

Fizyka Procesów Klimatycznych Chmury

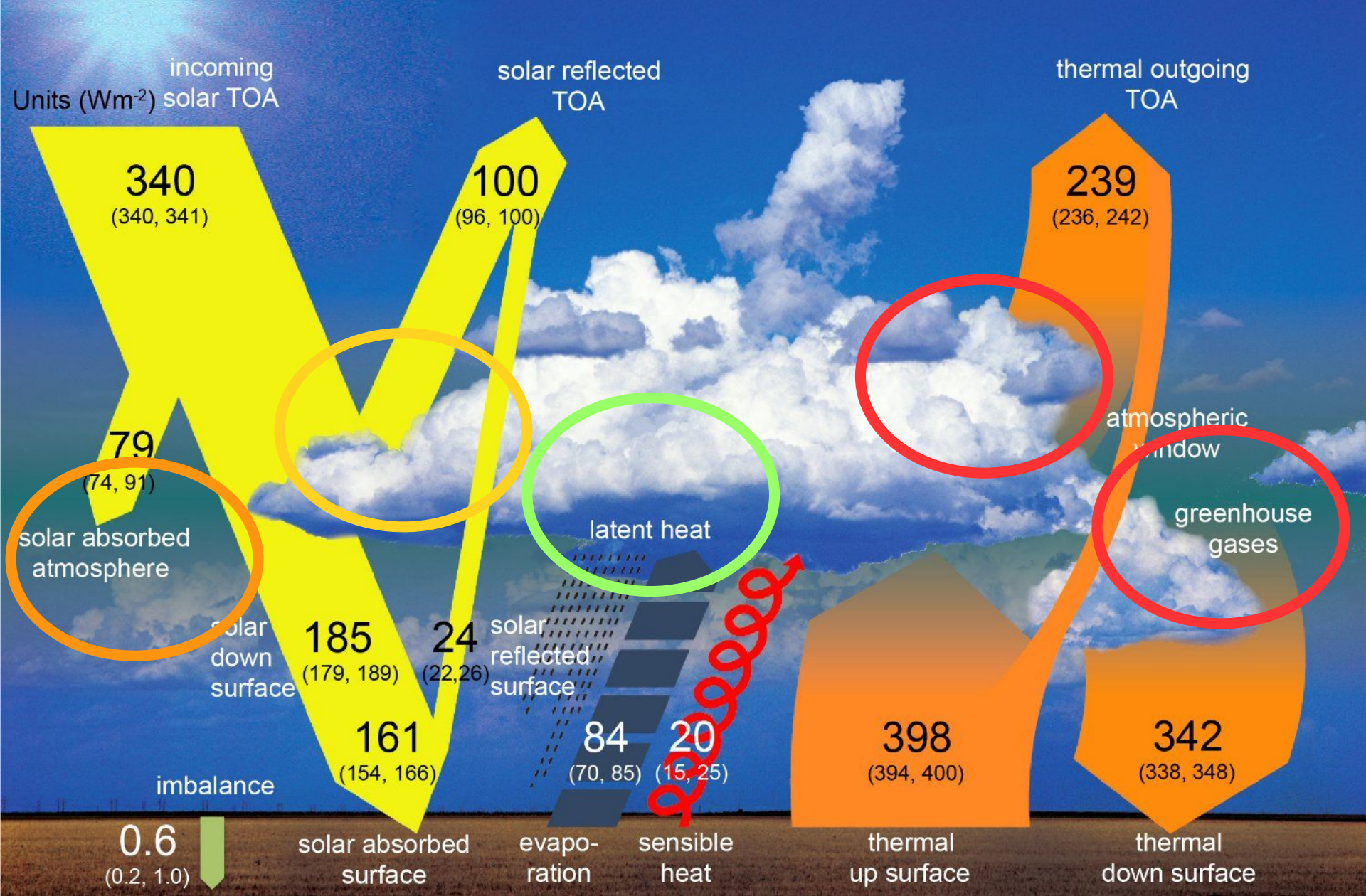
**prof. dr hab. Szymon Malinowski
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
malina@igf.fuw.edu.pl**

**dr hab. Krzysztof Markowicz
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
kmark@igf.fuw.edu.pl**

Wykorzystano slajdy dr Aleksandry Kardaś

Chmury





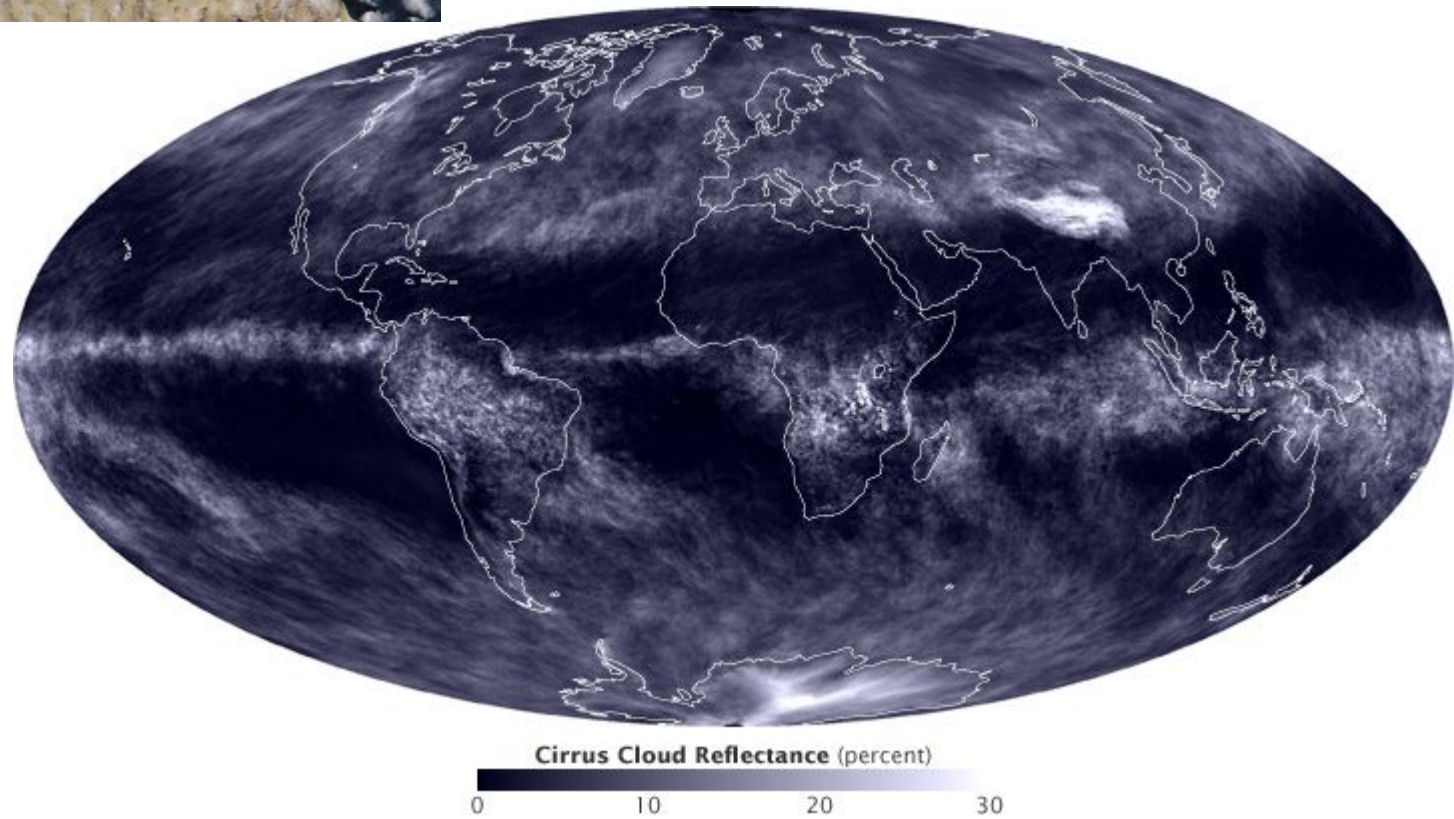
Uśredniony bilans energii systemu klimatycznego. Wartości w W/m^2 .
 W nawiasach zakres niepewności i zmienności.

<https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>

Chmury niskie:
dominuje efekt albedo



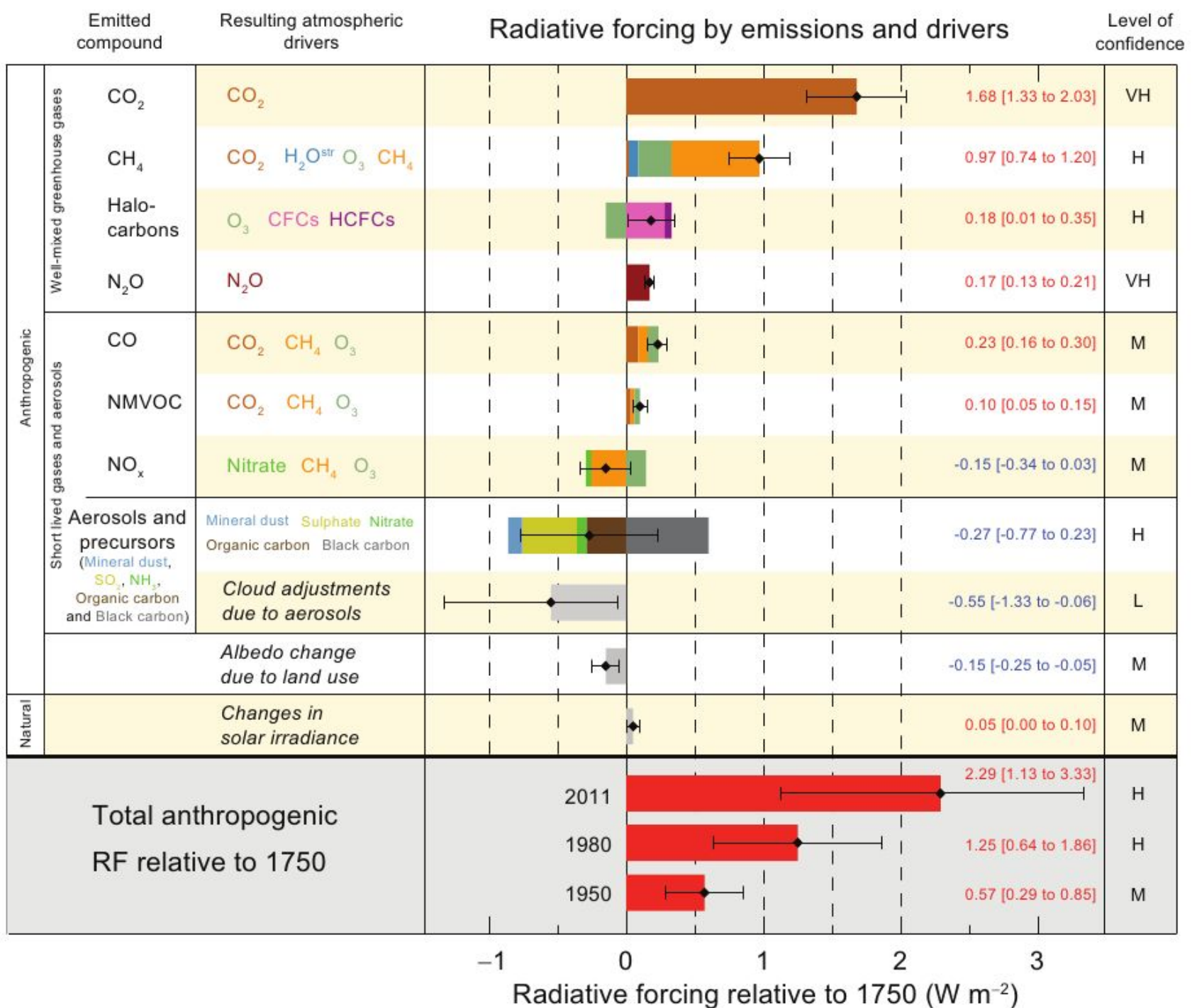
Chmury wysokie: ważny zarówno efekt cieplarniany jak i albedo



Chmury rozbudowane w pionie: ważne wszystkie efekty



Radiative forcing by emissions and drivers



Wróćmy do chmur...

Woda w atmosferze – domieszka do tzw. „powietrza suchego” występuje w trzech stanach skupienia - stałym, ciekłym i gazowym.

Przejścia pomiędzy tymi stanami mają swoje nazwy i tak - między stanem stałym i ciekłym topnienie i zamarzanie; między stanem ciekłym i gazowym - parowanie i kondensacja; między stanem gazowym a stałym - sublimacja i resublimacja.



Chmury powstają zawsze tam, gdzie temperatura powietrza ma niższą wartość niż temperatura punktu rosy, co umożliwia przemianę fazową – kondensację obecnej w powietrzu pary wodnej.

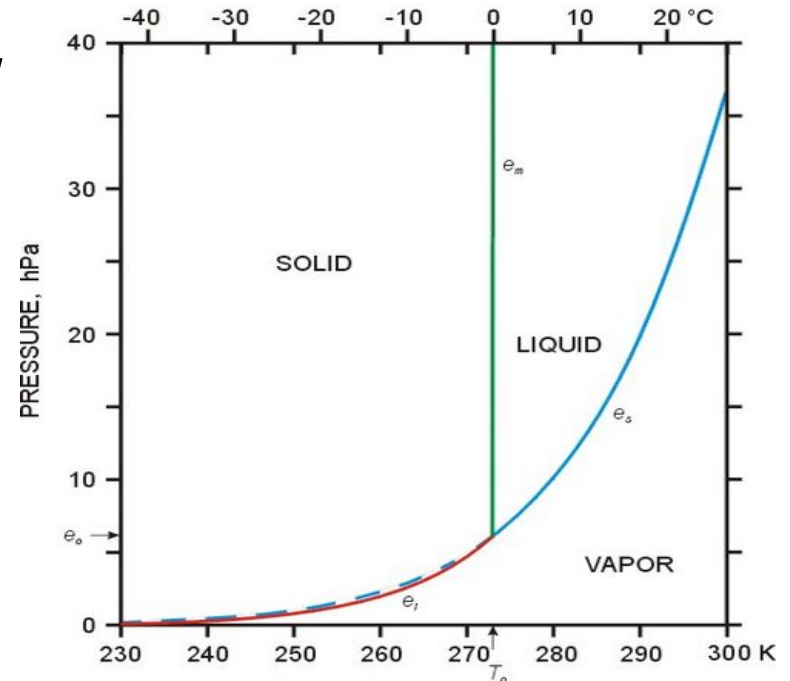
Procesy fizyczne prowadzące do kondensacji pary wodnej obecnej w powietrzu:

rozprężanie adiabatyczne (np. w ruchach wstępujących);

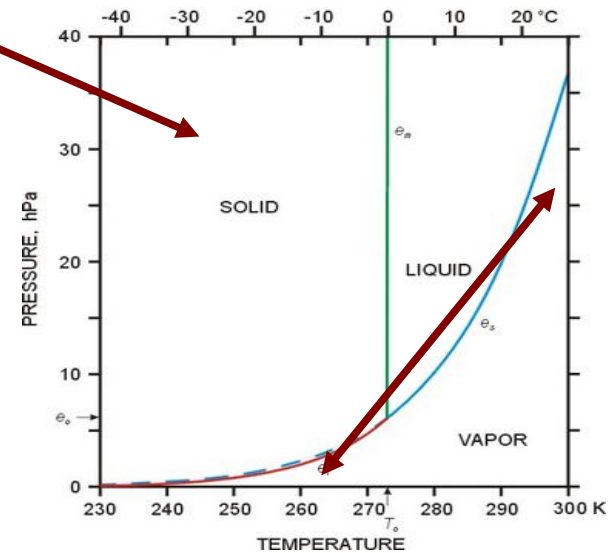
ochładzanie izobaryczne (radiacyjne, przez przewodnictwo);

mieszanie izobaryczne.

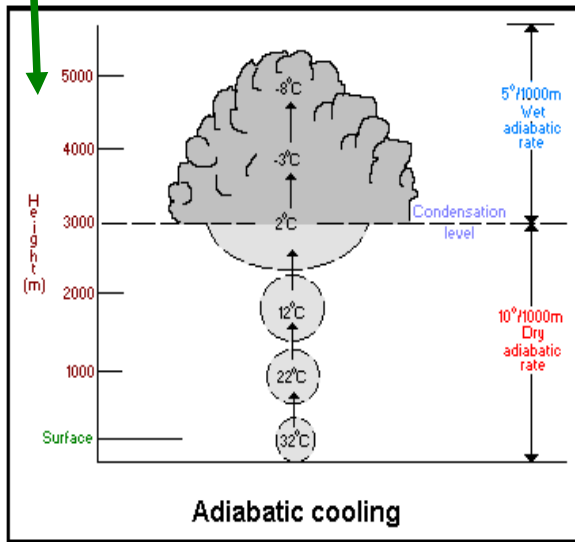
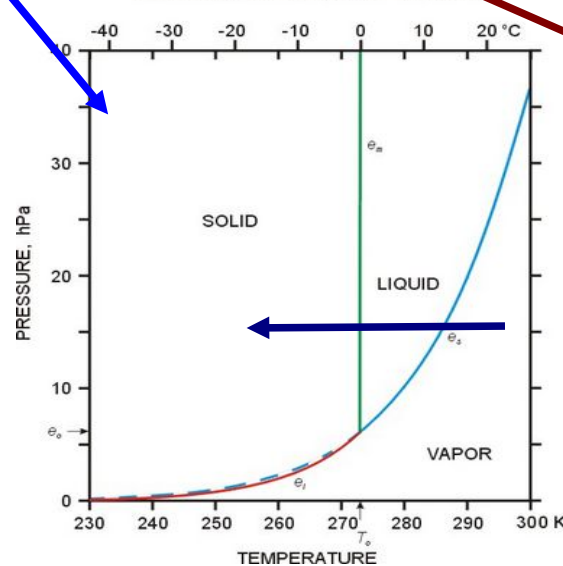
PHASE DIAGRAM OF WATER



PHASE DIAGRAM OF WATER



PHASE DIAGRAM OF WATER



Adiabatic cooling

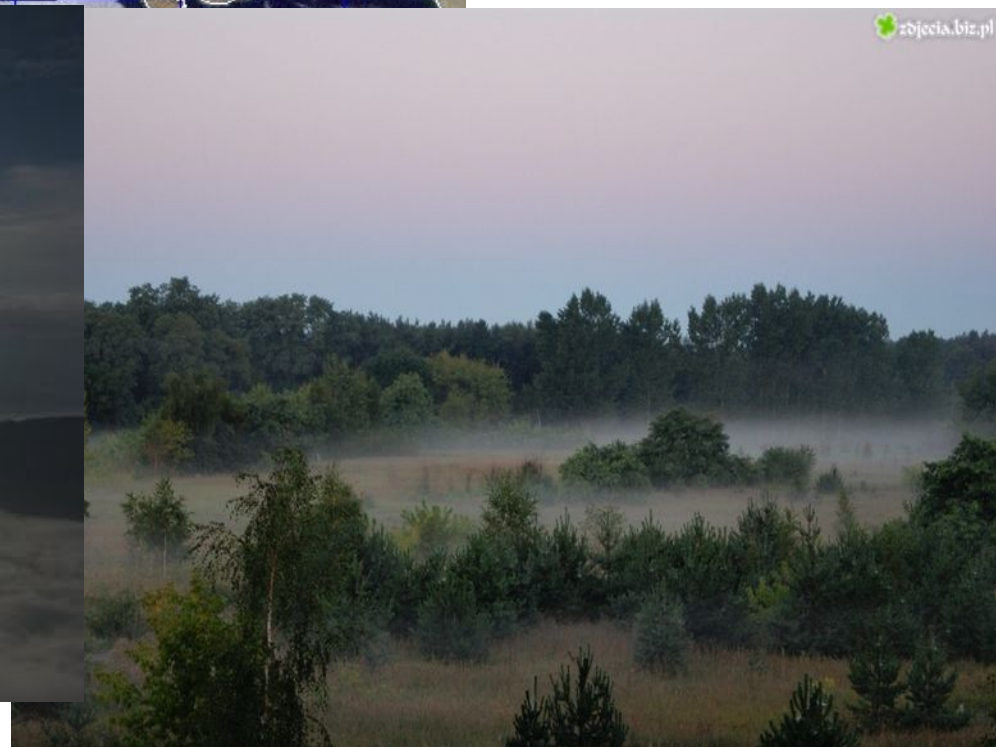
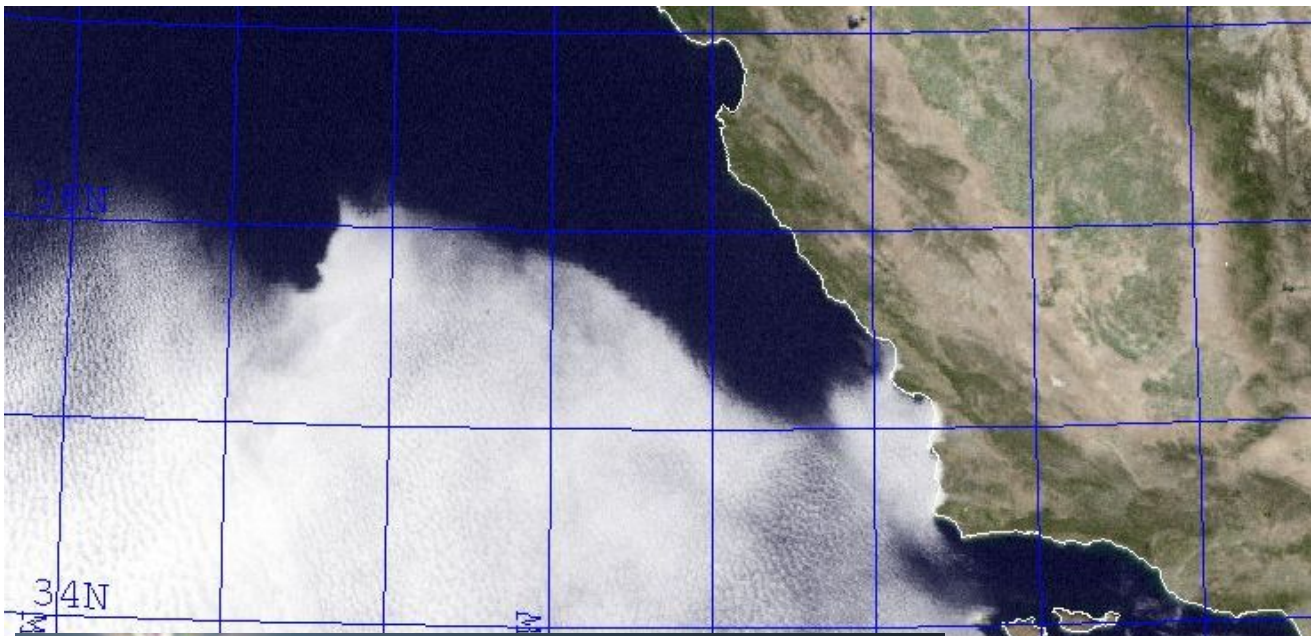


Formowanie się chmur wskutek adiabaticznego spadku ciśnienia.



