (e.g. Chosson et al., 2004, 2007; Grabowski, 2006; Sławinska et al., 2008) show that assumptions concerning microphysical evolution of natural clouds (the homogeneity of cloud-environment mixing in particular) significantly affect the albedo of a field of shallow convective clouds, such as subtropical stratocumulus and trade-wind cumulus. As far as radiative transfer is concerned, the key parameter is the effective radius, the ratio between the third and the second moment of the cloud droplets size distribution. The effective radius is typically slightly larger than the mean volume radius (e.g. Martin et al., 1994; Pawłowska and Brenguier, 2000) and the ratio between the two depends on the width of the droplet spectrum. In a simple parameterization proposed by Martin et al. (1994), the effective radius is proportional to the mean volume radius, and the proportionality coefficient depends on the spectral width.

Motivation for the current analysis comes from two previously published studies. First, Pawłowska et al. (2006) discussed *in-situ* aircraft observations in eight cases of marine stratocumulus investigated during the Second Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) in the eastern subtropical Atlantic. For a given flight (i.e.,

for given characteristics of the cloud condensation nuclei, CCN), local droplet concentration varied considerably, but the standard deviation of the cloud droplet spectra was typically in the range of 1 to $2\mu\text{m}$. Moreover, the width did not vary systematically between maritime and polluted clouds, and it showed a surprisingly small difference between near-adiabatic and diluted cloud samples. The current study investigates whether the conclusions drawn from stratocumulus observations are equally applicable to shallow cumulus clouds. Second, McFarlane and Grabowski (2007) presented results from ground-based remote sensing of optical properties of tropical shallow convective clouds over the Nauru Atmospheric Radiation Measurement (ARM) site. Remote sensing data suggest that, at a given height, the effective radius shows large spatial variability. The histogram of the effective radius (i.e., the frequency of occurrence) is relatively narrow near the cloud base, but it widens and becomes bimodal at higher elevations, showing a peak at large values representing droplets with radii several micrometers smaller than the adiabatic values, and the peak at small sizes corresponding to droplets not much different than those near the cloud base. However, about 60% of cloudy columns were excluded from the analysis (because of possible drizzle contamination), and it is unclear if this has any effect on the effective radius statistics. Availability of *in-situ* aircraft observations collected during RICO allows comparing remote sensing and *in-situ* data.

*Corresponding author address: Prof. Hanna Pawłowska, Institute of Geophysics, University of Warsaw, Pasteura 7, 02-093 Warsaw, Poland. E-mail: hanna.pawlowska@igf.fuw.edu.pl.

2 AIRCRAFT OBSERVATIONS DURING RICO

RICO field project (see Rauber et al., 2007) took place in the Antilles in December 2004 and January 2005. The campaign included airborne, ground-based, and shipboard measurements. Current analysis is based on cloud microphysical *in-situ* observations aboard the NSF/NCAR C-130Q research aircraft. Cloud microphysical properties discussed here are derived mainly from measurements performed using the Fast-FSSP optical cloud droplet spectrometer (Brenguier et al., 1998). The NSF/NCAR C-130Q research flights carried out during RICO were composed of several constant-altitude legs and two vertical sounding legs at the beginning and at the end of each flight. Each of the 19 research flights lasted about eight hours, of which about 5 to 10% were spent in clouds. Most of the analyzed data were collected with 10 Hz time-resolution resulting in an about 10 m spatial resolution.

3 EXAMPLE OF RESULTS

Herein, we present results of flight-long statistics for a few selected flights. Such an approach enables one to assess typical properties of an ensemble of clouds of similar origin and preserves day-to-day variability of the cloud field (e.g. the cloud depth), but it averages any differences in cloud microphysics related to a particular stage of the cloud evolution.

Figure 1 summarizes the analysis (for four selected RICO flights) of droplet concentration N and selected droplet spectral parameters: the mean radius \bar{r} , its standard deviation σ_r , and its relative dispersion $d = \sigma_r/\bar{r}$. Droplet spectral parameters were derived from the 255-bin description of the 2 to 47 μm droplet size-range measured by the Fast-FSSP.

All data are plotted as a function of height above the cloud base (approximated to be constant throughout the day and chosen with 100 m resolution in accordance with the flight crew notes and aided by the analysis of liquid water content profiles). The plots summarize frequency distributions of cloud microphysical properties at different altitudes above cloud base. The considered altitude

(1500 m) is divided into 100 m deep classes. Frequency distributions of considered parameters are constructed for each altitude class. Bin sizes of given parameters have constant width (approximately 20 cm^{-3} for N , $1 \mu\text{m}$ for \bar{r} , $0.5 \mu\text{m}$ for σ_r , and 0.07 for d). Frequency distributions for different altitudes are stacked up creating a two-dimensional sample distribution. Rows representing marginal statistical significance (small number of data-points) are discarded.

The distribution is visualized with frequency isolines (contours) and color-scale (pixel-like colored rectangles representing histogram bins). The contours surround 25%, 50%, and 75% of the most probable cases, while the colored area covers all registered values with color-intensity gradually increasing with the frequency of occurrence.

Analysis covered non-drizzling parts of clouds. An in-cloud data-point is defined using a droplet concentration threshold ($N > 10 \text{ cm}^{-3}$) applied to the Fast-FSSP data. A volume of air is considered to contain drizzle when the Optical Array Probe (OAP-2DC) registered concentration above 10 l^{-3} within a two-second time-window. Removal of drizzling areas justifies comparison of the analysis results to a simple condensational growth model.

The four selected cases show that the day-to-day variations of the vertical extent of clouds were significant, ranging from 700 to 1200 meters. In all four flights, 90% of cases were characterized by droplet concentrations lower than 100 cm^{-3} (and even lower than 50 cm^{-3} for the rf07 and rf09). The high-concentration tail (related to about 10% of least frequent cases) observed during the rf06 flight comes from a few clouds with very high concentration of small droplets (in the 5 to 10 μm size-range). This feature is also present in the data obtained by the second droplet spectrometer deployed during RICO, the FSSP-100.

