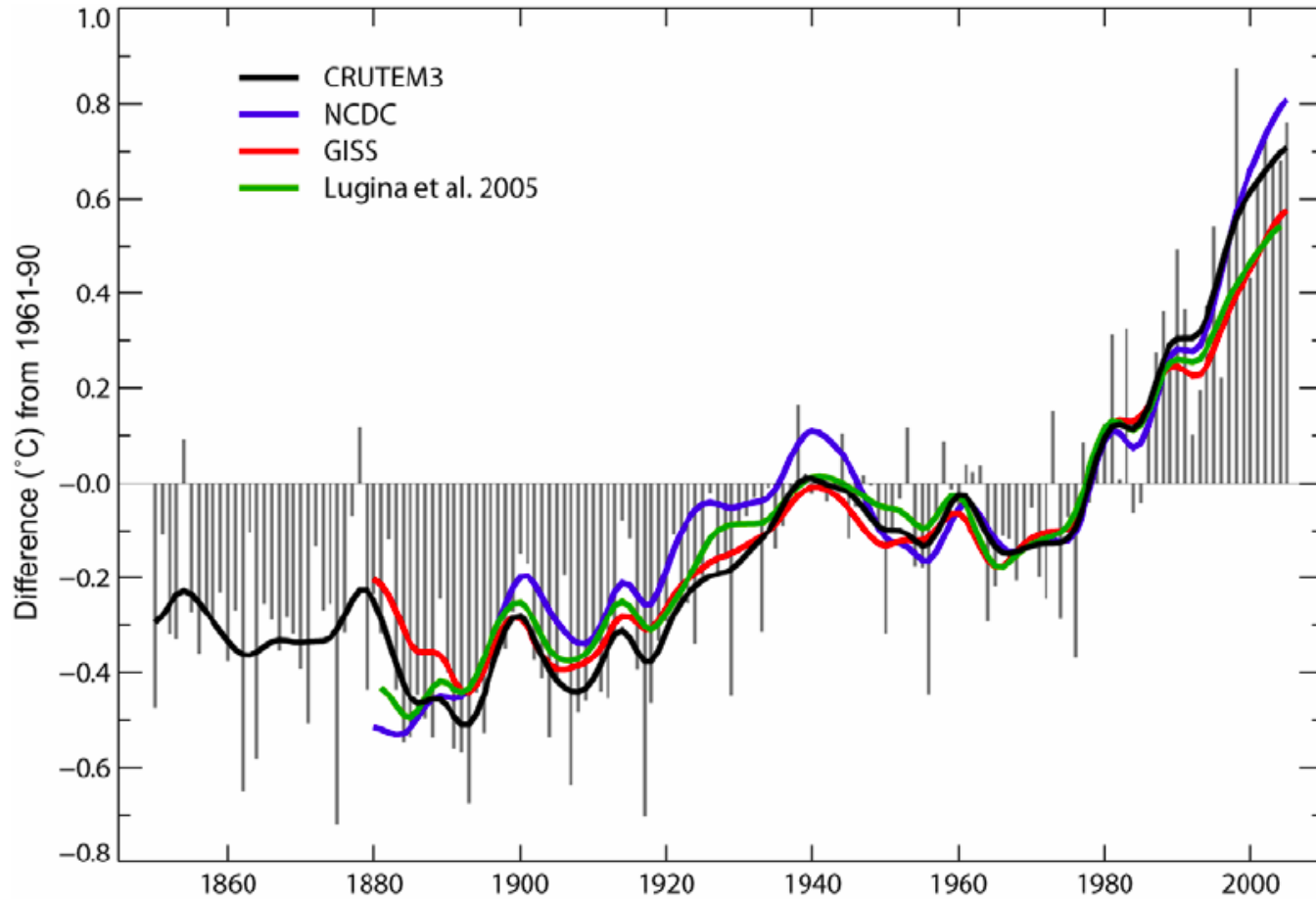


Satelitarne badania Ziemi i atmosfery

5

Optyczne i radiowe pomiary radiometryczne

Pomiary bilansu energetycznego Ziemi



Uśredniając globalnie, Ziemia jest o ok. 0.75°C cieplejsza niż była w 1860.