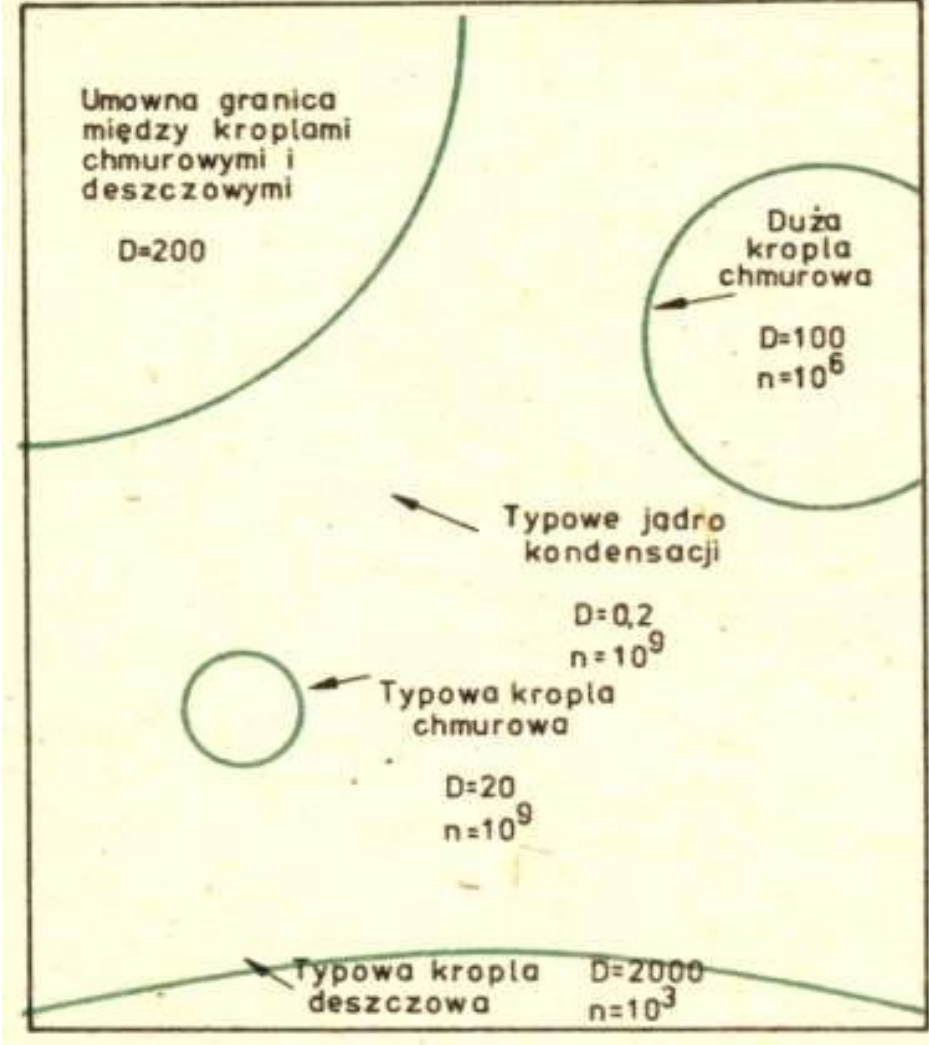
Powstawanie
chmur wskutek
ochładzania
izobarycznego

(na ogół wskutek
wypromieniowania
w podczerwieni).

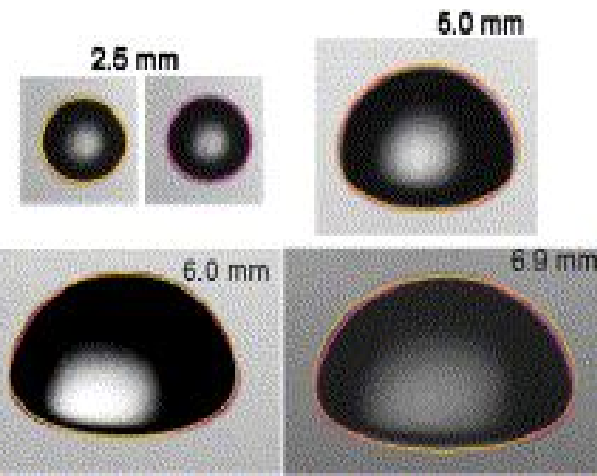
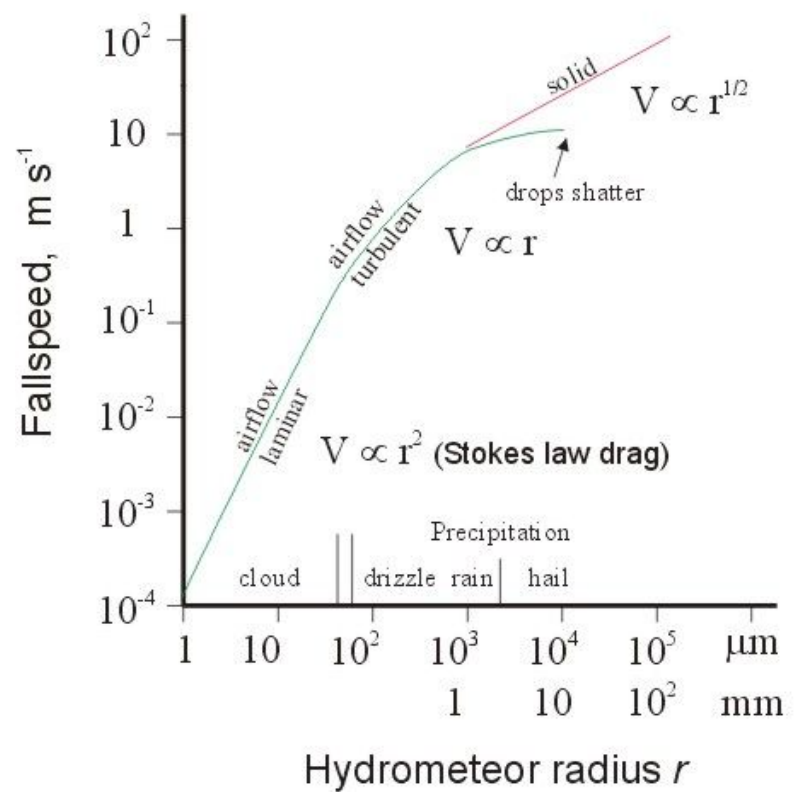


Powstawanie chmur wskutek mieszania izobarycznego dwóch mas powietrza o różnych temperaturach.

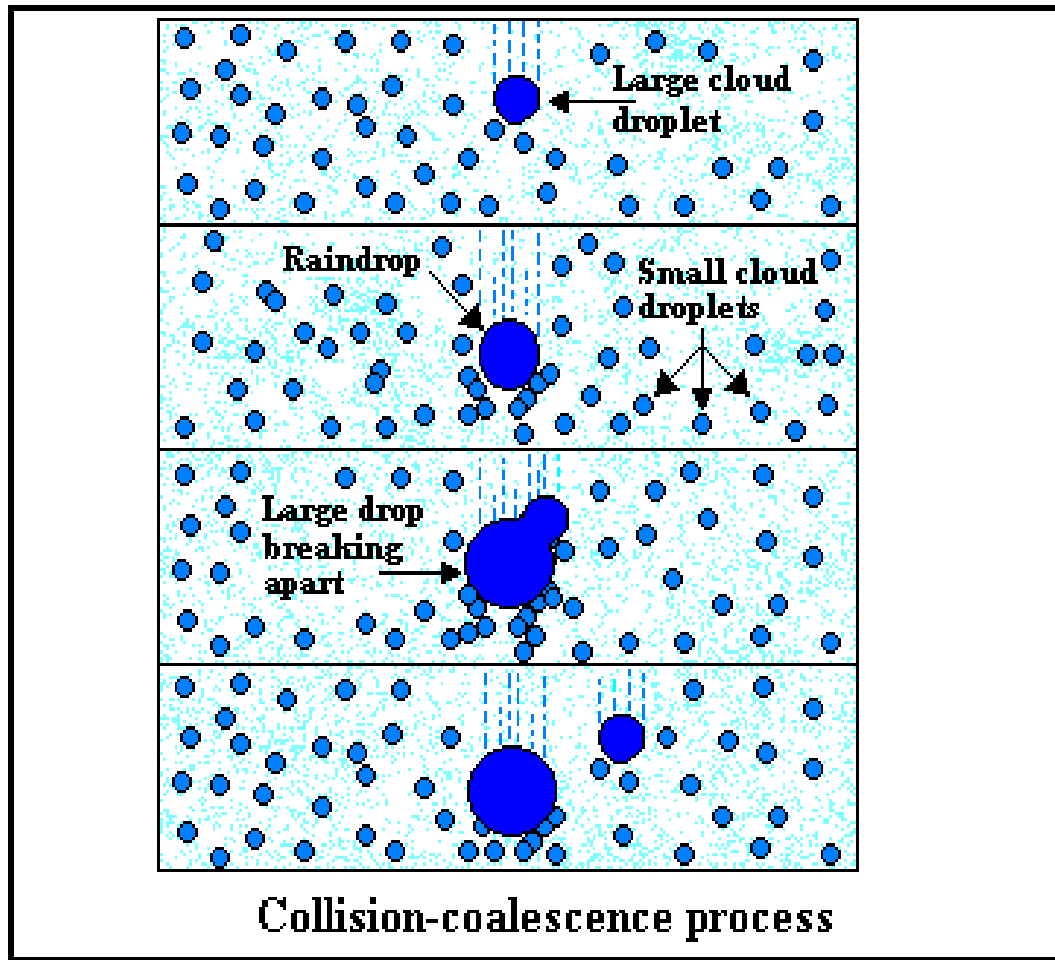




CLOUD-PARTICLE FALLSPEEDS



KROPLE CHMUROWE I OPADOWE



Masa typowej kropli deszczu jest MILION razy większa od masy kropli chmurowej powstałej w wyniku kondensacji.

Takie krople opadowe mogą powstać tylko w procesie zderzeń i zlewania się kropli (collision coalescence), ale żeby mógł on zajść potrzebne są na początku krople o zróżnicowanych rozmiarach (różnych prędkościach opadania)!

Powstawanie opadu w chmurze – ewolucja rozmiarów kropelek w wyniku koalescencji/koagulacji (zderzeń i zlewania się kropli)

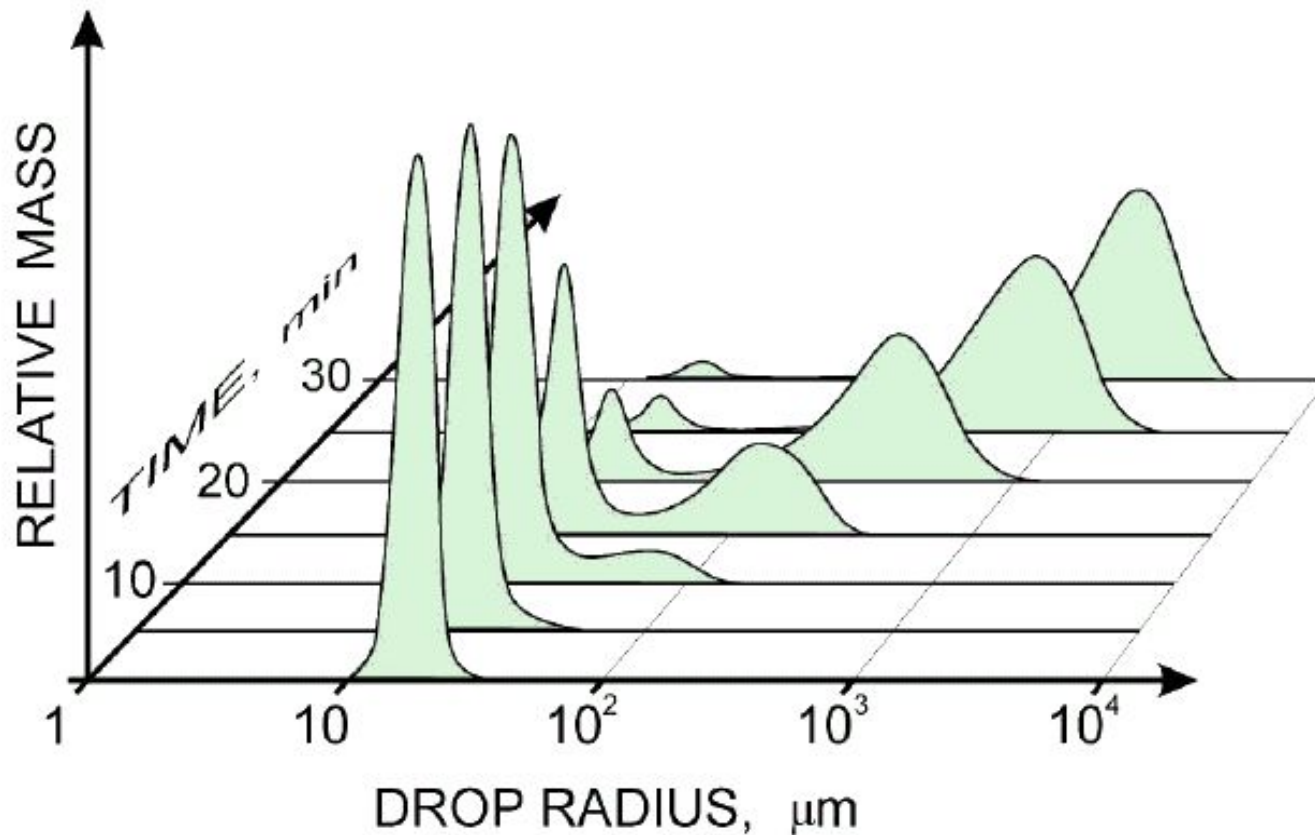
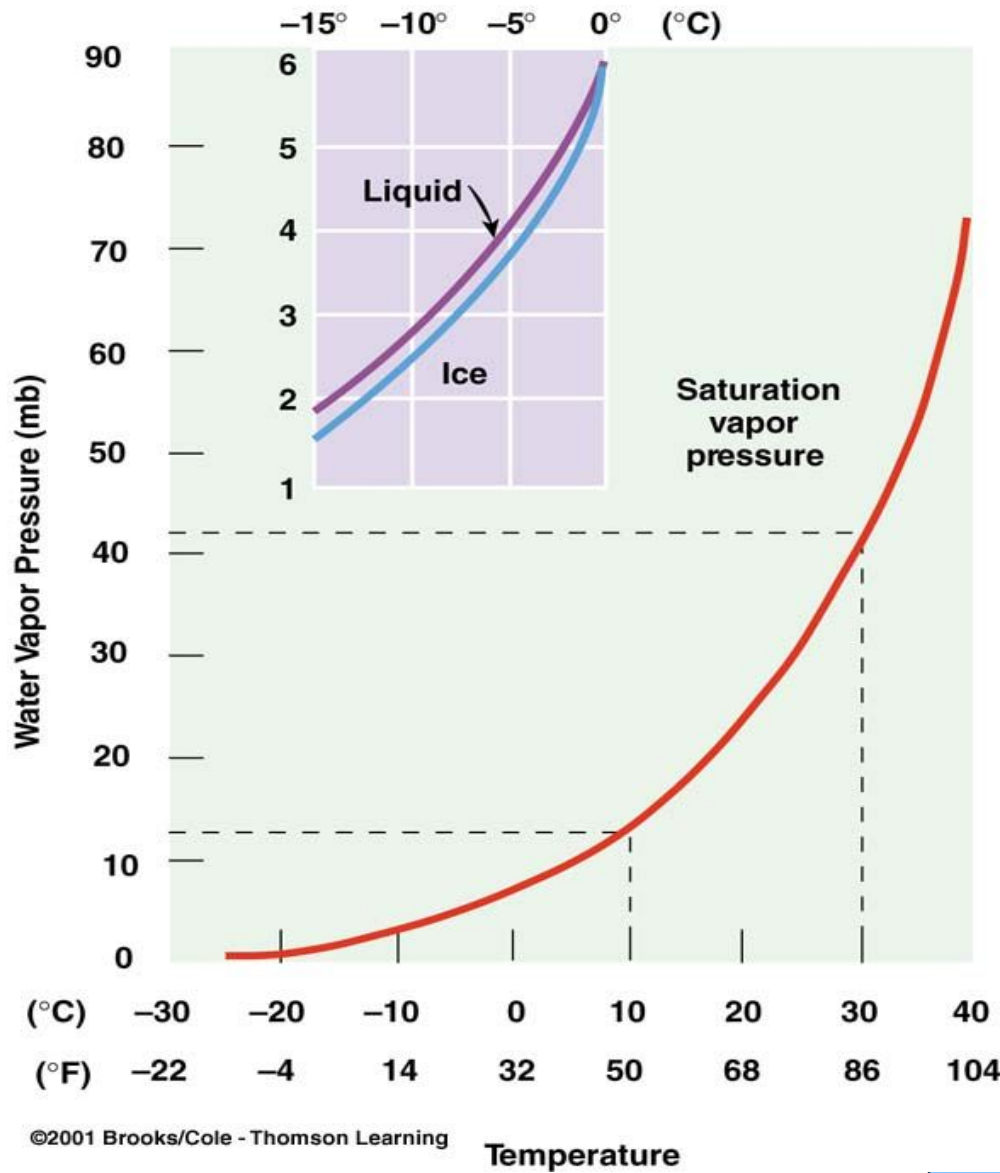
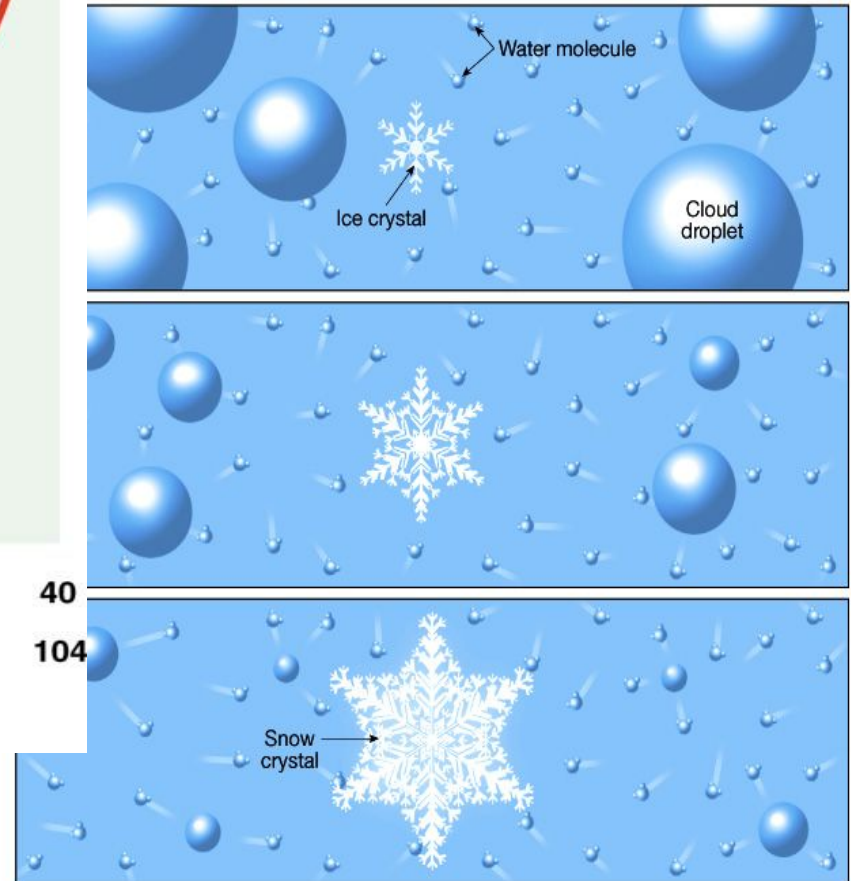


Figure 3 Illustration of the evolution of a droplet size distribution during the onset of the collision-coalescence process. Figure adapted from Berry & Reinhardt (1974) and Lamb (2001), courtesy of D. Lamb, Penn State University.