The mean radius statistics presented in the second row of plots in Fig. 1 show an increase of droplet size until approximately half of the depth of the cloud field. Above, the increase of \bar{r} is less pronounced. The histograms are quite wide, implying a significant spatial variability of \bar{r} , most likely related to entrainment and mixing processes in these clouds. The standard deviation

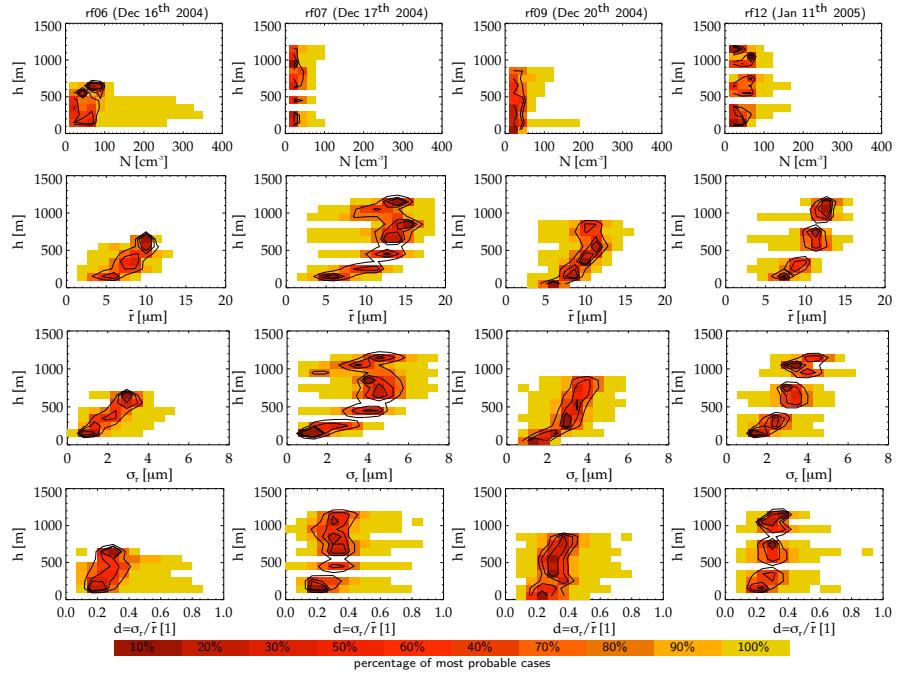


Figure 1: Results of droplet-spectrum and concentration measurements performed during four RICO flights (rf06, rf07, rf09, and rf12). The top-row plots show droplet concentration N , the 2nd, 3rd and 4th rows present the mean radius \bar{r} , the standard deviation of radius σ_r , and the relative dispersion $d = \sigma_r / \bar{r}$, respectively. All data plotted as a function of the height above the cloud-base.

of the droplet spectra σ_r (the third row) shows its gradual increase with height, from values in the 1 to $2\text{ }\mu\text{m}$ in the lowest couple hundred meters, to values as large as $5\text{ }\mu\text{m}$ near the cloud top. The values in the lowest 100–200 m of the cloud field are similar to those observed in stratocumulus in ACE-2 (see Pawlowska et al., 2006). Large values of σ_r in the middle and upper parts of the cloud field are again most likely related to entrainment and mixing processes, and seem consistent with results presented in Burnet and Brenguier (2007, see their Fig. 9 in particular). The relative dispersion d (the fourth row) is about 0.2 in the lowest couple hundred meters (again consistent with the data from pristine cases in ACE-2; Pawlowska et al., 2006, Fig. 2). It increases slightly at higher

levels, with typical values between 0.2 and 0.4. However, the range of values of d observed during the RICO campaign is relatively wide (from 0.1 to 0.8), while the spread of d reported for ACE-2 was significantly smaller (cf. Fig. 2, 3 in Pawlowska et al., 2006).

A closer analysis of the rf07 data suggests that the aircraft probed two separate layers of clouds. On this day, the lower cloud layer was capped by a shallow layer of precipitating stratiform clouds described in the report of the flight crew. This seems to explain the structures suggesting a second cloud base around 900 m in the plots of \bar{r} and σ_r in fig. 1. Such multi-layer situation might be an example of a difficult case for the retrieval procedure applied to the remote-sensing data presented

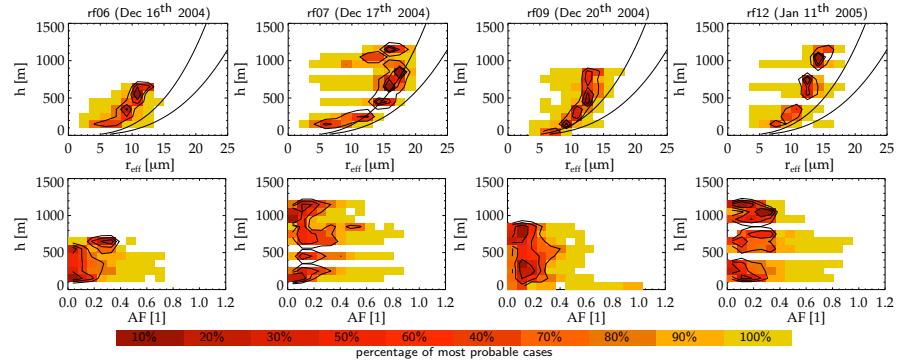


Figure 2: Effective radius r_{eff} and adiabatic fraction AF values, as a function of height above cloud base, derived from the Fast-FSSP measurements during four RICO flights. Effective radius for adiabatic clouds with droplet concentrations of 50 and 100cm^{-3} are shown by solid lines (right-hand and left-hand respectively).

in McFarlane and Grabowski (2007) where a wide bimodal shape of effective radius frequency distribution was reported at higher parts of the clouds.

Figure 2 presents results of the analysis of the effective radius r_{eff} (top row) and the adiabatic fraction AF (bottom row) in the format similar to Fig. 1 and for the same four flights. As in McFarlane and Grabowski (2007), an adiabatic parcel model was used to obtain the adiabatic liquid water content above the cloud base. The ratio between the observed water content (obtained from the Fast-FSSP measurements) and the adiabatic limit, the adiabatic fraction AF , describes the local dilution of a probed cloud volume. Figure 2 should be compared to Fig. 1 and 2 in McFarlane and Grabowski (2007). In agreement with many previous observations, RICO clouds are significantly diluted by entrainment. However, the dilution is not as strong as in McFarlane and Grabowski (2007). One needs to keep in mind, however, that the values of AF are strongly dependent on the choice of the cloud-base altitude. Since the analysis presented here does not include a precise determination of the cloud-base height, the AF values are characterized by significant uncertainties. The most striking is the difference in the statistics of the effective radius obtained in the current study and those presented

in McFarlane and Grabowski (2007). In particular, the distributions here are monomodal (except for the flight rf07 which featured two separate cloud layers as discussed above), with the maximum frequency of values roughly corresponding to the larger r_{eff} values in Fig. 2 in McFarlane and Grabowski (2007).

4 DISCUSSION

This paper discusses results of aircraft data analysis from selected flights in RICO. The goal is to obtain relationships that are needed in cloud model microphysical parameterizations, for instance, in the two-moment bulk microphysics scheme of Morrison and Grabowski (2007, 2008) where the width of the cloud droplet spectrum has to be parameterized. In addition, the width of the spectrum has been shown to affect the relationship between the effective radius and the mean volume radius (Martin et al., 1994; Liu and Daum, 2000). The values of the relative dispersion observed in RICO cumuli are larger than those in ACE-2 and in previous stratocumulus observations (e.g. Martin et al., 1994). This perhaps should not be surprising considering macroscopic (e.g. cloud depth) and dynamical (e.g. entrainment) differences between shallow cumuli and stratocumuli.

As for the frequency distribution of the effective radius, there are significant differences between results presented here and those in McFarlane and Grabowski (2007, Fig. 2 therein). In particular, the aircraft data show much narrower distributions, roughly corresponding to the peak at larger droplet sizes in Fig. 2 of McFarlane and Grabowski (2007), that is, those a few micrometers smaller than the adiabatic size. Arguably, these differences come from the procedure that was used in McFarlane and Grabowski (2007) to avoid columns with drizzle. Arguably, such a procedure removes from the analysis columns that are least diluted (because such columns are most likely to have some drizzle near cloud tops) and thus biases the sample toward columns that are heavily diluted. The adiabatic fraction shown in McFarlane and Grabowski (2007) suggests that the sample used in the analysis consists of columns that are indeed heavily diluted (the mean adiabatic fraction below 0.1, see Fig. 1 therein), and it supports such a conjecture.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the European Commission's 6. FP IP EUCAARI and Polish MNiSW grant 396/6/PR UE/2007/7 (HP, SA). The National Center for Atmospheric Research is operated by the University Corporation for Atmospheric Research under sponsorship of the National Science Foundation. SA acknowledges the financial support for participation in the ICCP-2008 offered by the organizers.

REFERENCES

- Brenguier, J.-L., T. Bourrianne, A. Coelho, J. Isbert, R. Peytavi, D. Trevarin, and P. Weschler, 1998: Improvements of droplet size distribution measurements with the Fast-FSSP (forward scattering spectrometer probe). *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 1077–1090.
- Burnet, F., and J.-L. Brenguier, 2007: Observational study of the entrainment-mixing process in warm convective clouds. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1995–2011.
- Work presented during the 15th International Conference on Clouds and Precipitation ICCP-2008, Cancún, Mexico
- Chosson, F., J.-L. Brenguier, and M. Schröder, 2004: Radiative impact of mixing processes in boundary layer clouds. *Proceedings of the 14th International Conference on Clouds and Precipitation*, Bologna, Italy, 371–374.
- Chosson, F., J.-L. Brenguier, and L. Schüller, 2007: Entrainment-mixing and radiative transfer simulation in boundary-layer clouds. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2670–2682.
- Grabowski, W. W., 2006: Indirect impact of atmospheric aerosols in idealized simulations of convective-radiative quasi-equilibrium. *J. Climate*, **19**, 4664–4682.
- Liu, Y., and P. H. Daum, 2000: Spectral dispersion of cloud droplet size distributions and the parametrization of cloud droplet effective radius. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1903–1906.
- Martin, G. M., D. W. Johnson, and A. Spice, 1994: The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1823–1842.
- McFarlane, S. A., and W. W. Grabowski, 2007: Optical properties of shallow tropical cumuli derived from ARM ground-based remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L06 808.
- Morrison, H., and W. W. Grabowski, 2007: Comparison of bulk and bin warm rain microphysics models using a kinematic framework. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2839–2861.
- Morrison, H., and W. W. Grabowski, 2008: Modeling supersaturation and subgrid-scale mixing with two-moment bulk warm microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 792–812.
- Pawlowska, H., and J.-L. Brenguier, 2000: Microphysical properties of stratocumulus clouds during ACE-2. *Tellus Series B*, **52**, 868–887.
- Pawlowska, H., W. W. Grabowski, and J.-L. Brenguier, 2006: Observations of the width of cloud droplet spectra in stratocumulus. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L19 810.
- Rauber, R., and Coauthors, 2007: Rain in shallow cumulus over the ocean – the RICO campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1912–1928.
- Slawinska, J., W. W. Grabowski, H. Pawlowska, and A. A. Wyszogrodzki, 2008: Optical properties of shallow convective clouds diagnosed from a bulk-microphysics large-eddy simulation. *J. Climate*, **21**, 1639–1647.

Listy symboli

AF	stosunek zawartości ciekłej wody do wartości adiabatycznej (ang. Adiabatic Fraction) [1], porownaj równanie (1.16)
c_p	ciepło właściwe przy stałym ciśnieniu [$JK^{-1}kg^{-1}$]
c_v	ciepło właściwe przy stałej objętości [$JK^{-1}kg^{-1}$]
d	dyspersja względna promienia kropel [1]
g	przyspieszenie ziemskie [m/s^2]
h	entalpia właściwa [J/kg]
k	parametr definiujący przybliżoną, liniową zależność r_{eff}^3 od \bar{r}^3 , strona 45
k_b	stała Boltzmanna [J/K]
l	ciepło przemiany fazowej woda-lód [J/kg]
LWC	wodność chmury (ang. Liquid Water Content) [kg/m^3], porownaj równanie (1.3)
μ	potencjał chemiczny [J/mol]
μ_i	potencjał chemiczny i-tego składnika mieszaniny gazów [J/mol]
M_i	masa molowa i-tego składnika mieszaniny [kg/mol]
N	liczba moli [$mol = N_A \approx 6,02 \cdot 10^{23}$]
N_i	liczba moli i-tego składnika mieszaniny gazów [mol]
N	koncentracja całkowita kropel [m^{-3}], porownaj równanie (1.1)
$n(r)$	gęstość koncentracji kropel [m^{-4}]
N_A	liczba Avogadra [1]
p	ciśnienie [Pa]
p_i	ciśnienie parcjalne i-tego składnika mieszaniny gazów [Pa]
p_{v_s}	ciśnienie nasycenia pary wodnej względem wody [Pa]
PSA	powierzchnia całkowita kropel chmurowych (ang. Particle Surface Area) [m^{-1}], porownaj równanie (1.4)
q_c	wodność właściwa [1]
q_v	wilgotność właściwa [1]
q_{v_s}	wilgotność właściwa dla stanu nasycenia [1]
ρ_w	gęstość wody w warunkach atmosferycznych [kg/m^3]
R	uniwersalna stała gazowa $JK^{-1}mol^{-1}$
r	promień kropli [m]
r_c	masowy stosunek zmieszania wody ciekłej względem pow. suchego [1]
r_v	masowy stosunek zmieszania pary wodnej względem pow. suchego [1]
$r_{c_{ad}}$	adiabatyczny masowy stosunek zmieszania ciekłej wody [1]
r_{eff}	promień efektywny kropel chmurowych [m], porownaj równanie (1.5)
r_{v_s}	masowy stosunek zmieszania pary wodnej względem suchego powietrza dla stanu nasycenia [1]
σ_r	odchylenie standardowe promienia kropel [m]
S	entropia [J/K]
T	temperatura [K]
T_d	temperatura punktu rosy [K]
T_i	temperatura i-tego składnika mieszaniny gazów [K]
U	energia wewnętrzna [J]
u	energia wewnętrzna na jednostkę masy [J/kg]
V	objętość układu termodynamicznego [m^3]
V_i	objętość i-tego składnika mieszaniny [m^3]
w	prąd pionowy powietrza [m/s]
z	wysokość nad podstawą chmury [m]