Inny mechanizm powstawania opadu: proces Bergerona (Wegenera, Findeisena)



©2001 Brooks/Cole - Thomson Learning



Wzrost kryształków
przez resublimację
kosztem parowania
przechłodzonych
krop

Wzrost kryształków
wskutek
zderzeń/wyłapywani
a przechłodzonych
kropelek

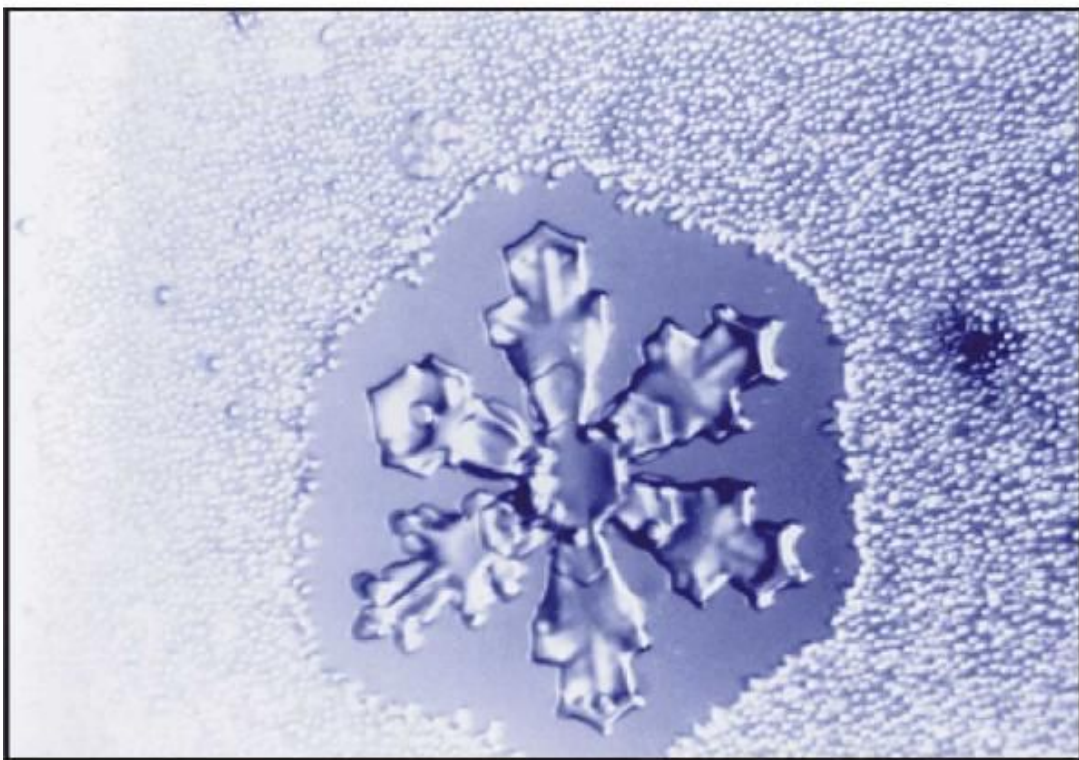
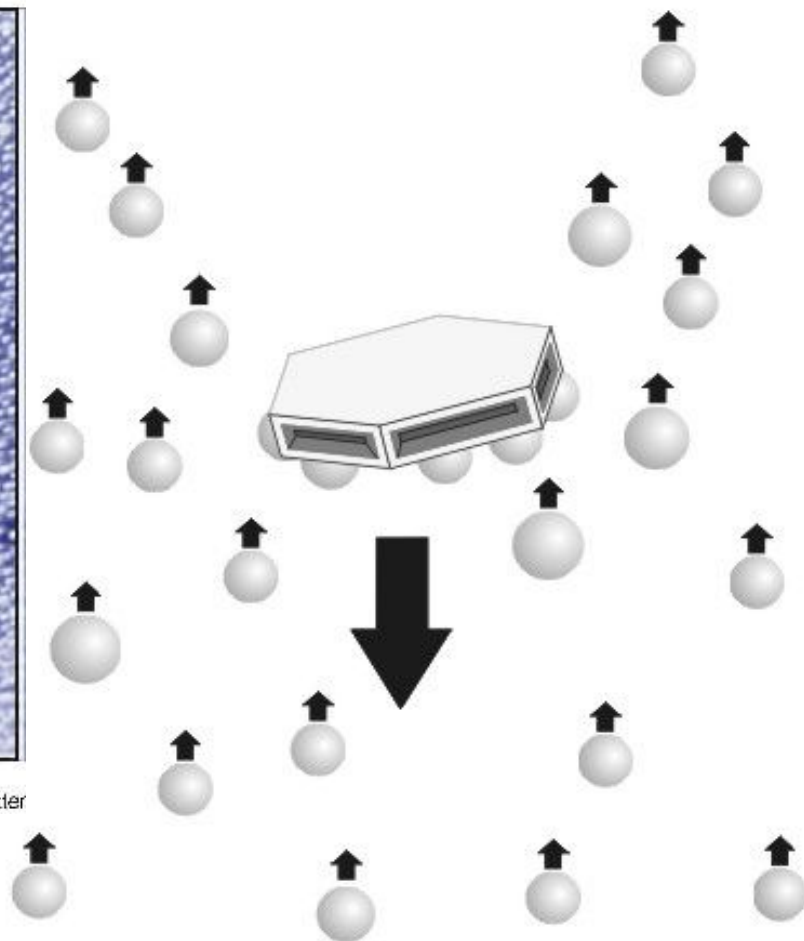
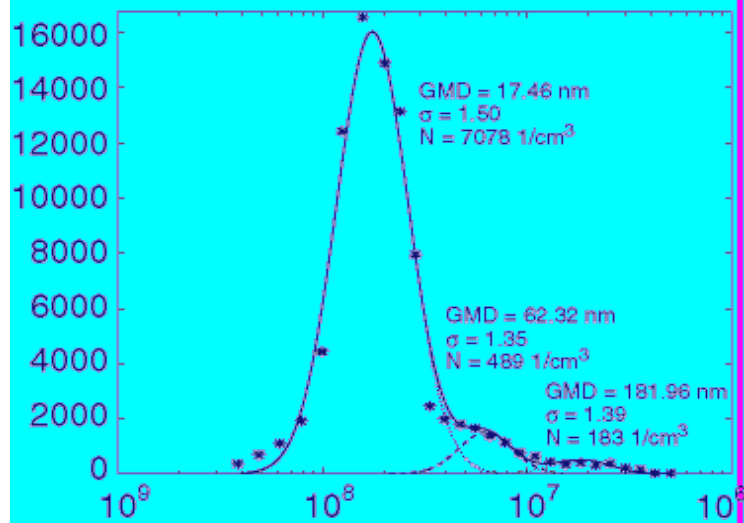


Photo by R. P. ter

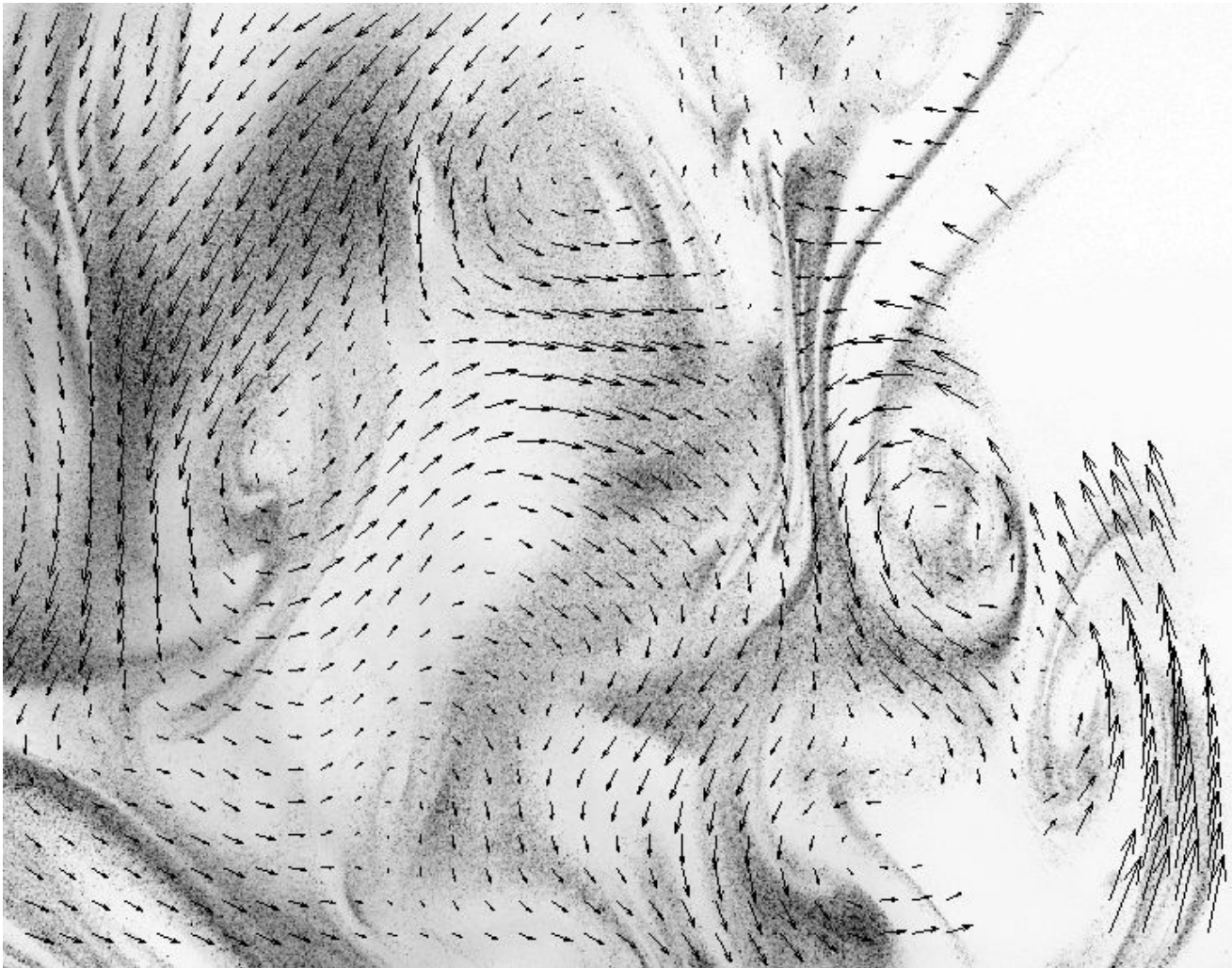


Hyytiälä 13.4.1996 15:39-15:49 p.m.



Jeszcze inny mechanizm:
gigantyczne jądra kondensacji.

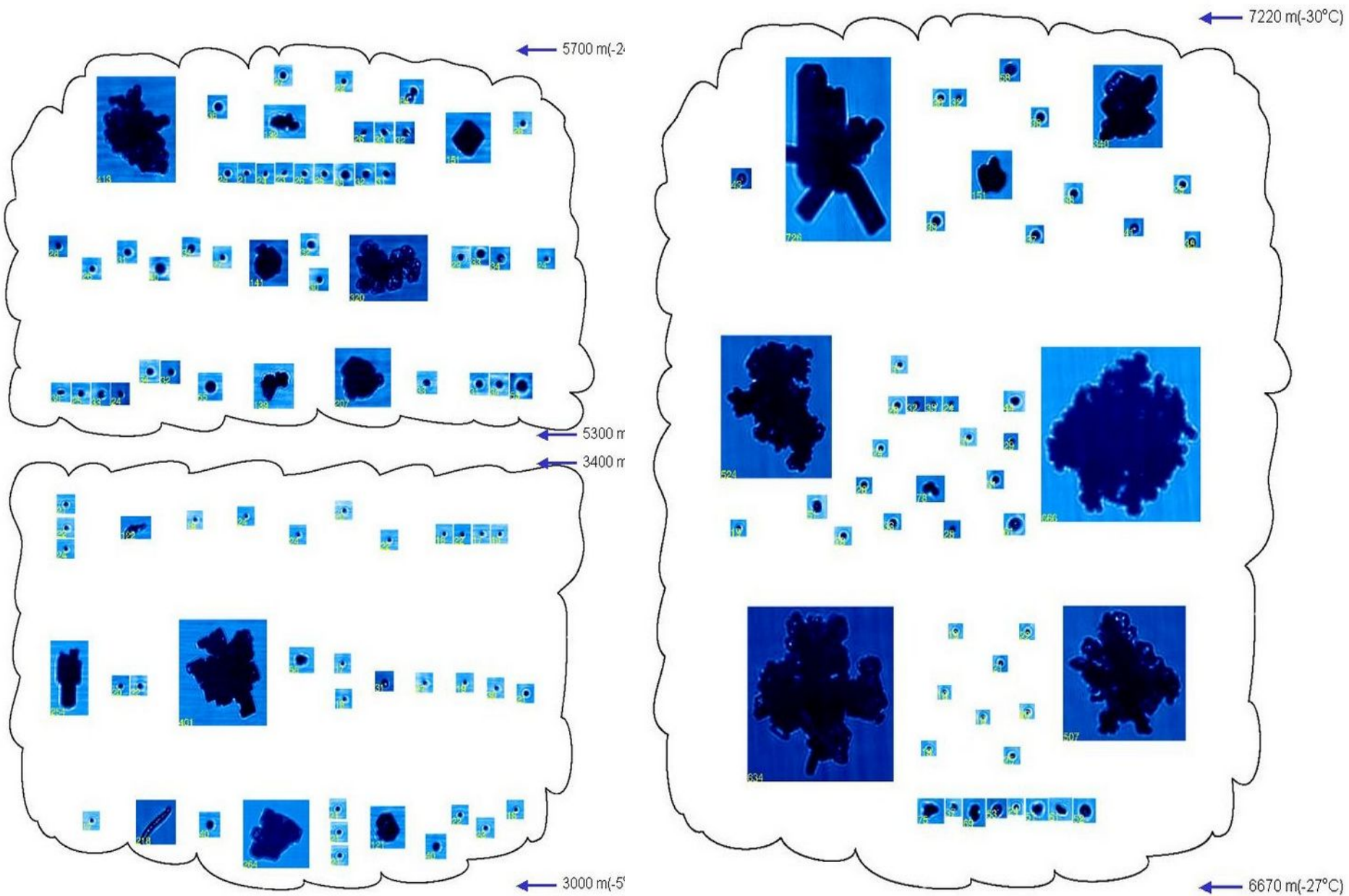




Jeszcze inne
mechanizmy
powstawania
opadu związane
z turbulencją:

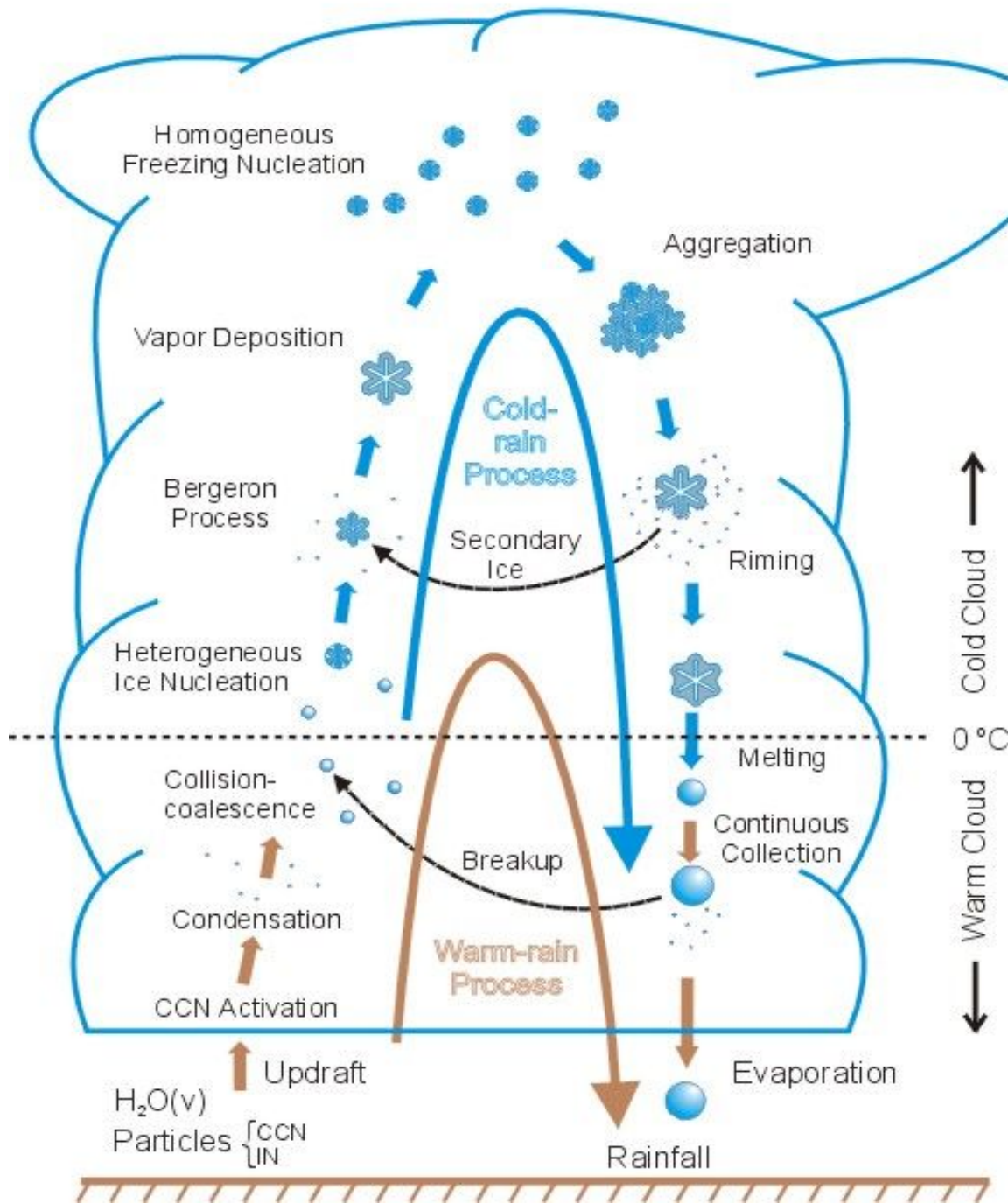
preferential
concentration,

mieszanie
jednorodne i
niejednorodne.