Bibliografia

- Ackerman, B., 1956: Buoyancy and precipitation in tropical cumuli. *J. Meteor.*, **13**, 302–310. **{32}**
- Albrecht, B., S. Cox i W. Schubert, 1979: Radiometric measurements of in-cloud temperature fluctuations. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1066–1071. **{25}**
- Anderson, C. i P. Gustafson, 1951: Operation Greenhouse: Scientific director's report of atomic weapon test at Eniwetok, 1952, annex 4.1, cloud studies. Tech. rep., Air Force Cambridge Research Center Badford MA Atmospheric Physics Lab. **{34}**
- Arabas, S., H. Pawlowska i W. Grabowski, 2008: Effective radius and droplet spectral width from RICO observations. *15th International Conference on Clouds and Precipitation*, Cancún, Mexico. **{34, 44, 49}**
- Arakawa, A., 2004: The cumulus parametrization problem: Past, present, and future. *J. Climate*, **17**, 2493–2525. **{29}**
- Augstein, E., H. Riehl, F. Ostapoff i V. Wagner, 1973: Mass and energy transports in an undisturbed Atlantic trade-wind flow. *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 101–111. **{33}**
- Battan, L. i R. J. Braham, 1956: A study of convective precipitation based on cloud and radar observations. *J. Meteor.*, **13**, 587–591. **{32}**
- Baumgardner, D., 1983: An analysis and comparison of five water droplet measuring instruments. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 891–910. **{24, 40}**
- Biter, C., J. Bye, D. Huffman i W. King, 1987: The drop-size response of the CSIRO liquid water probe. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 359–367. **{24}**
- Blyth, A., M. Chittenden i J. Latham, 1984: An optical device for the measurement of liquid water content in clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 53–63. **{20}**
- Brenguier, J.-L., T. Bourrianne, A. Coelho, J. Isbert, R. Peytavi, D. Trevarin i P. Weschler, 1998: Improvements of droplet size distribution measurements with the Fast-FSSP (forward scattering spectrometer probe). *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 1077–1090. **{19}**
- Brenguier, J.-L., H. Pawlowska, L. Schüller, R. Preusker, J. Fischer i Y. Fouquart, 2000: Radiative properties of boundary layer clouds: Droplet effective radius versus number concentration. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 803–821. **{44}**
- Brown, E. i R. J. Braham, 1959: Precipitation-particle measurements in trad-wind cumuli. *J. Meteor.*, **16**, 609–616. **{33}**
- Brown, E., C. Friehe i D. Lenschow, 1983: The use of pressure fluctuations on the nose of an aircraft for measuring air motion. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 171–180. **{26}**
- Bunker, A., B. Haurwitz, J. Malkus i H. Stommel, 1949: Vertical distribution of temperature and humidity over the Caribbean Sea. *Pap. Phys. Oceanogr. Meteor.*, **11**. **{32}**
- Burnet, F. i J.-L. Brenguier, 1999: Validation of droplet spectra and liquid water content measurements. *Phys. Chem. Earth*, **B24**, 249–254. **{21, 33, 40}**
- Burnet, F. i J.-L. Brenguier, 2007: Observational study of the entrainment-mixing process in warm convective clouds. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1995–2011. **{42}**
- Byers, H. i R. Hall, 1955: A census of cumulus-cloud height versus precipitation in the vicinity of Puerto Rico during the winter and spring of 1953 – 1954. *J. Meteor.*, **12**, 176–178. **{32}**
- Cerni, T., 1983: Determination of the size and concentration of cloud drops with an FSSP. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1346–1355. **{18}**
- Colón-Robles, M., R. Rauber i J. Jensen, 2006: Influence of low-level wind speed on droplet spectra near cloud base in trade wind cumulus. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L20814. **{41}**
- Cruette, D., A. Marillier, J.-L. Dufresne, J.-Y. Granpeix, P. Nacass i H. Bellec, 2000: Fast temperature and true airspeed measurements with the airborne ultrasonic anemometer-thermometer (AUSAT). *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1020–1039. **{25}**
- DMT, 1997: *Signal Processing Package for Optical Particle Counters – Model SPP-100 Operations Manual*. Droplet Measurement Technologies, Boulder, Colorado, USA. **{19}**
- Dye, J. i D. Baumgardner, 1984: Evaluation of the forward scattering spectrometer probe. part i: Electronic and optical studies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **1**, 329–344. **{16, 61}**
- Gerber, H., 1991: Direct measurement of suspended particulate volume concentration and far-infrared

- extinction coefficient with a laser-diffraction instrument. *Appl. Opt.*, **30**, 4824–4831. {21, 61}
- Gerber, H., B. Arends i A. Ackerman, 1994: New microphysics sensor for aircraft use. *Atmos. Res.*, **31**, 235–252. {20, 21, 61}
- Glickman, T., redaktor, 2000: *Glossary of Meteorology*. American Meteorological Society. {11}
- Gregory, D., 1997: Sensitivity of general circulation model performance to convective parametrization. *ECMWF Lecture Notes*, 14pp. {29}
- Hadley, G., 1735–1736: Concerning the cause of the general trade-winds. *Philosophical Transactions*, **39**, 58–62. {29}
- Haman, K., 1992: A new thermometric instrument for airborne measurements in clouds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **9**, 86–90. {25}
- Haman, K., S. Malinowski, B. Struś, R. Busen i A. Stefko, 2001: Two new types of ultrafast aircraft thermometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 117–134. {25}
- Hartmann, D., 1994: *Global Physical Climatology*. International Geophysics Series, Vol. 56, Academic Press. {30}
- Heymsfield, A. i G. McFarquhar, 2001: Microphysics of INDOEX clean and polluted trade cumulus clouds. *J. Geophys. Res.*, **106**, 28 653–28 673. {33}
- Holland, J., 1970: Preliminary report on the BOMEX sea-air interaction program. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **51**, 809–820. {33}
- Holland, J. i E. Rasmusson, 1973: Measurements of the atmospheric mass, energy, and momentum budgets over a 500-kilometer square of tropical ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 44–57. {33}
- Hudson, J. i S. Mishra, 2007: Relationships between CCN and cloud microphysics variations in clean maritime air. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L16 804. {41}
- Jahn, A., redaktor, 1967: *Geografia Powszechna*. PWN. {30}
- Kendrew, W., 1949: *Climatology: Treated mainly in relation to distribution in time and place*. 3 ed., Clarendon Press. {30}
- King, W., D. Parkin i R. Handsworth, 1978: A hot-wire liquid water device having fully calculable response characteristics. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1809–1813. {24}
- Knollenberg, R., 1970: The optical array: An alternative to scattering or extinction for airborne particle size determination. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 86–103. {15, 22, 61}
- Knollenberg, R., 1981: Techniques for probing cloud microstructure. P. Hobbs, redaktor, *Clouds: Their Formation, Optical Properties, and Effects*, Academic Press, 15–89. {16, 18}
- Korolev, A., S. Kuznetsov, Y. Makarov i V. Novikov, 1991: Evaluation of measurements of particle size and sample area from optical array probes. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**, 514–522. {22, 61}
- Kuettner, J., 1974: General description and central program of GATE. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **55**, 712–719. {33}
- Langwell, P., 1948: Inhomogeneities of turbulence, temperature, and moisture in the west indies trade-wind region. *J. Meteor.*, **5**, 243–246. {32}
- Lawson, R. i A. Blyth, 1998: A comparison of optical measurements of liquid water content and drop size distribution in adiabatic regions of Florida cumuli. *Atmos. Res.*, **47–48**, 671–690. {21, 33, 39, 40}
- Lawson, R. i R. Cormack, 1995: Theoretical design and preliminary tests of two new particle spectrometers for cloud microphysics research. *Atmos. Res.*, **35**, 315–348. {21}
- Luers, J. K., 1997: Temperature error of the vaisala RS90 radiosonde. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **14**, 1520–1532. {25}
- Malinowski, S., 2001: Chmura. *Wielka Encyklopedia Powszechna PWN*, PWN, 482–485. {11}
- Malkus, J., 1954: Some results of a trade-cumulus cloud investigation. *J. Meteor.*, **11**, 220–237. {32}
- Malkus, J., 1958: On the structure of the trade wind moist layer. *Pap. Phys. Oceanogr. Meteor.*, **13**, {32}
- Martin, G., D. Johnson i A. Spice, 1994: The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1823–1842. {45}
- Martyn, D., 1992: *Climates of the World*. PWN, Elsevier. {30}
- Neggers, R., P. Duynkerke i S. Rodts, 2003: Shallow cumulus convection: a validation of large-eddy simulation against aircraft and landsat observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 2671–2696. {33}
- Nicholls, S. i M. LeMone, 1980: The fair weather boundary layer in GATE: The relationship of subcloud fluxes and structure to the distribution and enhancement of cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2051–1067. {33}
- Pawlowska, H. i J.-L. Brenguier, 2000: Microphysical properties of stratocumulus clouds during ACE-2. *Tellus*, **52B**, 868 – 887. {45}
- Pawlowska, H., W. Grabowski i J.-L. Brenguier, 2006: Observations of the width of cloud droplet spectra in stratocumulus. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L19 810. {42, 44}
- Pinnick, R., D. Garvey i L. Duncan, 1981: Calibration of Knollenberg FSSP light-scattering counters for measurement of cloud droplets. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1049–1057. {17}
- Press, W., S. Teukolsky, W. Vetterling i B. Flannery, 1992: *Numerical recipes in C : the art of scientific computing*. second ed., Cambridge University Press. {43}
- Pruppacher, H. i J. Klett, 1978: *Microphysics of*

- clouds and precipitation.* D. Reidel Publishing Company. {13}
- Rauber, R., B. Stevens, H. Ochs III, C. Knight, B. Albrecht, A. Blyth, C. Fairall, J. Jensen i Współautorzy, 2007: Rain in shallow cumulus over the ocean – the RICO campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1912–1928. {29}
- Reed, W., 1926: Climatological data for the West Indian Islands. *Mon. Wea. Rev.*, **54**, 133–160. {31}
- Reif, F., 1964: *Statistical Physics*. Berkeley Physics Course, Vol. 5, McGraw-Hill Book Company. {12}
- Reuter, G., 1986: A historical review of cumulus entrainment studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 151–154. {14}
- Richardson, L., 1919: Measurement of water in clouds. *Proc. Roy. Soc. London*, **A96**, 19–31. {15}
- Schmidt, S., K. Lehmann i M. Wendisch, 2004: Minimizing instrumental broadening of the drop size distribution with the M-Fast-FSSP. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 1855–1867. {19}
- Siebesma, A., 1998: Shallow cumulus convection. E. Plate, E. Fedorovich, D. Viegas, i J. Wyngaard, redaktorzy, *Buoyant Convection in Geophysical Flows*, Kluwer Academic Publishers, 41–82. {14, 29}
- Siebesma, A. i A. Holtslag, 1996: Model impacts of entrainment and detrainment rates in shallow cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2354–2364. {33, 43}
- Slawinska, J., W. Grabowski, H. Pawlowska i A. Wyszogrodzki, 2008: Optical properties of shallow convective clouds diagnosed from a bulk-microphysics large-eddy simulation. *J. Climate*, **21**, 1639–1647. {33}
- Spyers-Duran, P. A., 1968: Comparative measurements of cloud liquid water using heated wire and cloud replicating devices. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 674–678. {24}
- Squires, P., 1956: The micro-structure of cumuli in maritime and continental air. *Tellus*, **8**, 443–444. {33}
- Stommel, H., 1947: Entrainment of air into a cumulus cloud. *J. Meteor.*, **4**, 91–94. {14, 32}
- Strapp, J., J. Oldenburg, R. Ide, L. Lilie, M. Oleskiw, G. Leone, S. Bacic, Z. Vukovic i Współautorzy, 2003: Wind tunnel measurements of the response of hot-wire liquid water content instruments to large droplets. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 791–806. {24}
- Vallis, G., 2006: *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics: Fundamentals and Large-Scale Circulation*. Cambridge University Press, 745 pp. {29}
- Wallace, J. i P. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. International Geophysics Series, Vol. 92, Academic Press. {30, 61}
- Warner, J., 1969: The microstructure of cumulus cloud. Part I. General features of the droplet spectrum. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1049–1059. {33}
- Wendisch, M., T. Garrett i J. Strapp, 2002: Wind tunnel tests of the airborne PVM-100A response to large droplets. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 1577–1584. {21, 39}
- Wertheimer, A. i W. Wilcock, 1976: Light scattering measurements of particle distributions. *Appl. Opt.*, **15**, 1616–1620. {20}
- Wexler, R. i R. Wexler, 1960: Cold clouds over tropical oceans. C. Anderson, redaktor, *Cumulus Dynamics: Proceedings of the First Conference on Cumulus Convective*, Pergamon Press, Oxford, London, New York, Paris, 129–134. {32}
- Yuter, S. i R. Houze, Jr., 1995: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. part ii: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1941–1963. {41}