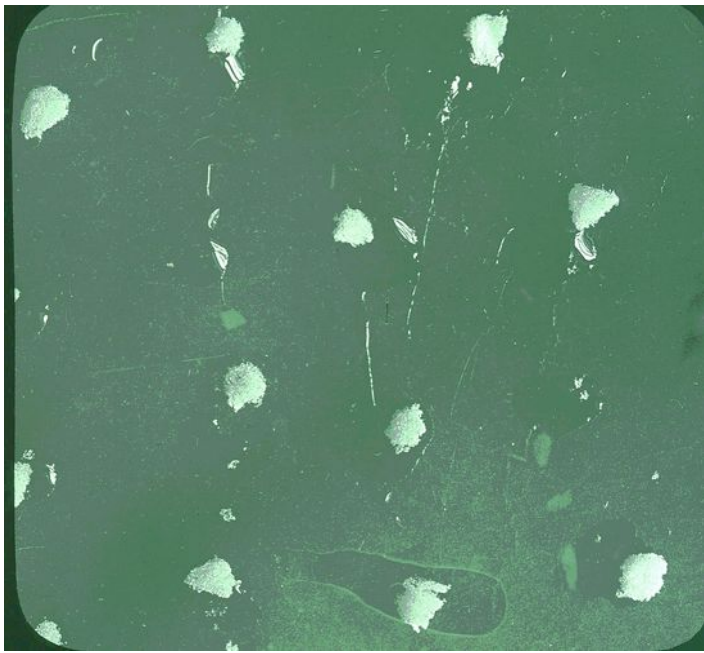


Cząstki chmurowe na różnych wysokościach zaobserwowane w warunkach naturalnych przyrządem CPI (Cloud Particle Imager, SPEC Inc.)

PRECIPITATION MECHANISMS

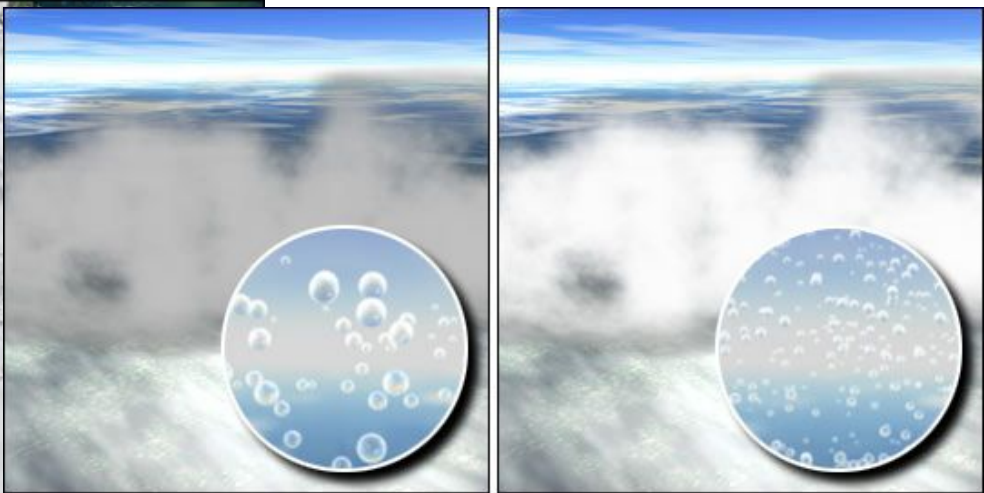
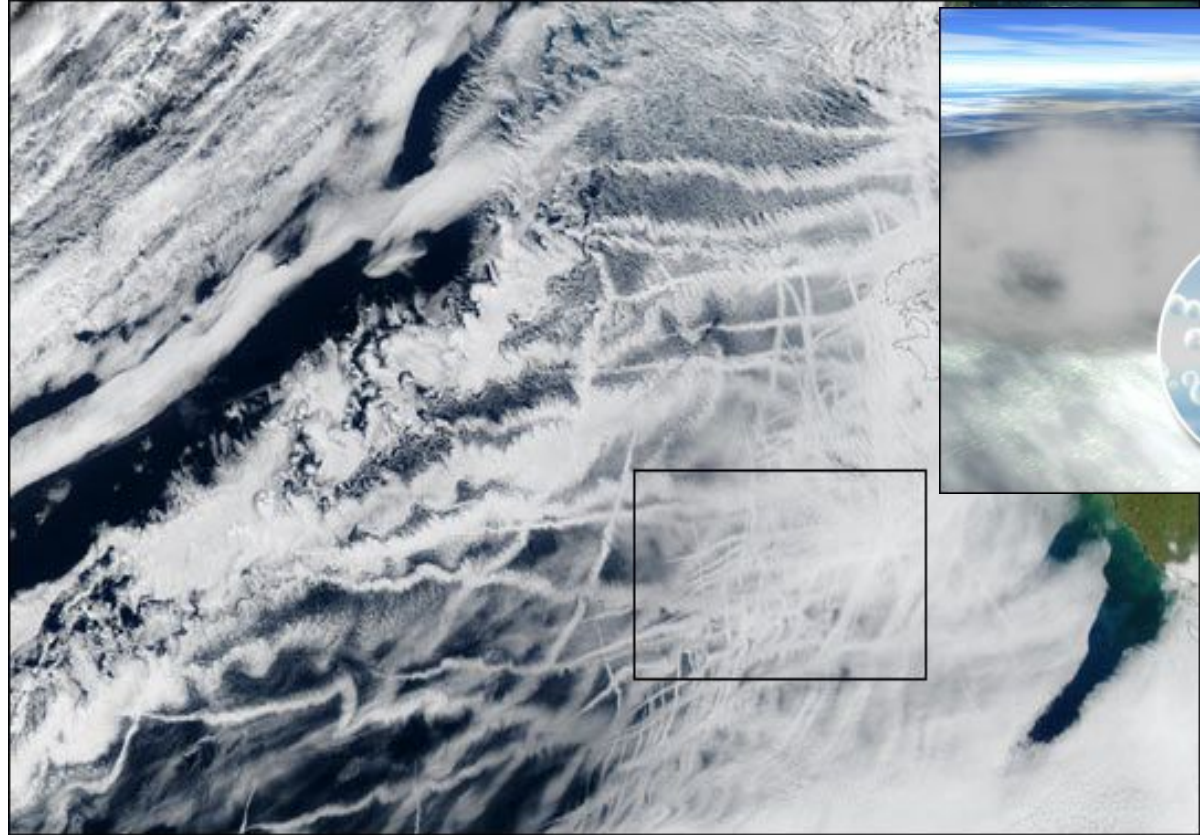


Mechanizmy opadowe



I co z
tego
wynika :)

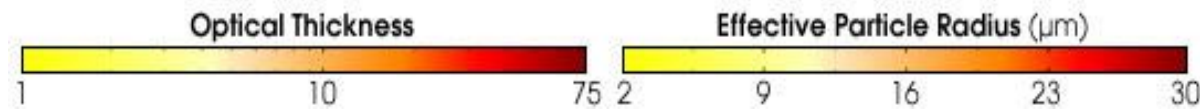
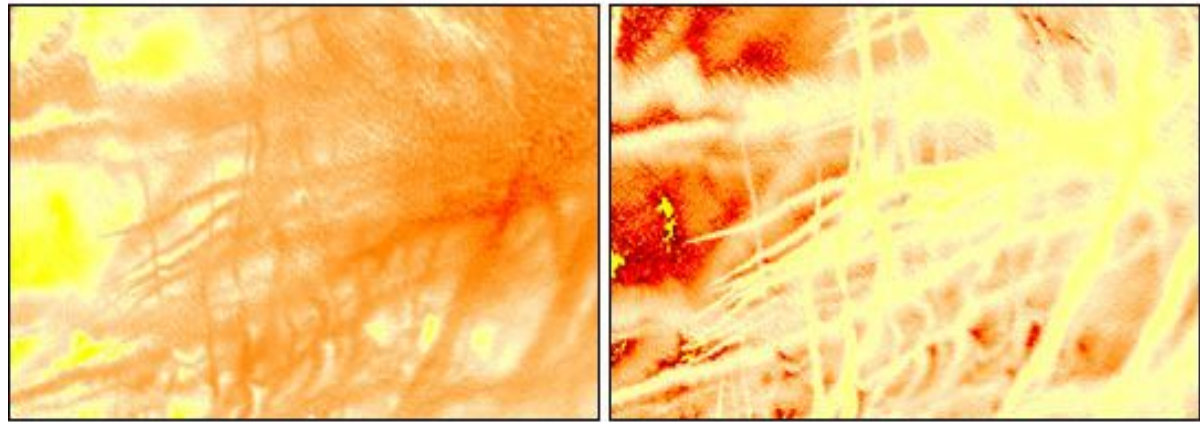




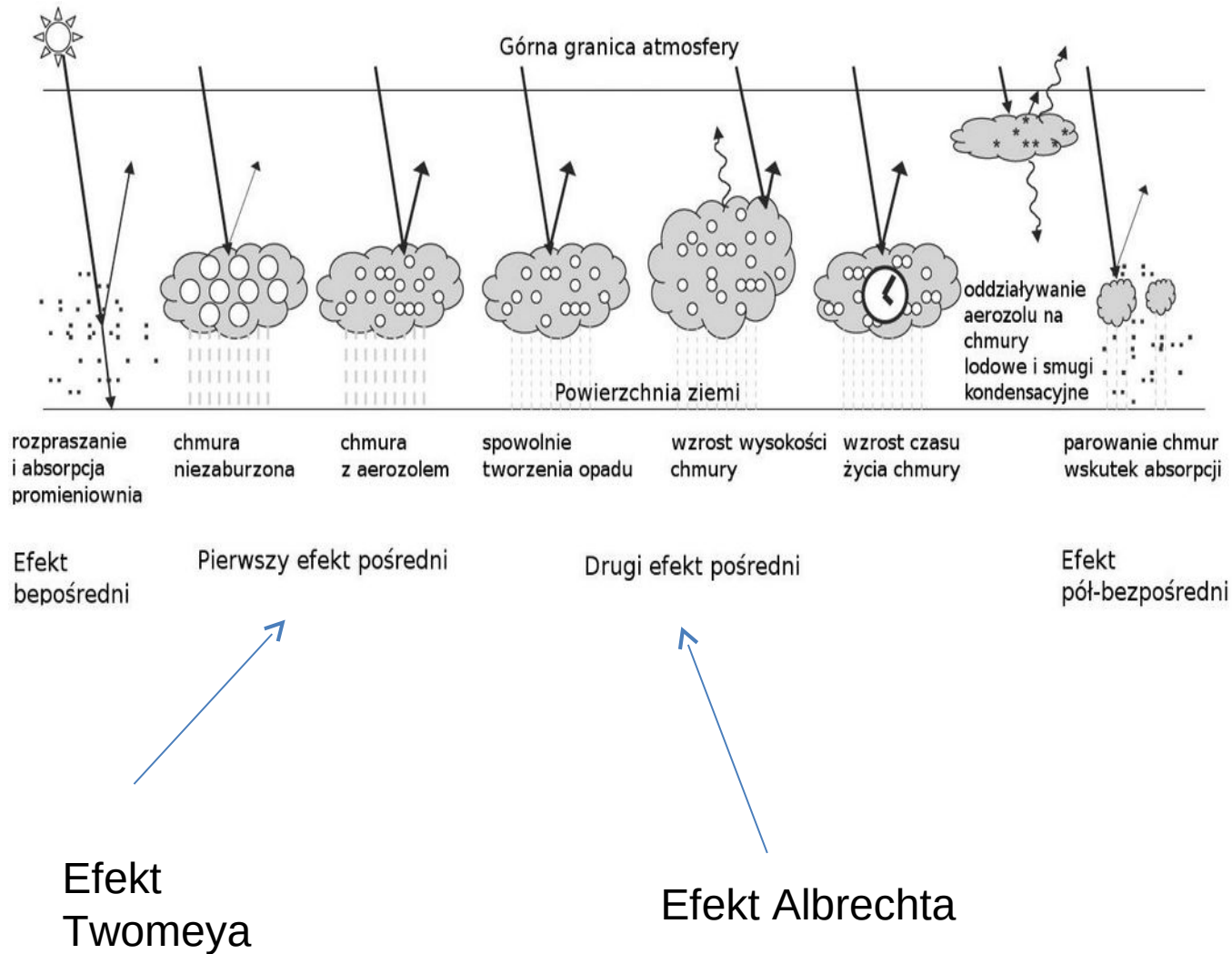
Wpływ aerozolu na budowę chmur (rozmiar kropelek) i w konsekwencji na ich własności radiacyjne:

tzw. pośrednie efekty aerozolowe:

- pierwszy (albedo chmur)
- drugi (czas życia chmur).

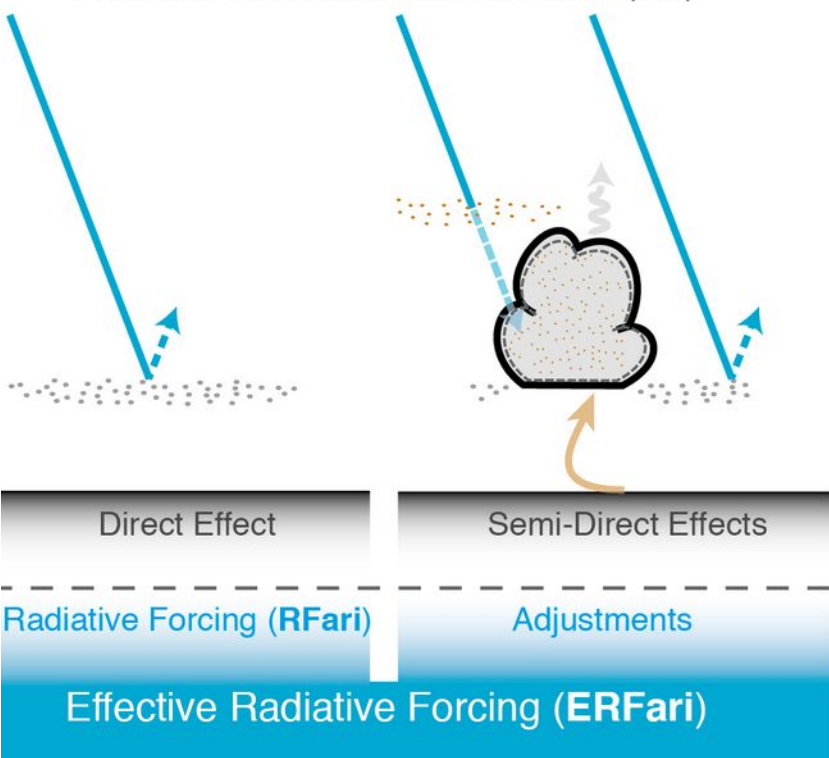


Efekty aerozolowe

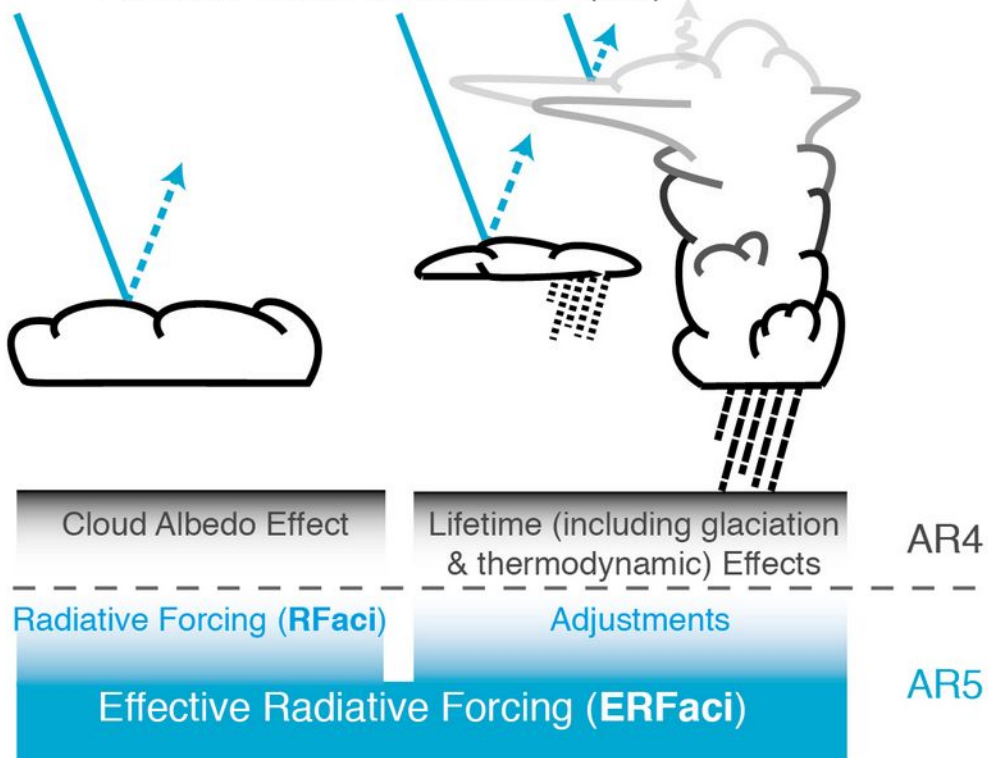


Efekty aerozolowo-chmurowe wg. V Raportu IPCC

Irradiance Changes from Aerosol-Radiation Interactions (**ari**)



Irradiance Changes from Aerosol-Cloud Interactions (**aci**)



Optyczny model chmury

Albedo chmury w przybliżeniu dwustrumieniowym:

$$R = \frac{F^\uparrow}{F^\downarrow} = \frac{(1-g)\tau}{2 + (1-g)\tau} = \frac{\tau}{\tau + \frac{2}{1-g}}$$

g jest tu parametrem asymetrii związanym z rozpraszaniem promieniowania na kropelkach lub kryształach lodu, zaś τ grubością optyczną chmury. Przyjmując parametr asymetrii dla chmury równy około $g=0.85$ otrzymujemy

$$R \approx \frac{\tau}{\tau + 13}$$

Rozważmy jednorodną chmurę o grubości h , koncentracji kropeł N_0 i promieniu kropeł r , wtedy grubość optyczna wynosi:

$$\tau = h\pi\bar{r}^2 Q_{\text{ext}} N_0$$

Przyjmując, że dla obszaru widzialnego parametr wielkości $x=2\pi r/\lambda \gg 1$ można oszacować $Q_{\text{ext}}=2$

Wyznaczymy zależność albedo chmur R od koncentracji kropelek N_o przy stałej zawartości wody ciekłej (LWC)

$$\left(\frac{dR}{dN_o} \right)_{LWC} = \frac{dR}{d\tau} \frac{d\tau}{dN_o} \quad LWC = \frac{4}{3} \pi \bar{r}^3 \rho_w h N_o$$

Zakładając, że LWC nie zależy od wysokości

$$dLWC = 0 = \frac{4}{3} \pi h \rho_w (dN_o \bar{r}^3 + 3N_o \bar{r}^2) = 0$$

stąd $\frac{1}{\bar{r}} = - \frac{dN_o}{3N_o}$ pamiętając że $\tau = h \pi \bar{r}^2 Q_{ext} N_o$

obliczmy wielkość

$$\frac{d\tau}{\tau} = \frac{2\pi h (dN_o \bar{r}^2 + 2\bar{r} N_o)}{2\pi h N_o \bar{r}^2} = \frac{dN_o}{N_o} + \frac{2}{\bar{r}} \quad \frac{d\tau}{\tau} = \frac{dN_o}{N_o} - \frac{2}{3} \frac{dN_o}{N_o} = \frac{1}{3} \frac{dN_o}{N_o}$$

$$\frac{dR}{d\tau} = \frac{\tau + 13 - \tau}{(\tau + 13)^2} = \frac{13}{(\tau + 13)^2}$$

ostatecznie $\left(\frac{dR}{dN_0}\right)_{LWC} = \frac{dR}{d\tau} \frac{d\tau}{dN_0} = \frac{13}{(\tau + 13)^2} \frac{1}{3} \frac{\tau}{N_0} = \frac{13}{3N_0} R \frac{1}{\tau + 13}$

$$\left(\frac{dR}{dN_0}\right)_{LWC} = \frac{R}{3N_0} \frac{13R}{\tau} = \frac{R(1 - R)}{3N_0}$$

Tylko w przypadku chmur zawierających małą liczbę kropeł $N < 100 \text{ cm}^{-3}$ albedo chmury zależy silnie od koncentracji, a tym samym od koncentracji aerozolu.