Spis rysunków

1	Spektrometr kropel chmurowych <i>Fast-FSSP</i> przymocowany pod skrzydłem samolotu SAFIRE ATR-42 (lot badawczy nad Holandią, 2008; fot. autor)	10
2.1	Schemat instrumentu typu <i>FSSP</i> (na podstawie Dye i Baumgardner, 1984, bez zachowania skali, tłumaczenie własne nazw elementów instrumentu)	16
2.2	Instrumenty <i>FSSP-100</i> i <i>FSSP-300</i> przymocowane pod skrzydłem samolotu M55 Geophysica. (Wagadugu, Burkina Faso, 2006; fot. autor)	17
2.3	Instrument <i>FSSP-100</i> z pakietem elektroniki <i>SSP-100</i> w laboratorium Institut für Meteorologie und Klimaforschung (Garmisch-Partenkirchen, Niemcy, 2008; fot. autor)	18
2.4	Instrument <i>X-Probe</i> ze zdjętą obudową podczas korekcji geometrii układu optycznego (Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)	19
2.5	Instrument <i>PVM-100A</i> przymocowany do kadłuba samolotu SAFIRE ATR-42 (Jassy, Rumunia, 2007; fot. autor)	20
2.6	Schemat instrumentu PVM-100A (bez zachowania skali), na podstawie (Gerber, 1991), (Gerber et al., 1994)	21
2.7	Schemat instrumentu typu OAP (bez zachowania skali) (na podstawie Knollenberg, 1970; Korolev et al., 1991)	22
2.8	Instrument <i>OAP-200X</i> przymocowany do kadłuba samolotu SAFIRE ATR-42 (Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)	23
2.9	Konsola instrumentu King-probe w kabinie samolotu SAFIRE ATR-42. (Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)	24
2.10	Obudowy czujników Rosemount przymocowane do kadłuba samolotu SAFIRE Falcon F-20 (Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)	24
2.11	Instrument <i>CSIRO/King probe</i> przymocowany do kadłuba samolotu SAFIRE ATR-42. (Jassy, Rumunia, 2007; fot. autor)	25
2.12	Termometr <i>UFT</i> w laboratorium Uniwersytetu Warszawskiego. (Warszawa, 2008; fot. autor)	26
2.13	Higrometr z lustrem do pomiaru temperatury punktu rosy. (Niederöblarn, Austria, 2008; fot. autor)	26
2.14	Rurka Pitota (Rosemount) przymocowana do kadłuba samolotu SAFIRE ATR-42 (Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)	27
2.15	Otwory do pomiaru ciśnienia na, odpowiednio (od lewej), bomie na nosie motolotni FZK-ENDURO, bomie na nosie samolotu DLR Falcon oraz na nosie samolot SAFIRE ATR-42 (Niederöblarn, Austria, 2008; Wagadugu, Burkina Faso, 2007; Rotterdam, Holandia, 2008; fot. autor)	27
2.16	Instrument <i>AIR Lyman-α</i> przymocowany do kadłuba samolotu SAFIRE ATR-42 (Jassy, Rumunia, 2007; fot. autor)	28
3.1	Mapa świata z zaznaczoną lokalizacją eksperymentu <i>RICO</i> oraz wyidealizowaną strefą wiatrów pasatowych (za Wallace i Hobbs, 2006)	30
3.2	Zdjęcia satelitarne wykonane przy pomocy radiometrów MODIS. Po lewej: zdjęcie huraganu Isabel, znajdującego się na północny-wschód od Małych Antyli, wykonane 8 września 2003 z satelity Terra. Po prawej: zdjęcie chmury pyłu wulkanicznego, wydobywającej się z wulkanu <i>Soufrière Hills</i> na wyspie Montserrat w archipelagu Wysp Podwietrznych, wykonane 9 lutego 2006 z satelity Aqua. Źródło: NASA	31
3.3	Schemat (bez dokładnego odwzorowania skali) rozmieszczenia wybranych instrumentów do pomiaru wody chmurowej i opadowej podczas lotów <i>RICO</i> (lewe skrzydło samolotu <i>NSF/NCAR C-130Q</i>)	35

3.4 Wykres w konwekcji diagramu Stüvego prezentujący dane o profilu temperatury i temperatury punktu rosły z wysokością zebrane podczas lotów badawczych samolotu <i>NSF/NCAR C-130Q</i> . Dodatkowo zaznaczony jest zakres wysokości na których występowały chmury podczas czterech branych pod uwagę dni eksperymentu. Wykreślone wartości są średnimi wskazań dla danej wysokości z całego lotu.	36
3.5 Zdjęcia satelitarne (kanal 1 widzialny GOES-12) oraz lotnicze wykonane podczas lotu rf06 16. grudnia 2004. Zdjęcia lotnicze wykonane były (od góry) o 16:47:05, 18:08:05 i 18:53:17, zdjęcia satelitarne wykonane były odpowiednio o 16:45:00, 18:15:00, i 18:45:00 (czasy UTC). Linie naniesione na obraz satelitarny reprezentują trajektorię całego lotu, pogrubienie oznacza lokalizację samolotu podczas wykonywania zdjęcia. Źródło: NCAR/EOL	37
3.6 Zdjęcia wykonane podczas lotu rf07 17. grudnia 2004 (zaprezentowane zgodnie z opisem ryc. 3.5) wykonane odpowiednio o 16:15:48, 16:47:39 i 20:42:16 (zdjęcia lotnicze) oraz o 16:15:00, 16:45:00, i 20:45:00 (zdjęcia satelitarne). Źródło: NCAR/EOL	38
3.7 Zdjęcia wykonane podczas lotu rf07 17. grudnia 2004 (zaprezentowane zgodnie z opisem ryc. 3.5) wykonane odpowiednio o 10:59:04, 13:27:54 i 15:05:42 (zdjęcia lotnicze) oraz o 10:45:00, 13:15:00 i 15:15:00 (zdjęcia satelitarne). Źródło: NCAR/EOL	39
3.8 Statystyki zgodności wyników pomiarów wodności q_c , całkowitej powierzchni kropel <i>PSA</i> oraz koncentracji N z różnych przyrządów do pomiaru wody chmurowej wykorzystywanych podczas kampanii <i>RICO</i>	40
3.9 Statystyki wyników pomiarów koncentracji kropel chmurowych N wykonanych spektrometrem <i>Fast-FSSP</i> podczas czterech lotów <i>RICO</i> (rf06, rf07, rf09 i rf12). Wyniki wykreślone w funkcji wysokości nad podstawą chmury z	41
3.10 Statystyki wyników pomiarów parametrów widma rozmiarów kropel chmurowych wykonach podczas czterech lotów <i>RICO</i> (rf06, rf07, rf09 i rf12). W pierwszym wierszu przedstawiono statystyki średniego promienia kropli \bar{r} , w drugim i trzecim statystyki odpowiednio odchylenia standardowego promienia kropel σ_r oraz dyspersję względową $d = \sigma_r/\bar{r}$	42
3.11 W górnym wierszu: statystyki wyników pomiarów wodności właściwej q_c względem wysokości dla czterech lotów <i>RICO</i> (rf06, rf07, rf09 i rf12) wraz linią reprezentującą adiabatyczną wartość wodności. W dolnym wierszu: profile stosunku wodności chmury do wartości adiabatycznej <i>AF</i> wykreślone względem wysokości nad podstawą chmury z	43
3.12 Statystyki wyników pomiarów parametrów \bar{r} , σ_r i $d = \sigma_r/\bar{r}$ widma rozmiarów kropel chmurowych oraz prędkości prądu pionowego wykonach podczas czterech lotów <i>RICO</i> (rf06, rf07, rf09 i rf12). Wszystkie dane wykreślone zostały względem stosunku wodności chmury do wartości adiabatycznej <i>AF</i>	44
3.13 Statystyki wyników pomiarów koncentracji całkowitej kropel chmurowych N wykonach podczas czterech lotów <i>RICO</i> (rf06, rf07, rf09 i rf12). Dane wykreślone względem stosunku wodności chmury do wartości adiabatycznej <i>AF</i>	44
3.14 Statystyki wyników pomiarów promienia efektywnego r_{eff} wykonanych spektrometrem <i>Fast-FSSP</i> podczas czterech lotów <i>RICO</i> (rf06, rf07, rf09 i rf12). Wyniki wykreślone w funkcji wysokości nad podstawą chmury z	45
3.15 Statystyki wartości współczynnika k w funkcji wysokości nad podstawą chmury. Skala kolorów reprezentuje średnią wartość koncentracji kropel chmurowych.	45