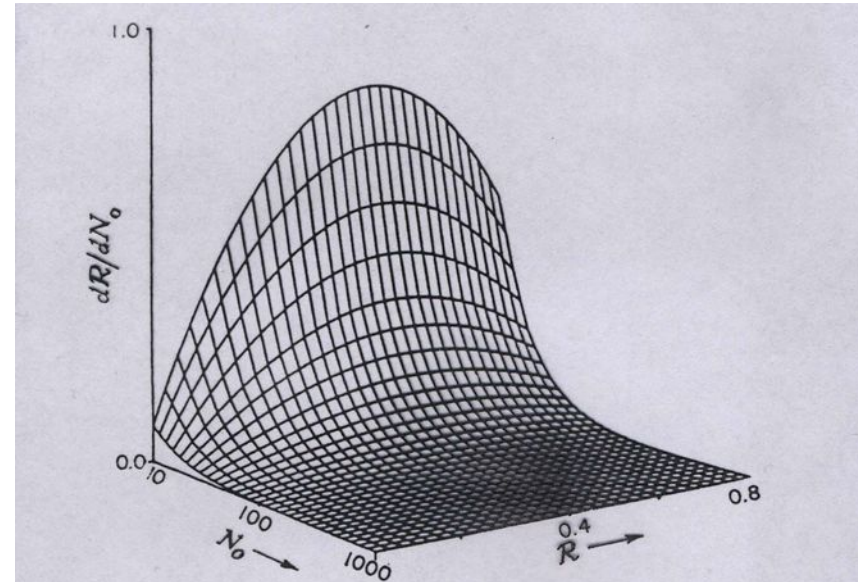


Figure 6.20 The susceptibility parameter dR/dN_0 for different conditions. The vertical unit is the percentage of reflectance per additional droplet per cubic centimeter (from Twomey, 1991).

For cloud droplets under solar illumination, $g \approx 0.85$ and it follows from (6.59a) that

Przykład

- Rozważmy dwie chmury o monodispersyjnym rozkładzie kropeł, grubości pionowej 400 metrów, przy czym pierwsza składa się z kropełek wody o promieniu $r_1 = 10 \mu\text{m}$ i koncentracji $N_1 = 1000 \text{ 1/cm}^3$, zaś druga z kropeł o promieniu $r_2 = 20 \mu\text{m}$.

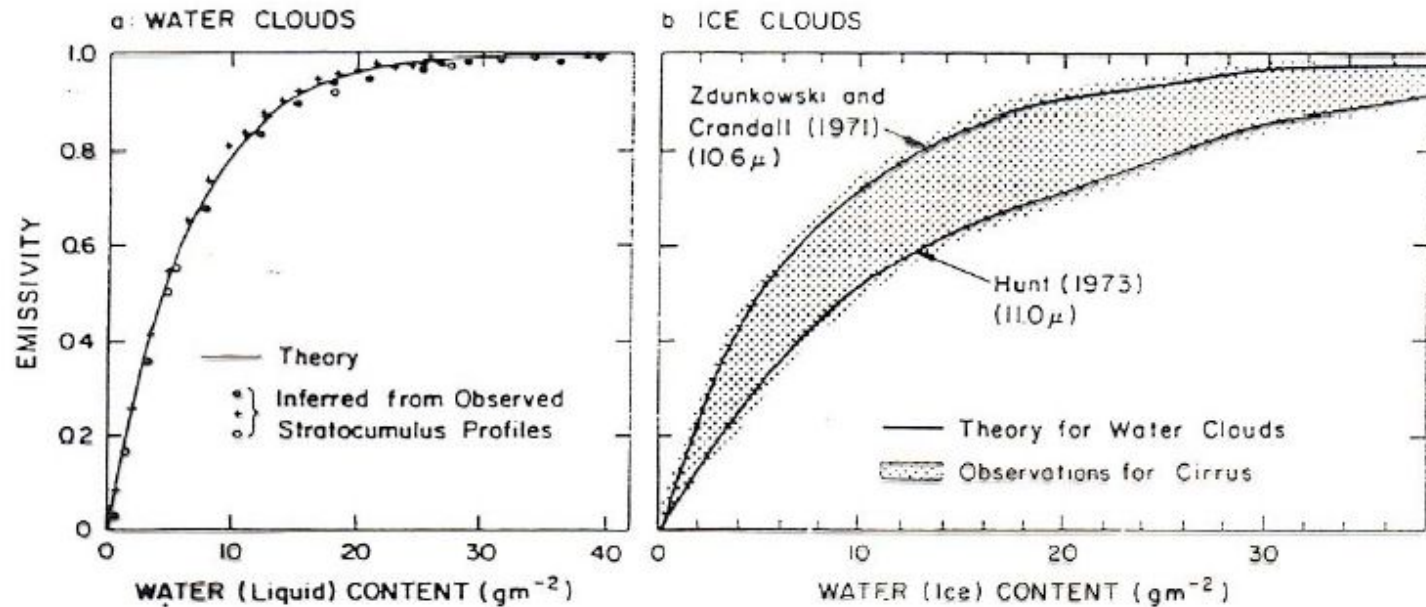
Zakładając, że wodność obu chmur jest identyczna możemy wyznaczyć koncentracje kropeł w drugiej chmurze na ($N_2 = 125 \text{ 1/cm}^3$)

- Stosując teorię rozpraszania Mie wyznaczamy parametry asymetrii dla obu chmur. Wynoszą one odpowiednio 0.86 i 0.87.
- Grubość optyczne chmur wynoszą odpowiednio: 188 i 94
- Albedo chmur wynosi odpowiednio: 0.93 i 0.86.

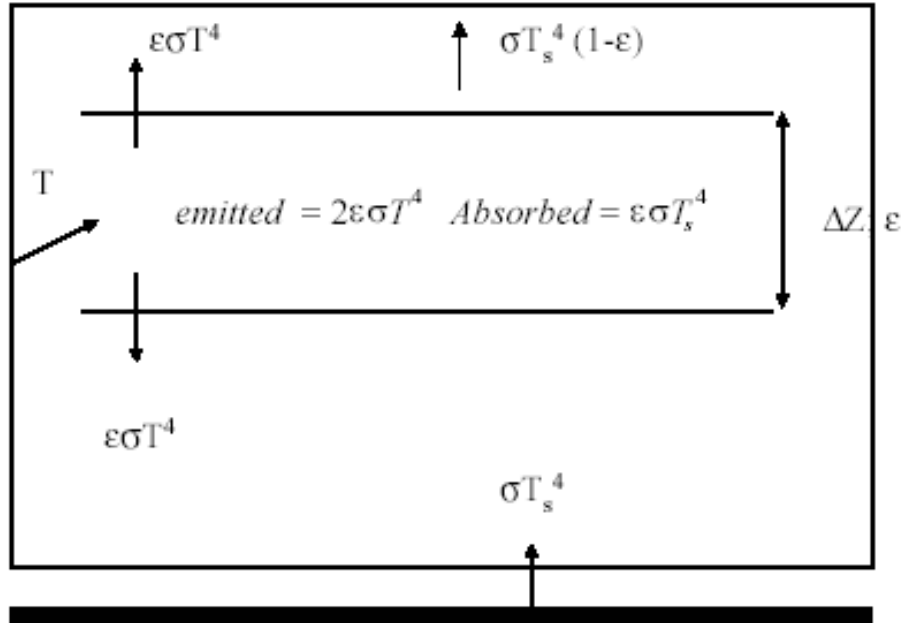
Wpływ chmur na klimat

- Chmury pokrywają około 50% powierzchni Ziemi, dlatego, też są one bardzo ważne z klimatycznego punktu widzenia.
- Chmury zwiększają albedo planetarne od 14 do 30%.
- Z drugiej zmniejszają ucieczkę promieniowania długofalowego w przestrzeń kosmiczną zapobiegając w ten sposób utracie energii.
- Wpływ chmur na bilans radiacyjny zależy od ich własności optycznych oraz temperatury.

Czy chmury są doskonale czarne w podczerwieni?



Porosty radiacyjny model izotermicznej chmury



- Bilans energii całej chmury jest ujemny i wynosi

$$H = \epsilon \sigma T_s^4 - 2\epsilon \sigma T^4 = \epsilon \sigma T_s^4 \left[1 - 2 \left(\frac{T}{T_s} \right)^4 \right]$$

Ochładzanie to jest tym silniejsze im wyższa jest temperatura chmury a zatem im bliżej ziemi znajduje się chmura.

- Rozważmy bilans promieniowania długofalowego na dolnej oraz górnej powierzchni chmury. Ograniczenie się tylko do promieniowania długofalowego odpowiada sytuacji nocnej. Strumień netto na dolnej granicy chmury wynosi

$$N_{\text{base}} = F^{\uparrow} - F^{\downarrow} \leq \sigma(T_s^4 - T_{\text{base}}^4)$$

gdzie T_{base} jest temperaturą podstawy chmury, zaś T_s temperaturą powierzchni ziemi

- Przy czym założyliśmy, że chmura jest na tyle gruba, że można ją traktować jak ciało doskonale czarne.
- Powyższy wzór jest tylko oszacowaniem górnym gdyż, nie całe promieniowanie emitowane przez powierzchnie ziemi osiąga podstawę chmury.
- Rozpatrzmy chmurę o grubości 700 m o podstawie znajdującej się na poziomie 300 m.
- Niech temperatura powierzchni ziemi wynosi 288 K, zaś do postawy chmury panuje suchoadiabatyczny gradient temperatury.
- Zatem temperatura na wysokości podstawy chmury wynosi 285 K.
- W tym przypadku strumień netto na wysokości podstawy chmury wynosi $N_{\text{base}} \leq 16 \text{ W/m}^2$.

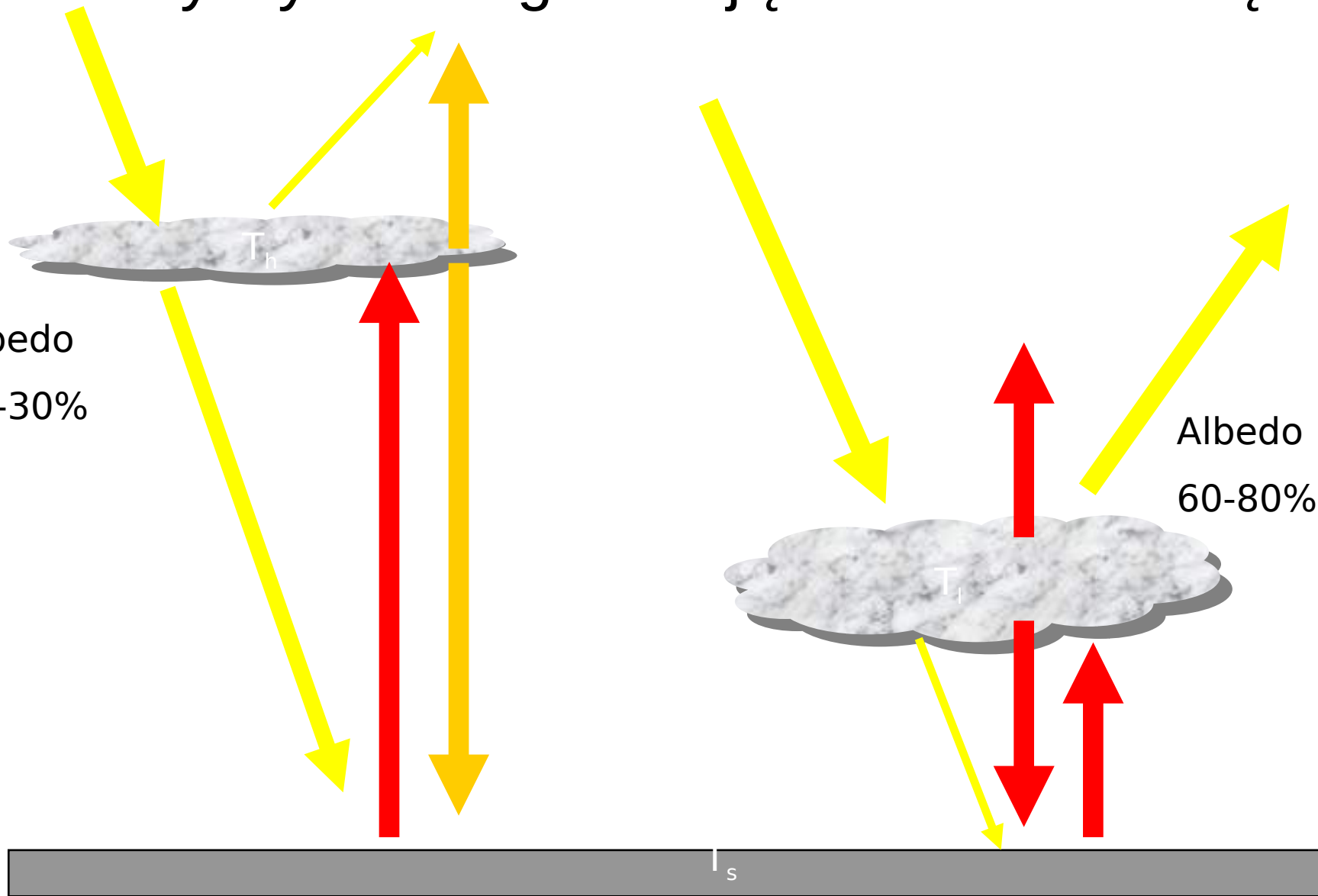
- Strumień netto na szczycie chmury można zapisać w postaci

$$N_{\text{top}} \approx \sigma(T_{\text{top}}^4 - \epsilon T_a^4)$$

- Ponieważ w chmurze gradient temperatury z wysokością jest gradientem wilgotnoadiabaticznym (6 K/km), dlatego temperatura na szczycie chmury wynosi około 281 K.
- Ponadto, jeśli przyjmiemy, że zdolność emisyjna atmosfery powyżej chmury wynosi 0.8 (w rzeczywistej atmosferze zmienia się od 0.7 w Arktyce do 0.95 w rejonach tropikalnych) to strumień netto na szczycie chmury wynosi ok. 211 W/m².
- Zauważmy, że z definicji strumieni netto wynika, że podstawa chmury jest słabo grzana (16 W/m²), zaś wierzchołek chmury silnie chłodzony (211 W/m²).
- Zatem, chmura jest silnie chłodzona jako całość (196 W/m²).
- Obliczmy, jakie jest tempo ochładzania radiacyjnego chmury

$$\frac{dT}{dt_{\text{rad}}} \approx \frac{N_{\text{base}} - N_{\text{top}}}{C_p \rho \Delta Z} \approx -14 \text{ K/dzień}$$

Chmury wysokie ogrzewają a niskie chłodzą...



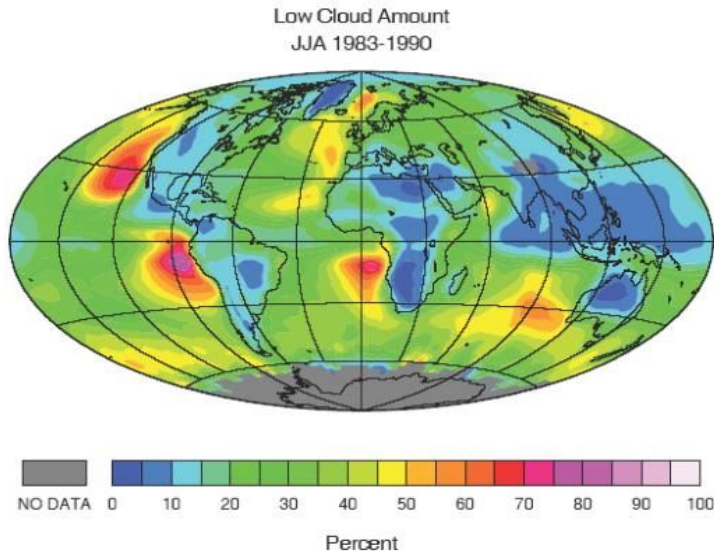
$$T_s \approx T_l \quad T_s \gg T_h$$

Wpływ chmur Scu na globalny bilans radiacyjny

Występowanie Scu:

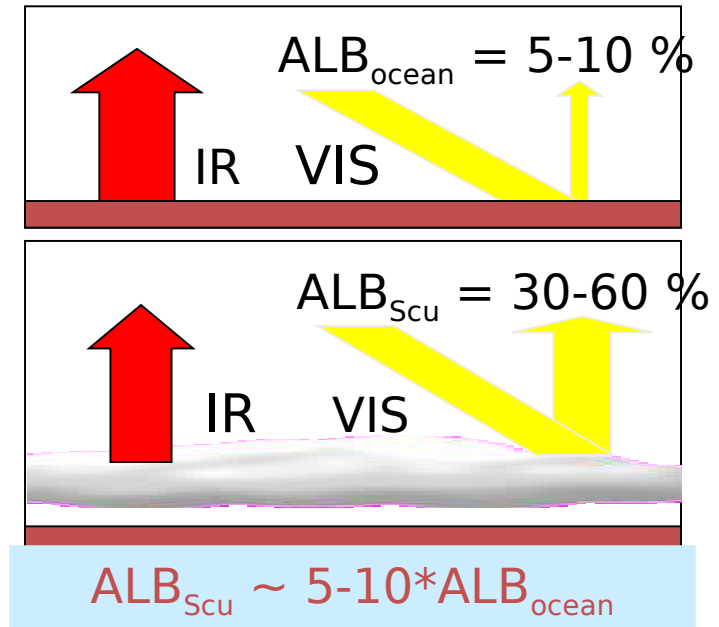
+

Własności radiacyjne :



Hartmann (1992)

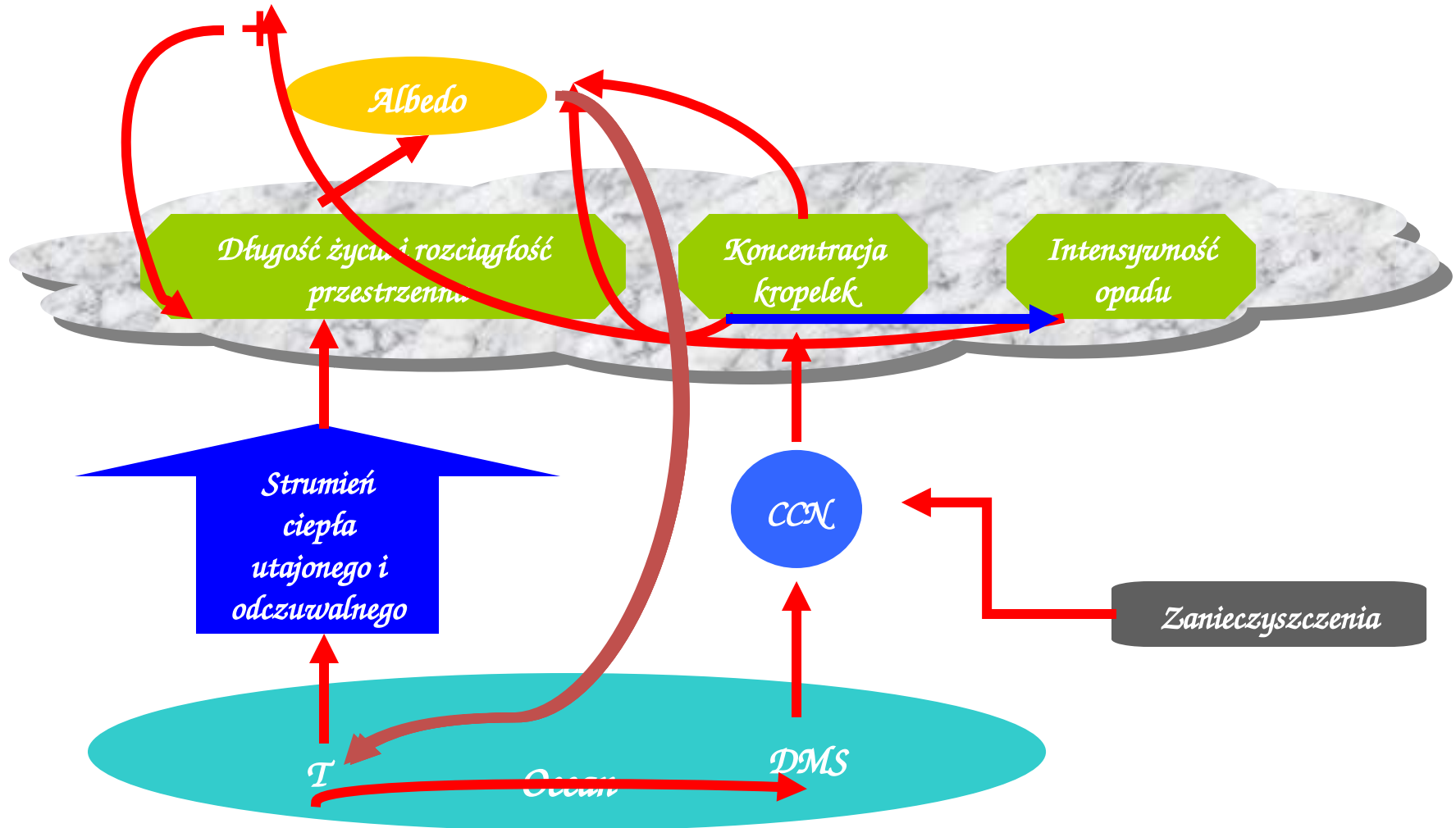
~ 20-30 % powierzchni oceanów
(Warren et al., 1986)



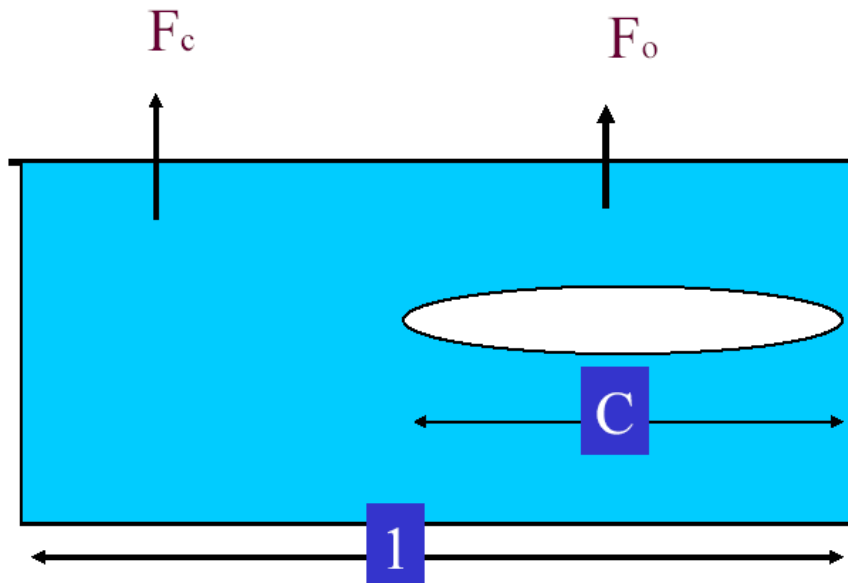
→ Ujemne wymuszenie radiacyjne

~ 3-4 % strumienia promieniowania słonecznego otrzymywanego średnio przez układ Ziemia-Atmosfera

Sprzężenia zwrotne związane z oddziaływaniem aerozol chmura



Wymuszanie radiacyjne chmur

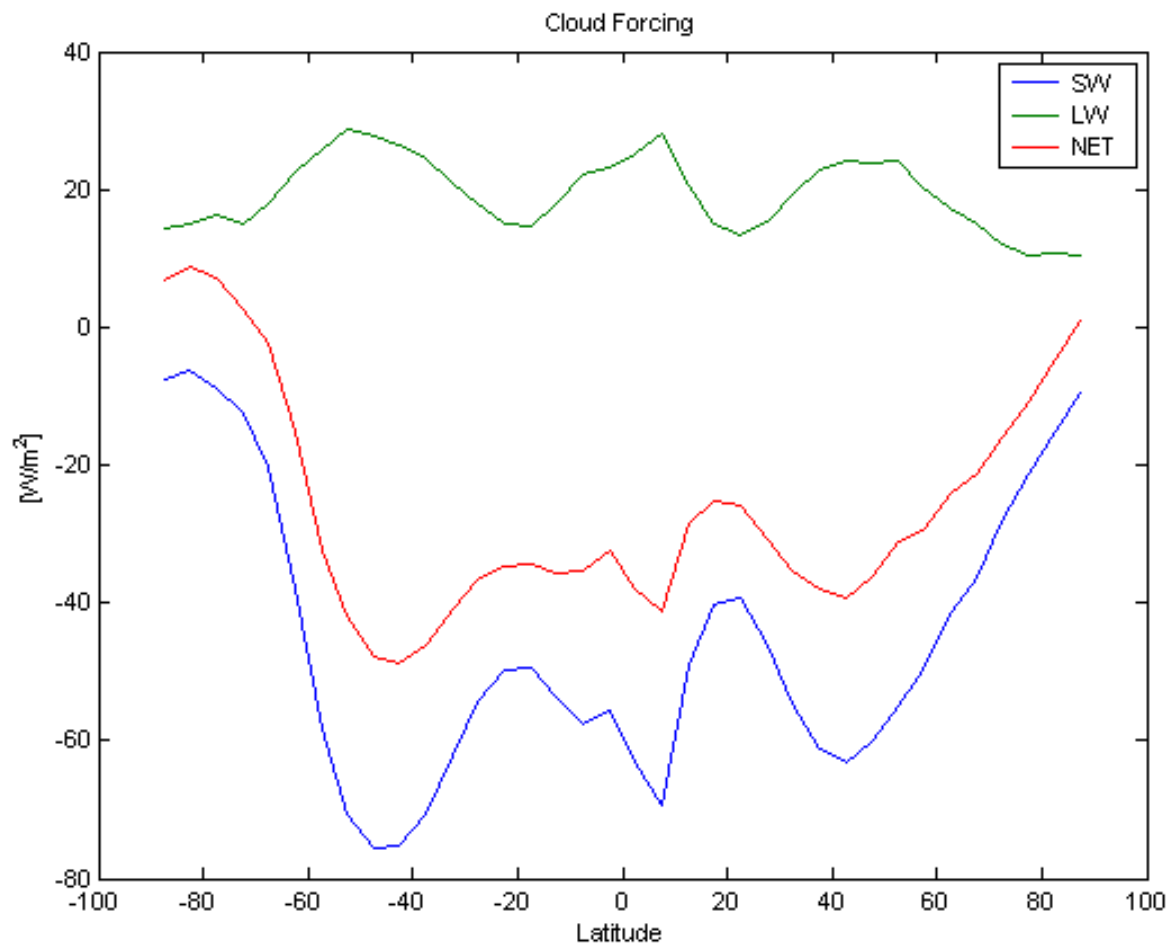


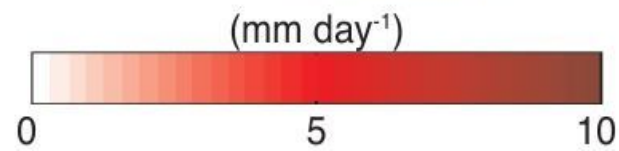
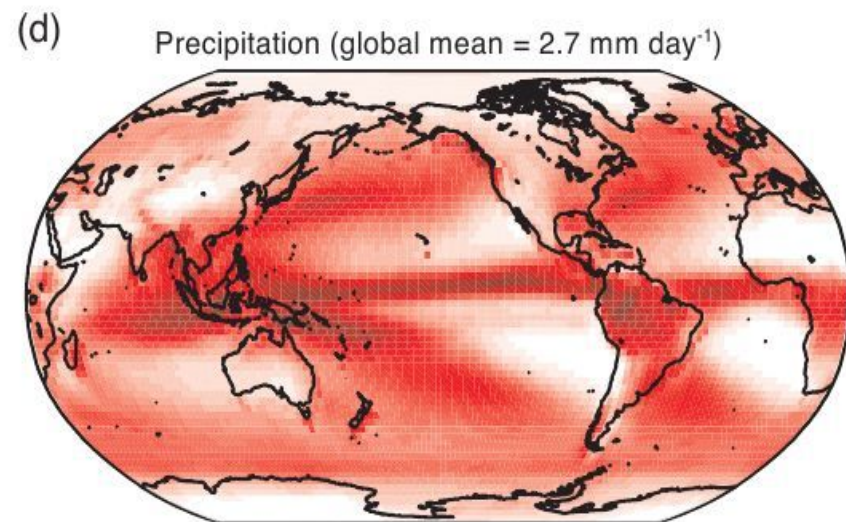
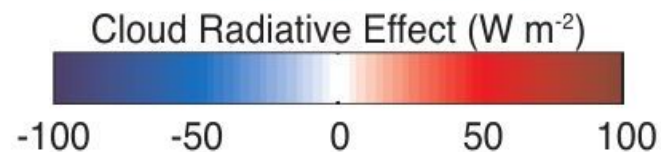
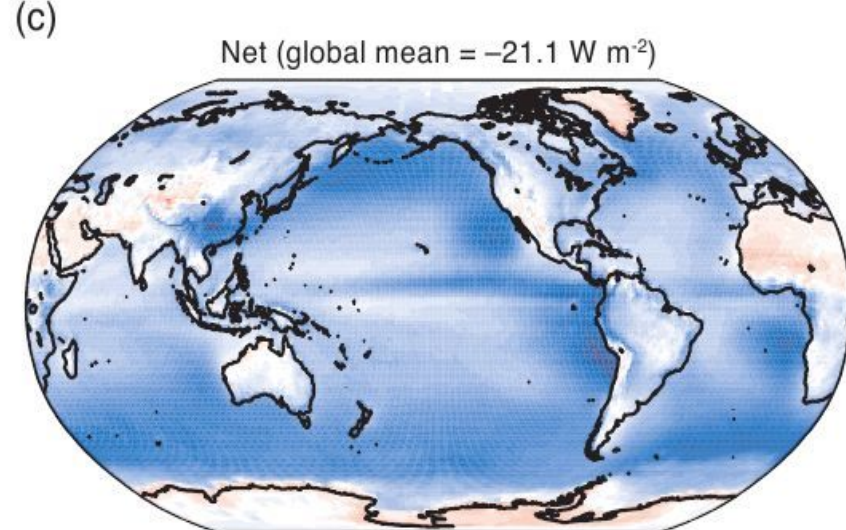
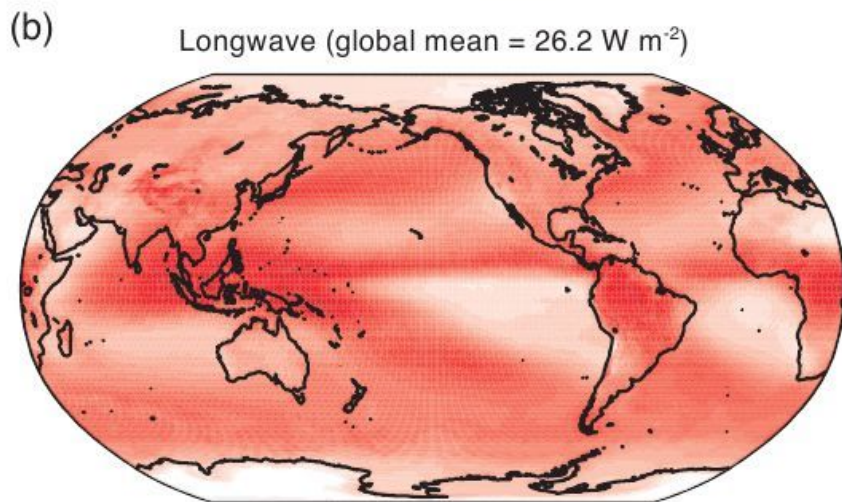
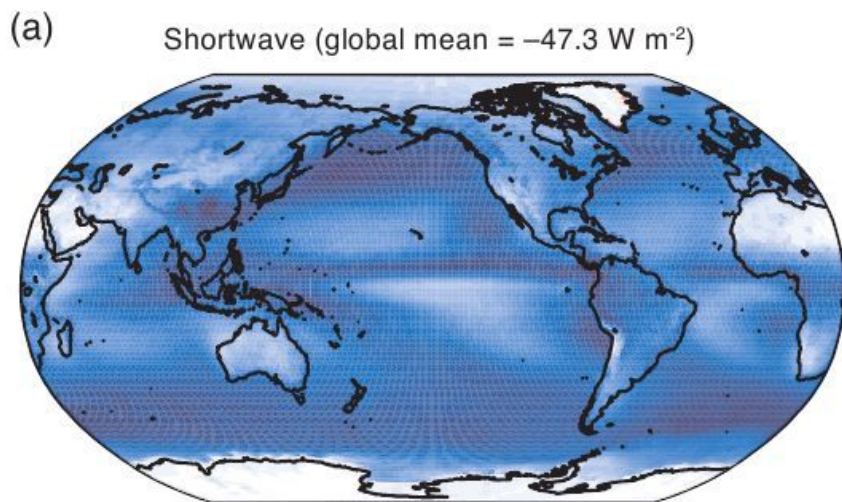
- Jeśli przez F oznaczymy strumień promieniowania zdefiniowany jako sumę promieniowania bezchmurnego nieba oraz obszaru pokrytego chmurami $F = F_c(1 - C) + F_o C$ to wymuszenie radiacyjne chmur można zapisać w postaci

$$C_{\text{Forcing}} = F - F_c = C(F_o - F_c)$$

- gdzie C jest częścią obszaru pokrytego przez chmury, F_c strumieniem promieniowania czystego nieba, zaś F_o strumieniem promieniowania związanym z chmurami.

Wymuszanie radiacyjne chmur

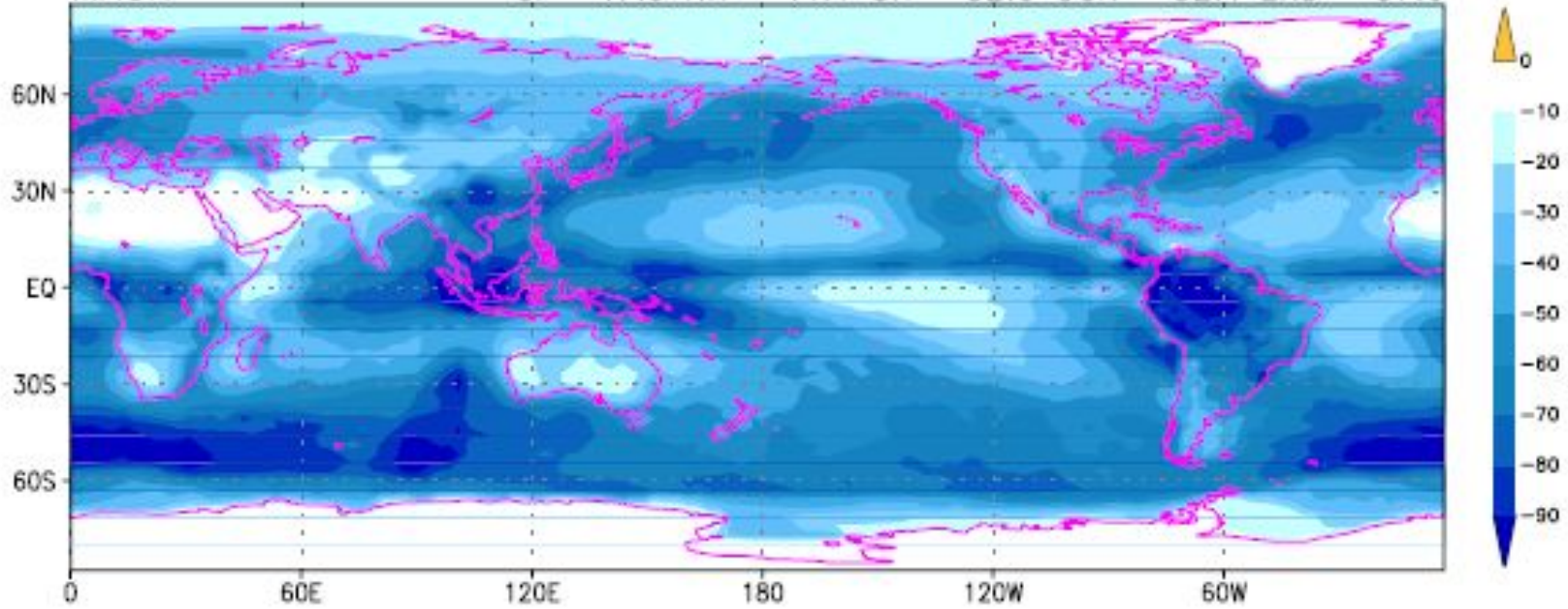




Chmury i ich rola w procesach radiacyjnych i klimatycznych

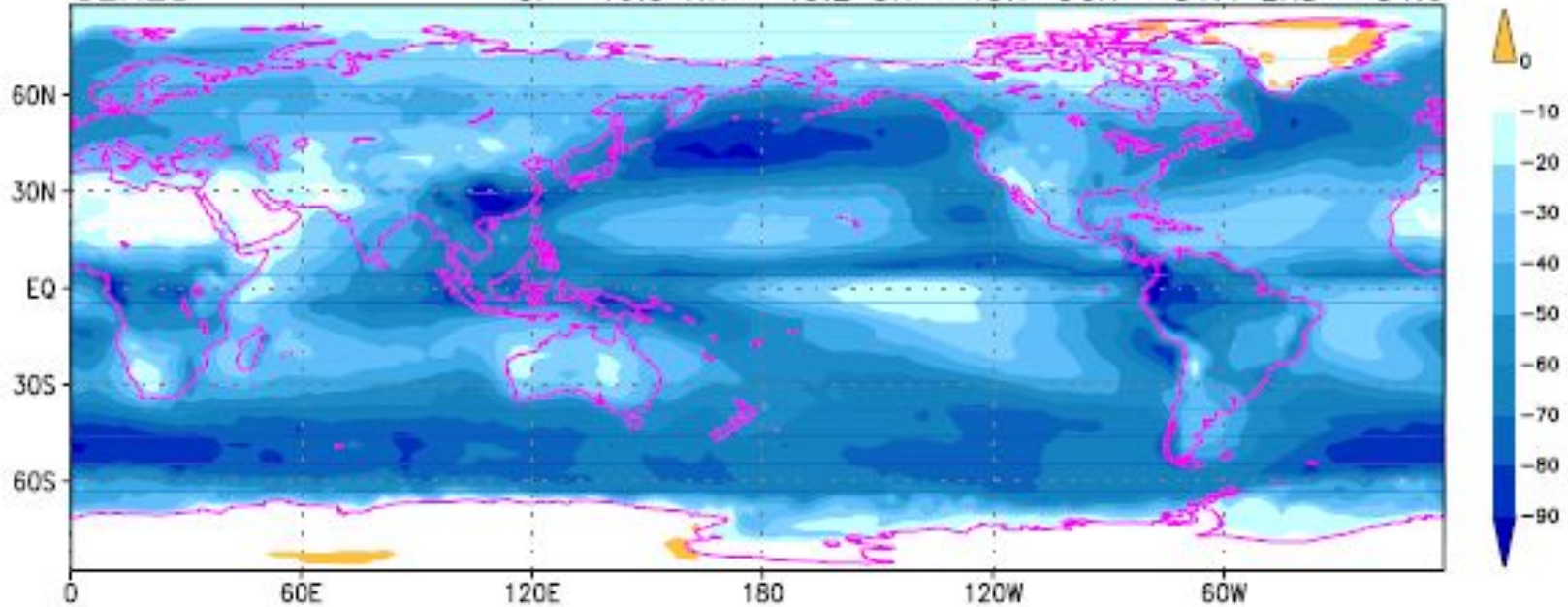
MACR

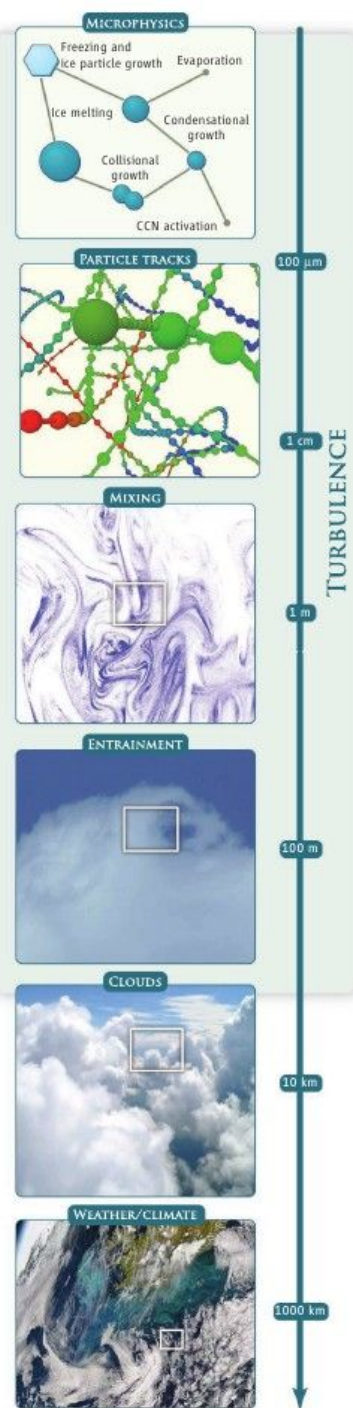
GI=-47.5 NH=-44.1 SH=-52.0 OCN=-52.4 LND=-37.6