Skorowidz nazwisk

- Ackerman, A.S. 20, 21, 61
Ackerman, B. 32
Albrecht, B.A. 25, 29
Anderson, C.E. 32, 34
Anderson, J.R. 29
Arabas, S. 34, 44, 49
Arakawa, A. 29
Arends, B.G. 20, 21, 61
Augstein, E. 33
Avogadro, A. 12
- Bacic, S. 24
Baker, B.A. 29
Bandy, A.R. 29
Battan, L.J. 32
Baumgardner, D.G. 16, 24,
 40, 61
Bellec, H. 25
Biter, C.J. 24
Blyth, A.M. 20, 21, 29, 33,
 39, 40
Boltzmann, L. 12
Bourrianne, T. 9, 19
Braham, R.R. Jr. 32, 33
Brenguier, J.-L. 19, 29, 42,
 44, 45
Brewer, W.A. 29
Brown, E.N. 26, 33
Brown, P.R.A. 29
Bunker, A. 32
Burnet, F. 9, 21, 29, 33, 40,
 42
Busen, R. 25
Bye, J.E. 24
Byers, H.R. 32
- Cerni, T.A. 18
Chittenden, M.I. 20
Chuang, P. 29
Clapeyron, B.P.É. 12
Coelho, A. 19
Colón-Robles, M. 41
Cormack, R.H. 21
- Cotton, W.R. 29
Cox, S.K. 25
Cruette, D. 25
- Dalton, J. 12
Di Girolamo, L. 29
Dufresne, J.-L. 25
Duncan, L.D. 17
Duynkerke, P.G. 33
Dye, J.E. 16, 61
- Emery, E. 24
- Fairall, C.W. 29
Fedorovich, E.E. 14, 29
Fischer, J. 44
Flannery, B.P. 43
Fouquart, Y. 44
Friehe, C.A. 26
- Garrett, T.J. 21, 39
Garvey, D.M. 17
Geerts, H. 29
Gerber, H.E. 20, 21, 29, 61
Glickman, T.S. 11
Gomes, L. 29
Grabowski, W.W. 9, 33, 34,
 42, 44, 49
Granpeix, J.-Y. 25
Gregory, D. 29
Gustafson, P.E. 34
Göke, S. 29
- Hadley, G. 7, 29
Hall, R.K. 32
Haman, K.E. 25
Handsworth, R.J. 24
Hartmann, D.L. 30
- Haurwitz, B. 32
Heikes, B.G. 29
Heymsfield, A.J. 33
Hobbs, P.V. 16, 18, 30, 61
Holland, J.Z. 33
Holtslag, A.A.M. 33, 43
- Houze, R.A., Jr. 41
Hudson, J.G. 29, 41
Huffman, D. 24
- Ide, R. 24
Isbert, J 19
- Jahn, A. 30
Jensen, J.B. 29, 41
Johnson, D.W. 45
Junkermann, W. 9
- Kendrew, W.G. 30
King, W.D. 24
Klett, J.D. 13
Knight, C. 29
Knollenberg, R.G. 15, 16, 18,
 22, 61
Kollias, P. 29
Korolev, A.V. 22, 61
Krueger, S.K. 29
Kuettner, J.P. 33
Kutta, M.W. 43
Kuznetsov, S.V. 22, 61
- Langwell, P.A. 32
Lasher-Trapp, S.G. 29
Latham, J. 20
Lawson, R.P. 21, 29, 33, 39,
 40
Lehmann, K. 19
LeMone, M. 33
Lenschow, D.H. 26, 29
Leone, G. 24
Lilie, L. 24
Luers, J. K. 25
Lyman, T. 27
- Makarov, Yu.E. 22, 61
Malinowski, S.P. 11, 25
Malkus, J. 32
Marillier, A. 25
Martin, G.M. 45
Martyn, D. 30

- Mayol-Bracero, O.L. 29
 McFarquhar, G.M. 33
 Mie, G. 17
 Miller, D. 24
 Mishra, S. 41
 Nacass, P. 25
 Neggers, R.A.J. 33
 Nicholls, S. 33
 Novikov, V.S. 22, 61
 Nuijens, L. 29
 Ochs III, H.T. 29
 Oldenburg, J. 24
 Oleskiw, M. 24
 Ostapoff, F. 33
 O'Sullivan, D.W. 29
 Parkin, D.A. 24
 Pawlowska, H. 1, 9, 33, 34,
 42, 44, 45, 49
 Peytavi, R. 19
 Pinnick, R.G. 17
 Pitot, H. 26
 Plate, E.J. 14, 29
 Poisson, S.D. 18
 Press, W.H. 43
 Preusker, R. 44
 Pruppacher, H.R. 13
 Rasmussen, E.M. 33
 Rauber, R.M. 29, 41
 Reed, W.W. 31
 Reif, F. 12
 Reuter, G.W. 14
 Richardson, L.F. 15
 Riehl, H. 33
 Rilling, R.A. 29
 Rodts, S.M.A. 33
 Rogers, D.C. 29
 Runge, C.D. 43
 Schmidt, S. 19
 Schubert, W.H. 25
 Schüller, L. 44
 Seebeck, T. J. 25
 Siebesma, A.P. 14, 29, 33, 43
 Slawinska, J. 33
 Snodgrass, E. 29
 Spice, A. 45
 Spyers-Duran, P. A. 24
 Squires, P. 33
 Stefkó, A. 25
 Stevens, B. 29
 Stith, J.L. 29
 Stommel, H. 14, 32
 Strapp, J.W. 21, 24, 39
 Struś, B.D. 25
 Stüve, G. 36
 Teukolsky, S.A. 43
 Thornton, D.C. 29
 Trevarin, D. 19
 Tucker, S. 29
 Twohy, C.H. 29
 Vali, G. 29
 Vallis, G.K. 29
 Vetterling, W.T. 43
 Viegas, D.X. 14, 29
 Vukovic, Z. 24
 Wagner, V. 33
 Wallace, J.M. 30, 61
 Warner, J. 33
 Wendisch, M. 19, 21, 39
 Wertheimer, A.L. 20
 Weschler, P. 19
 Wexler, Ra. 32
 Wexler, Ru. 32
 Wilcock, W.L. 20
 Woodcock, A. 31
 Wyman, J. 31
 Wyngaard, J.C. 14, 29
 Wyszogrodzki, A.A. 33
 Yuter, S.E. 41
 Zuidema, P. 29