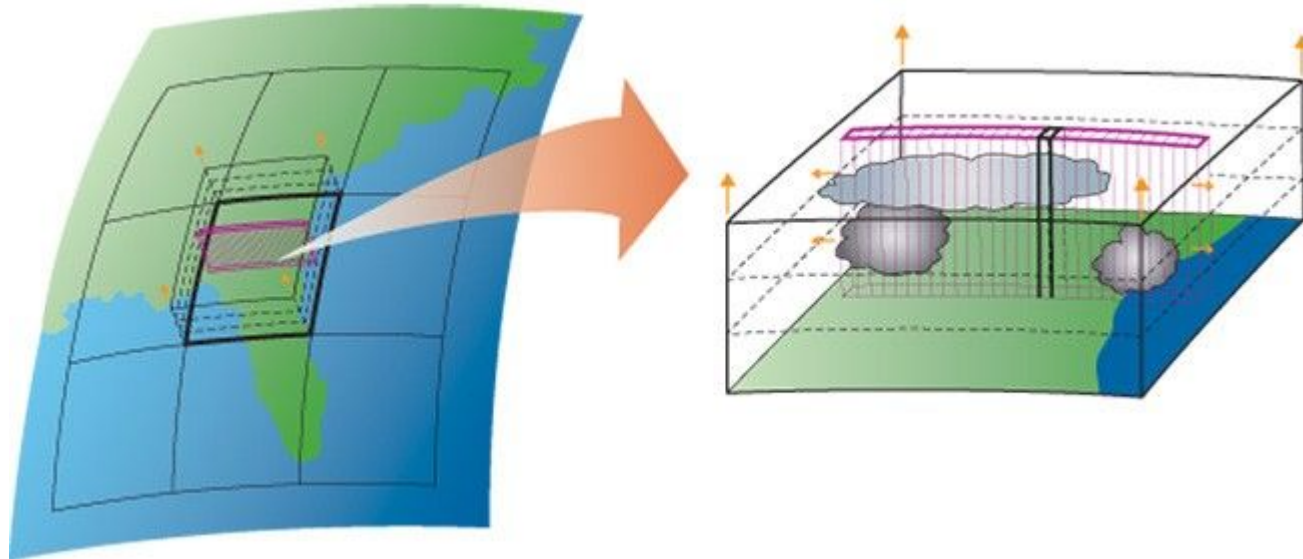
CERES

GI=-46.5 NH=-43.2 SH=-49.7 OCN=-51.4 LND=-34.6





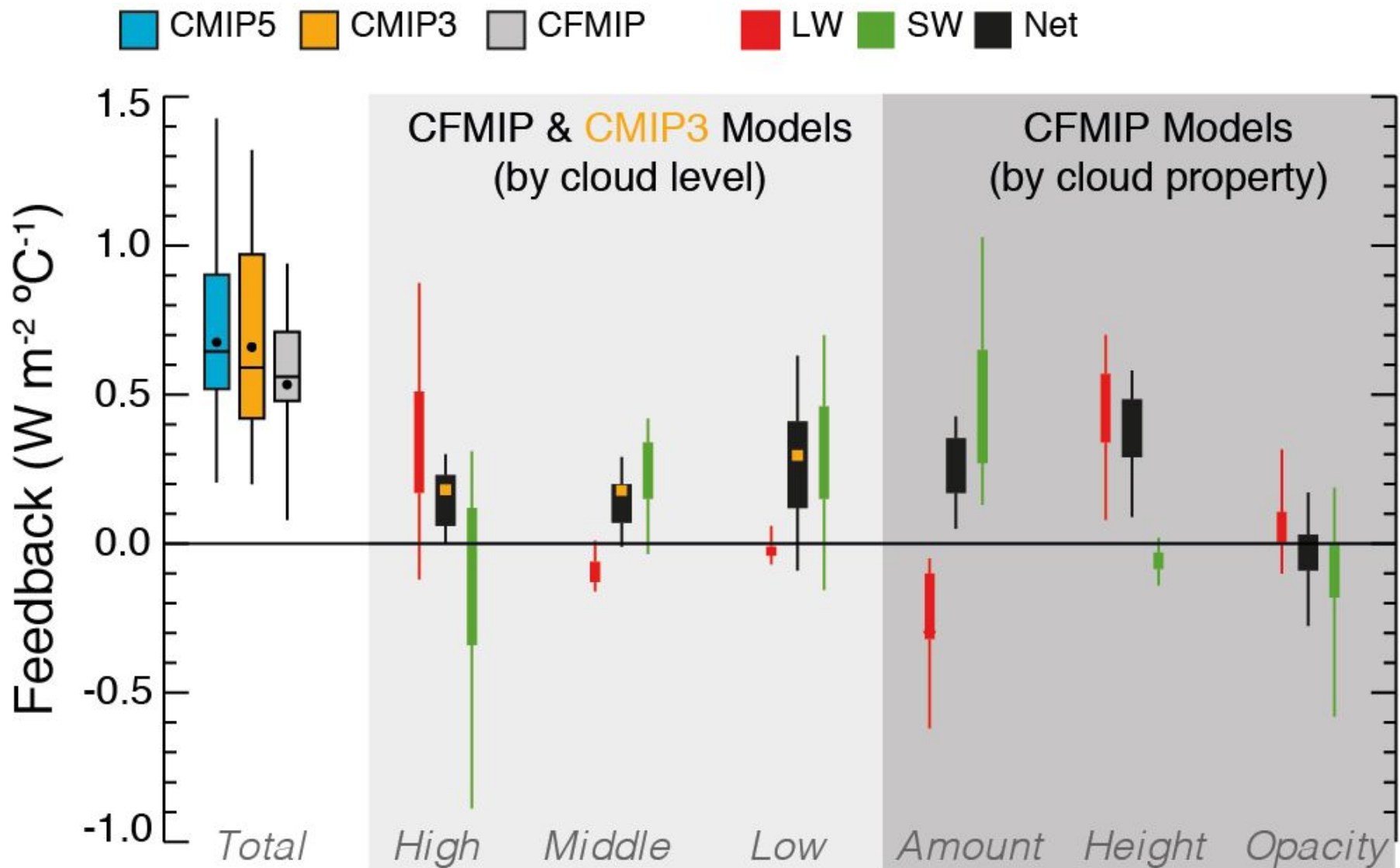
Jak sobie radzimy z problemami?
 „Multiscale modeling” - modelowanie wieloskalowe,
 superparametryzacje, GIGA-LES, ILES,
 explicit cloud-resolving....



Bodenschatz, E., S.P. Malinowski, R.A. Shaw, F. Stratmann, 2010: Can We Understand Clouds without Turbulence? *Science*, **327**, 970 – 971.

Randall D.A, Khairoutdinov M, Arakawa A, Grabowski W.W., 2003: Breaking the cloud parameterization deadlock . *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **84**, 1547-1564.

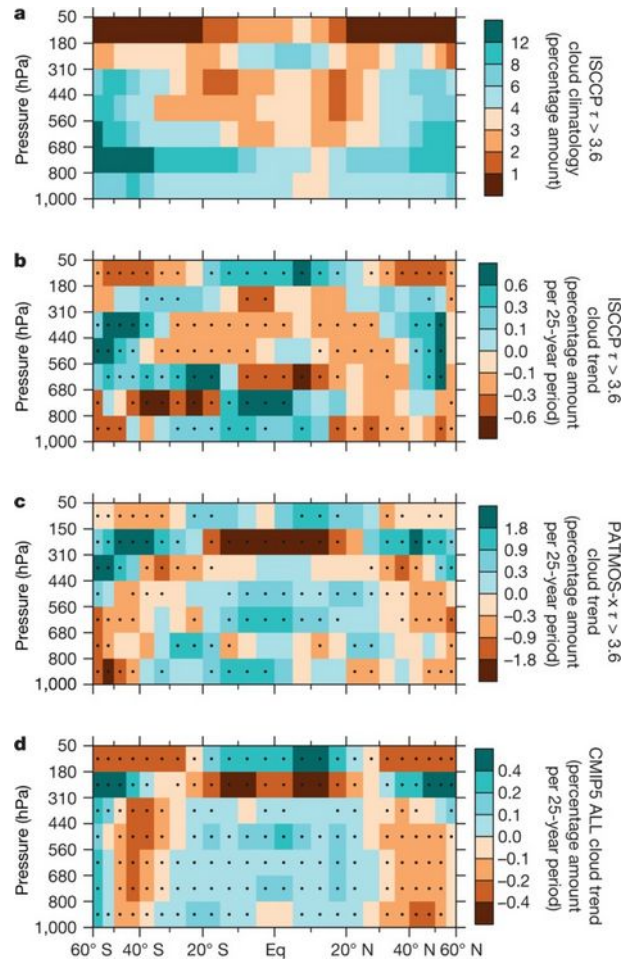
I wiele wiele innych.....



Efekty sprzężeń związanych z chmurami wskutek z zmian koncentracji CO₂ w atmosferze.

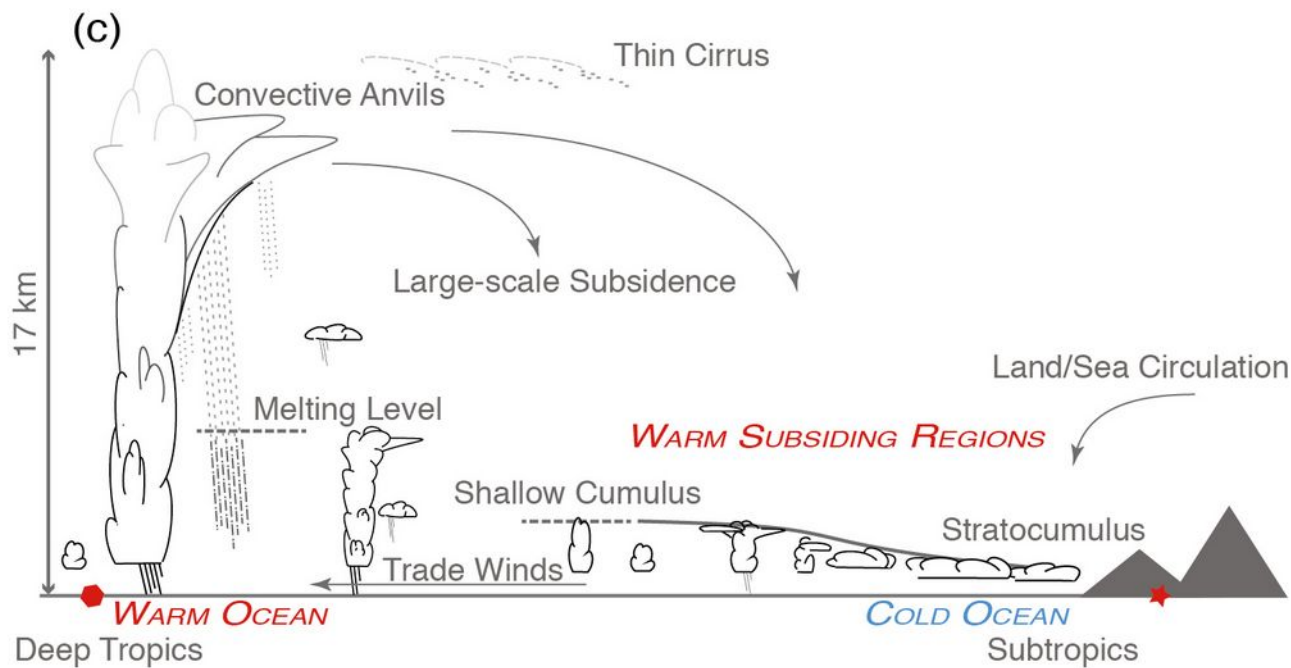
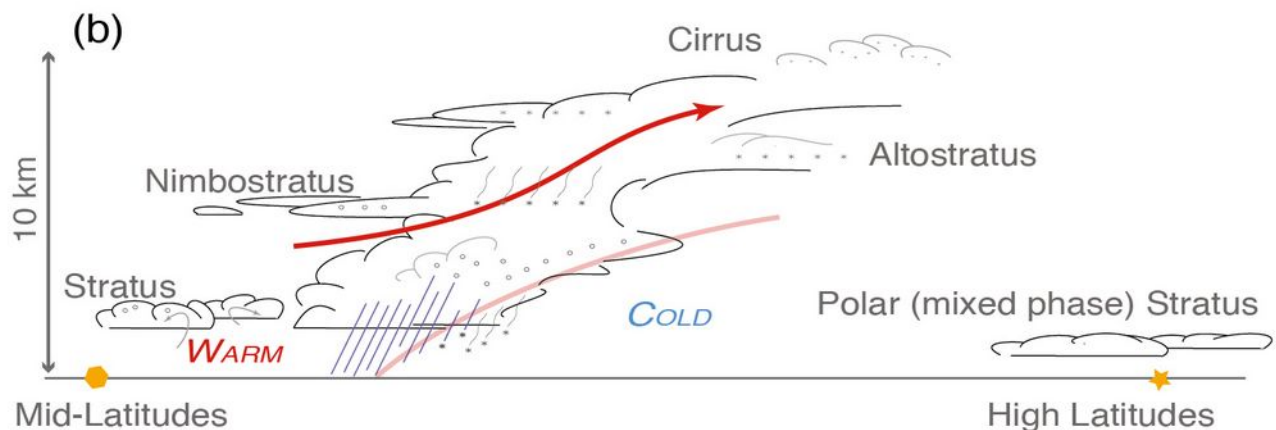
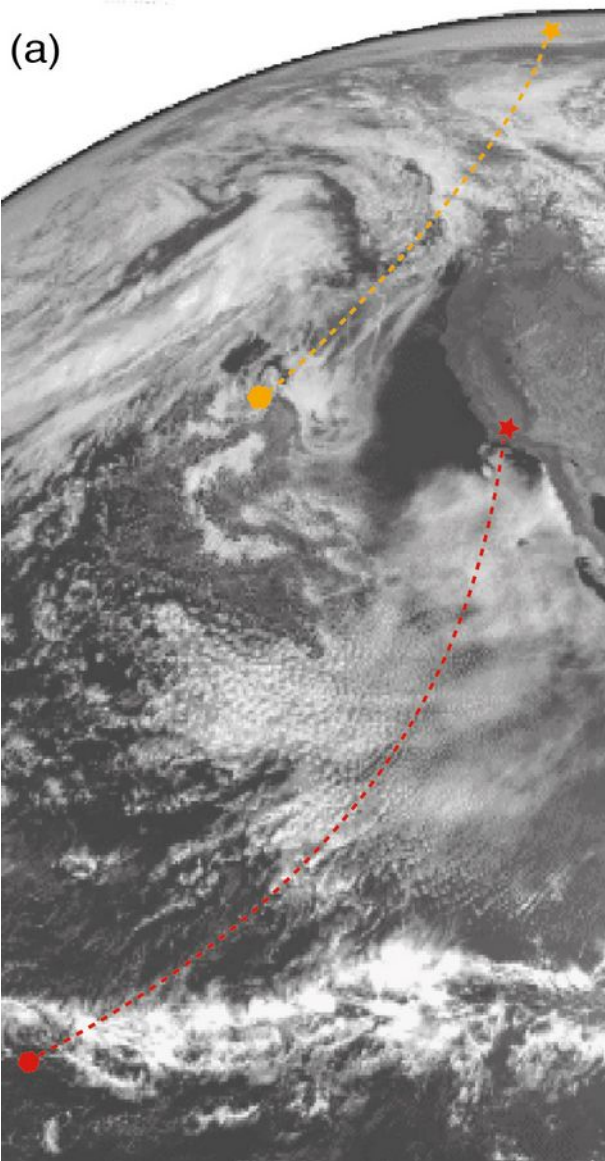
Zonal mean change in observed and simulated cloud amount during the period 1983–2009 in seven pressure intervals

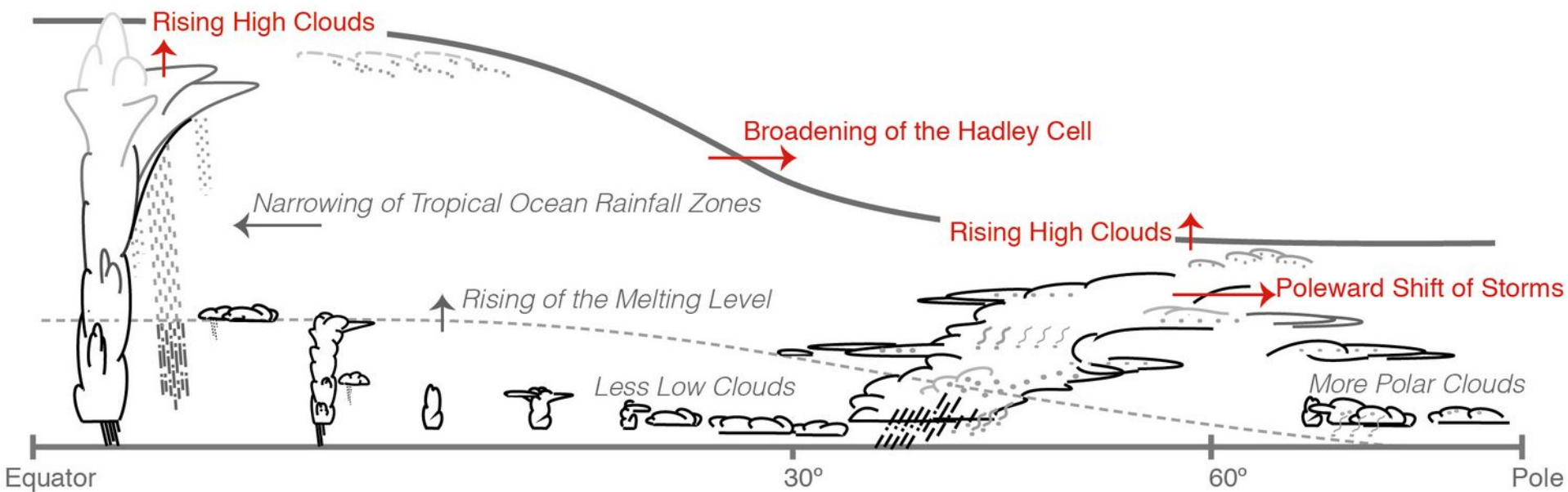
Układy chmur przesuwają się w kierunku biegunów i w górę, co wzmacnia ocieplenie klimatu.



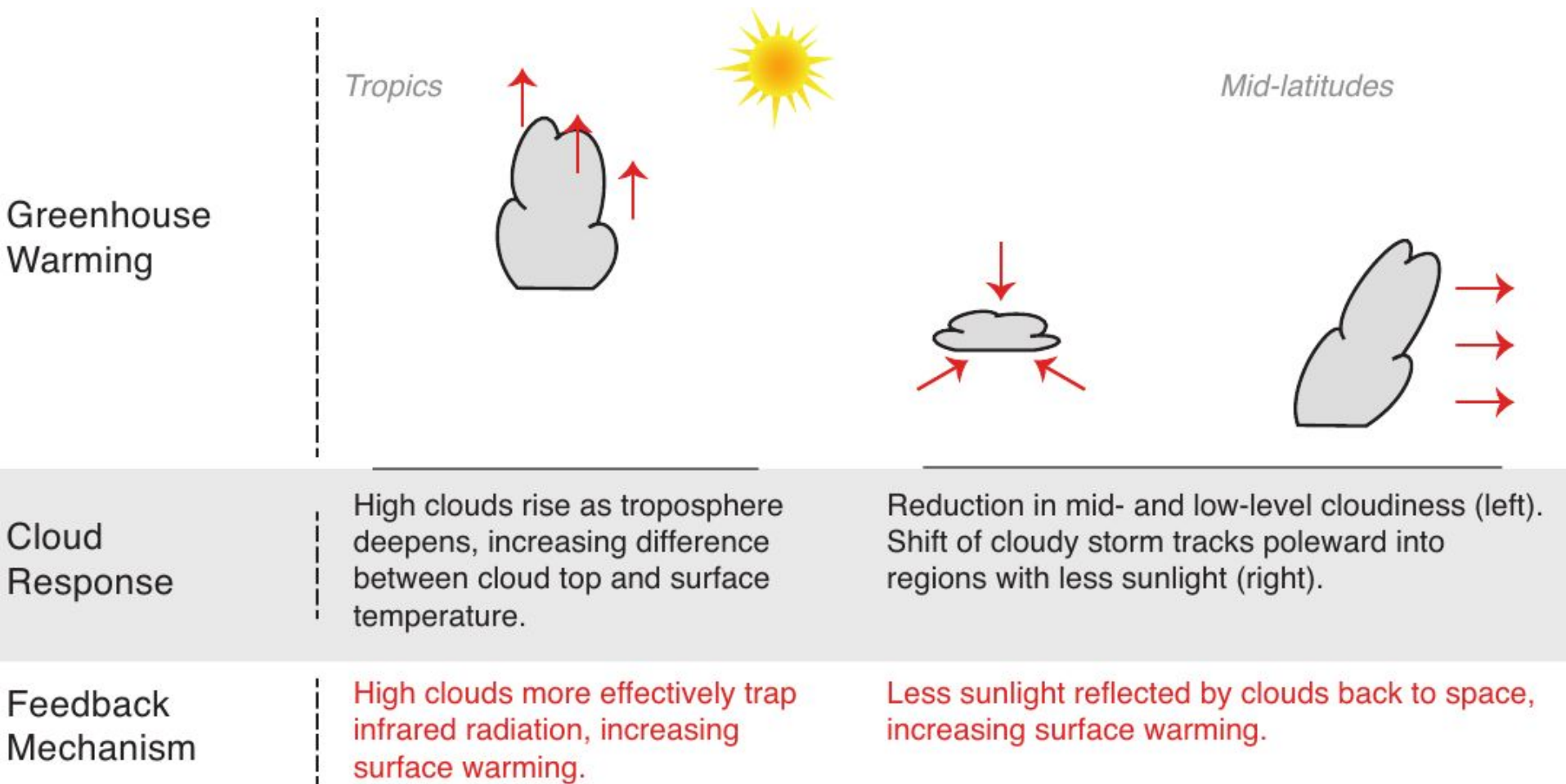
J R Norris *et al.* *Nature* 1–4 (2016) doi:10.1038/nature18273

Chmury i aerozole, a ściślej cykl hydrologiczny wpływają nie tylko na strumienie radiacyjne, ale i na dynamikę atmosfery i oceanu.



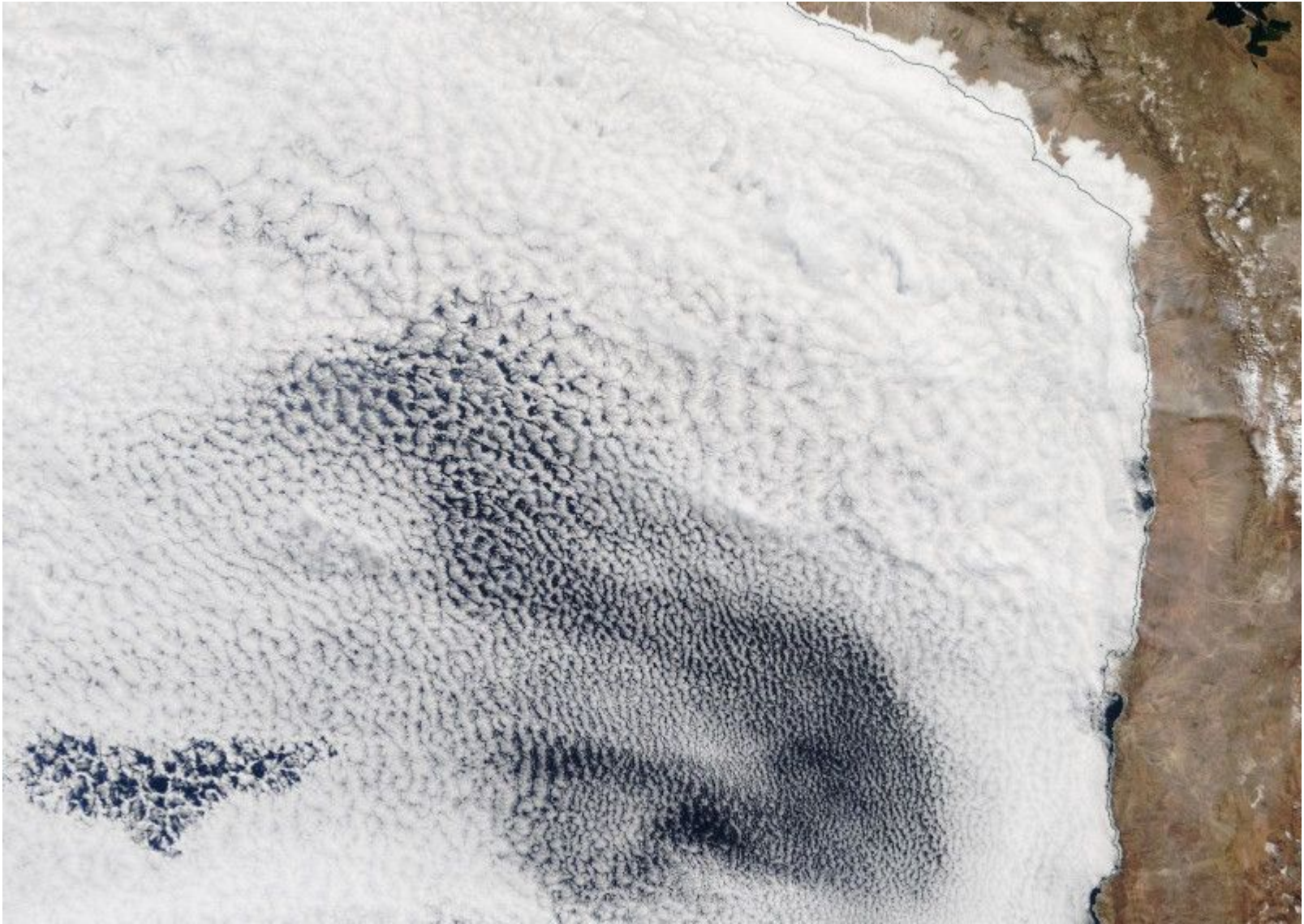


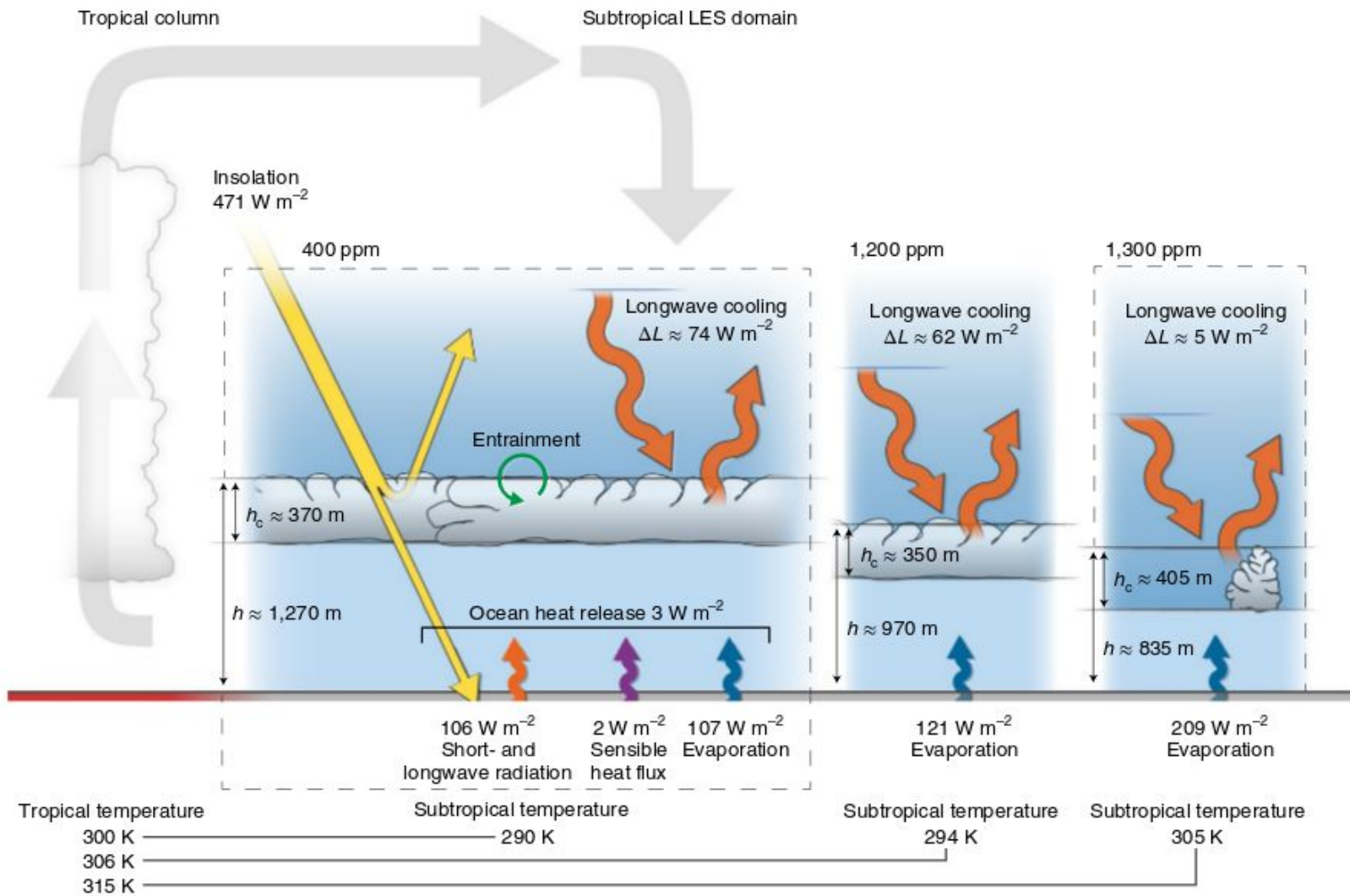
Zmiany w strukturze i dynamice atmosfery związane ze zmianami zachmurzenia na ocieplającej się Ziemi.

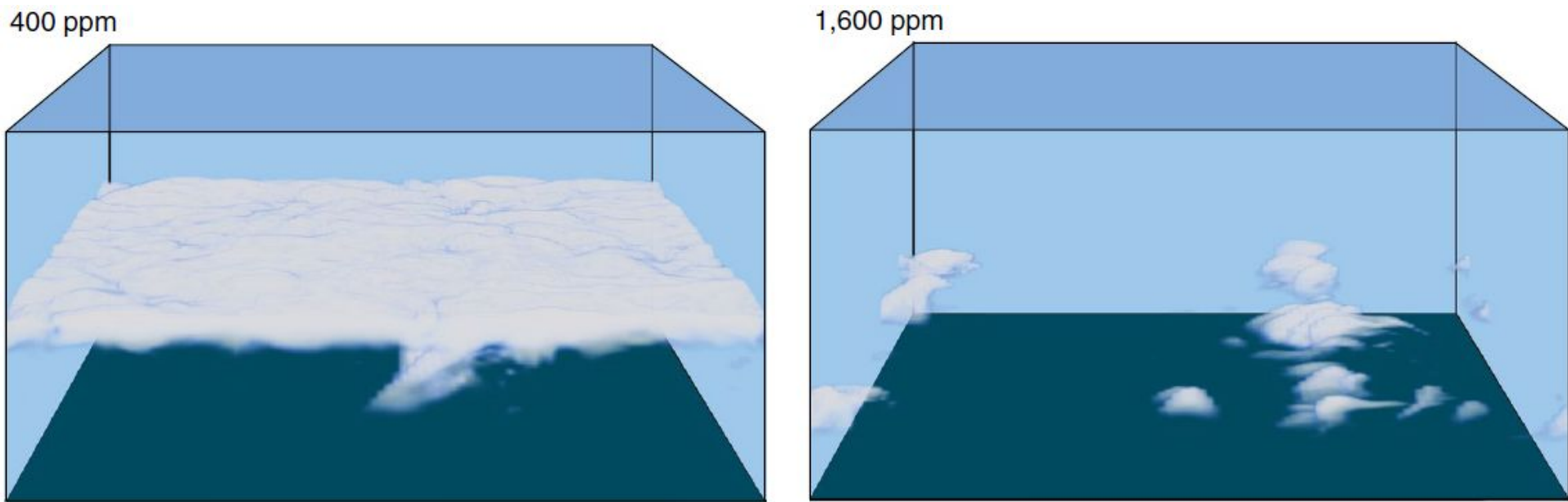


Zmiany w zachmurzeniu ocieplającej się planety – schematycznie.

Morskie chmury: nowo odkryte sprzężenie zwrotne destabilizujące klimat cieplarnianej Ziemi.

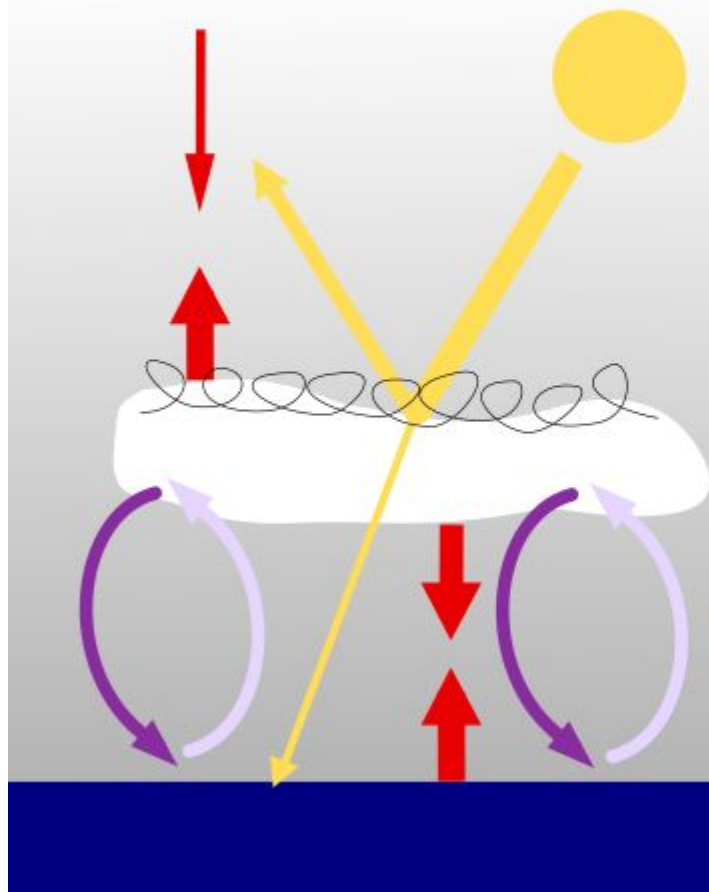




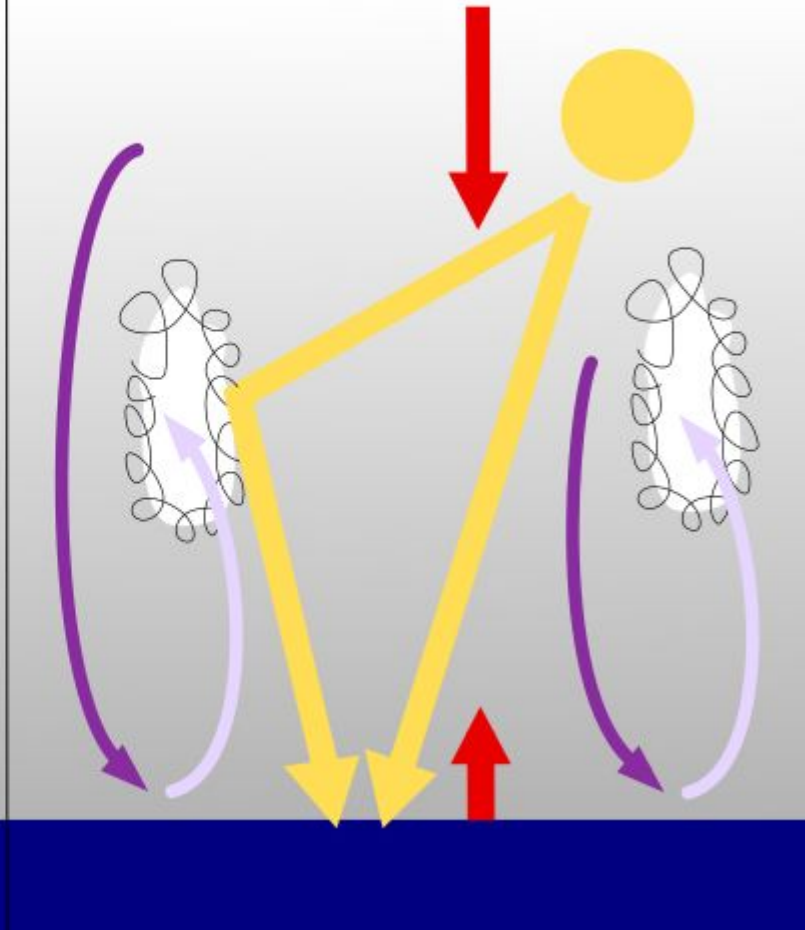


Wyniki symulacji zachmurzenia w rejonie podzwrotnikowym przy różnych średnich koncentracjach dwutlenku węgla. Po lewej – 400 ppm (stan obecny, ze średnią temperaturą powierzchni morza w tym rejonie ok. 17°C), po prawej – 1600 ppm (możliwy stan przyszły, ze średnią temperaturą morza w tym rejonie ok. 35°C). Źródło: Schneider i in. 2019

400 ppm CO₂



1600 ppm CO₂



Schemat zmian w bilansie energii i własnościach morskiej warstwy granicznej atmosfery nakrytej chmurą stratocumulus w sytuacji, gdy koncentracja CO₂ w atmosferze wzrośnie z wartości obecnych (ok. 400 ppm) do ok. 1600 ppm. (przyszłe stulecie w scenariuszu Biznes-jak-zwykle) Proste żółte linie ze strzałkami schematycznie pokazują bilans promieniowania słonecznego, czerwone – promieniowania podczerwonego (cieplnego). Fioletowe strzałki ilustrują transport konwekcyjny (mieszanie wskutek konwekcji) w dolnych warstwach atmosfery: pokazują, że przy konwekcji stratocumulusowej wymiana pary wodnej i wody ograniczona jest do płytkiej warstwy pokrytej chmurami, w przeciwieństwie do sytuacji z konwekcją cumulusową, gdzie mieszanie i transport pary wodnej z powierzchni oceanu obejmuje znacznie głębszy obszar..

„Wybielanie” chmur stratocumulus dla schładzania planety?