Skorowidz rzeczowy

- adiabatyczność, 13, 37
- aerozole, 13, 31
- AF, 14, 43, 44
- albedo, 7
- CFAD, 41
- chmura
 - definicja, 11
 - oddziaływanie z promieniowaniem, 7
 - pokrycie nieba, 7
- ciśnienie
 - def. termodynamiczna, 12
 - dynamiczne, 26
 - nasycenia, 13
 - parcjalne, 12
 - pomiar lotniczy, 26
 - statyczne, 26
- ciepło
 - przemiany fazowej, 13
 - utajone, 13
 - właściwe, 12
- cyrkulacja Hadleya, 7, 29
- częstka powietrza, 13
- czas martwy, 18, 19
- energia wewnętrzna, 12
 - mieszaniny, 13
- entalpia, 12
 - gazu doskonałego, 12
 - mieszaniny, 13
- głębia ostrości, 17–19
- gęstość
 - gazów, 13
 - koncentracji kropel, 11
 - składników powietrza, 13
 - wody, 12
- gaz doskonały, 12
- GPS, 26, 35
- huragany, 31
- in-situ, definicja, 15
- INDOEX, 33
- instrument
 - CDP, 19
 - CDS, 21
 - CSIRO/King Probe, 24, 35, 38
 - Fast-FSSP, 10, 19, 35, 38–41
 - FSSP-100, 17–19, 35, 38–41
- FSSP-300, 17, 19
- Johnson-Williams Probe, 24
- Lyman- α , 28
- M-Fast-FSSP, 19
- OAP-200X, 23
- OAP-2DC, 23, 35
- OAP-2DP, 23
- PIP, 23
- PVM-100A, 20, 35, 38, 39
- rurka Pitota, 26, 27
- SPP-100, 18, 19, 35, 38, 40, 41
- UFT, 26
- X-Probe, 19
- jądra kondensacji, 13, 41
- kalibracja, 21
- kampania pomiarowa
 - ATEX, 33
 - BOMEX, 32, 33
 - ekspedycje WHOI, 31
 - GATE, 33
 - INDOEX, 33
 - RICO, 29, 34
 - SCMS, 33
 - The Cloud Physics Project, 32
- klimat
 - model numeryczny, 7
 - rejonu eksperymentu RICO, 30
- koincydencja, 18, 23
- koncentracja kropel chmurowych
 - definicja, 11
 - obserwowana podczas RICO, 40, 41
 - pomiar lotniczy, 16, 18
 - reprezentacja dyskretna (FSSP), 19
 - w chmurach morskich i kontynentalnych, 33
 - związek z koncentracją jąder kondensacji, 41
 - związek z prądem wstępującym, 41
- kondensacja, 13, 27, 43
 - heterogeniczna, 13
- krople
 - chmurowe, 11
 - mżawki, 11
 - opadowe, 11
 - pomiar, 22
 - prędkość opadania, 11
 - rozpraszczenie światła, 16, 22
- liczba Avogadra, 12

- LWC (Liquid Water Content), *zob.* wodność chmury
- mżawka, 11, 36
 pomiar mikrofizyczny, 22
- masa molowa, 13
- mieszanie powietrza chmurowego, 14, 43
- moment statystyczny, 11
- widma rozmiarów kropel, 16, 20
- objętość
 parcjalna, 12
 próbkowania, 15
 w przyrządach optycznych, 18
 układu termodynamicznego, 12
- objętość próbkowania, 21
- odparowywanie kropel, 23
- okres uśredniania, 18
- płytki światłodzielące, 17, 21
- parametryzacja, 29, 45
- podstawa chmury, 14, 36, 41, 42, 44
- potencjał chemiczny
 def. termodynamiczna, 12
 w równowadze chemicznej, 13
- powierzchnia kropel chmurowych, 12, 39
 obserwowana podczas RICO, 39
- powietrze chmurowe, 36
- prąd pionowy powietrza, 26
- prędkość
 prądu wstępującego, 43
 samolotu, 15, 18, 25
 wpływ na pomiar ciśnienia, 26
 wpływ na pomiar temperatury, 25
- promień kropel, 11
 średni, obserwowany podczas RICO, 42
- efektywny, 12
 obserwowany podczas RICO, 44
- odchylenie standardowe, obserwowane podczas RICO, 42
- przemiana fazowa, 13
- przesycenie, 13, 41
- przypieszenie ziemskie, 14
- PSA (Particle Surface Area), *zob.* powierzchnia kropel chmurowych
- punkt rosy, *zob.* temperatura punktu rosy
- punkt potrójny, 13
- równanie
 Clapeyrona (stanu gazu dosk.), 12
 Clausiusa–Clapeyrona, 13, 14
- równowaga
 chemiczna, 13
 hydrostatyczna, 13, 14
 mechaniczna, 13
 termiczna, 13
- rozdzielcość pomiaru, 15
 widmowa, 18
- rozmiar kropli, 16
- satelita
 Aqua, 31
 GOES-12, 35, 37
 SMS-1, 33
 Terra, 31
- stała
 Boltzmanna, 12
 gazowa, uniwersalna, 12
- stan nasycenia, 13
- stosunek zmieszania, masowy, 12
 dla stanu nasycenia, 13
- strefa wiatrów pasatowych, 29
- teledetekcja, 15, 34
- temperatura
 def. termodynamiczna, 12
 pomiary lotniczy, 24
 punktu rosy, 13
 obserwowana podczas RICO, 36
 pomiary, 27
 statyczna, 25
- termal, 43
- termopara, 24
- układ termodynamiczny, 12
- wiatr
 pasatowy, 29, 30
 pomiary lotniczy, 26
- wilgotność
 pomiary lotniczy, 27
 właściwa, 12
 dla stanu nasycenia, 13
 względna, 13
- woda
 chmurowa, 11
 opadowa, 11
- wodność chmury, 13
 pomiary lotniczy, 15, 23
 właściwa, 12
 obserwowana podczas RICO, 39
- współczynnik korelacji, 38
- Wyż Azorski, 30