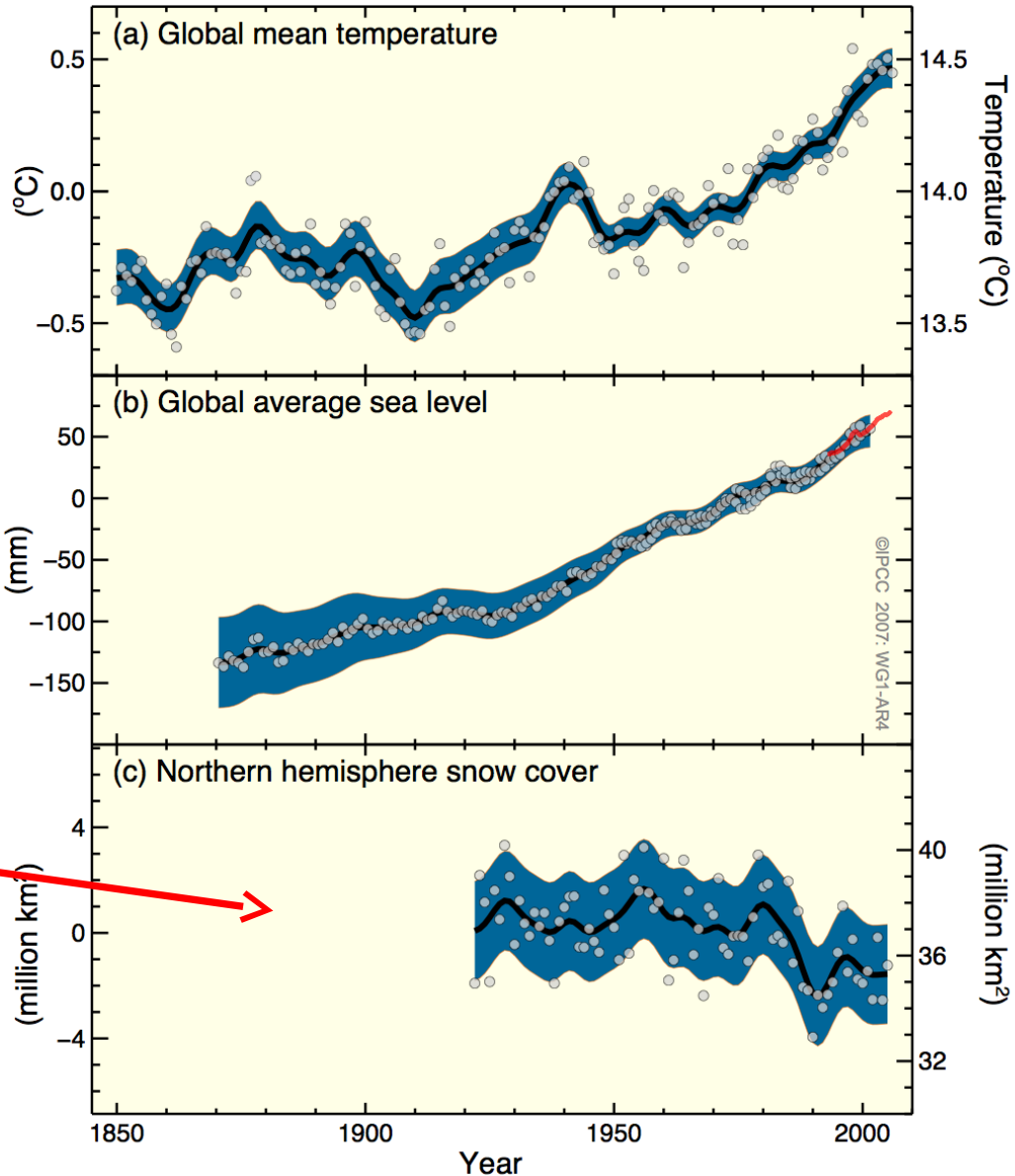
Changes in Temperature , Sea Level and Northern Hemisphere Snow Cover

Wzrost temperatury powietrza

Wzrost poziomu mórz

Spadek pokrywy śnieżnej na Płk. Pn.

Difference from 1961–1990 (mm)

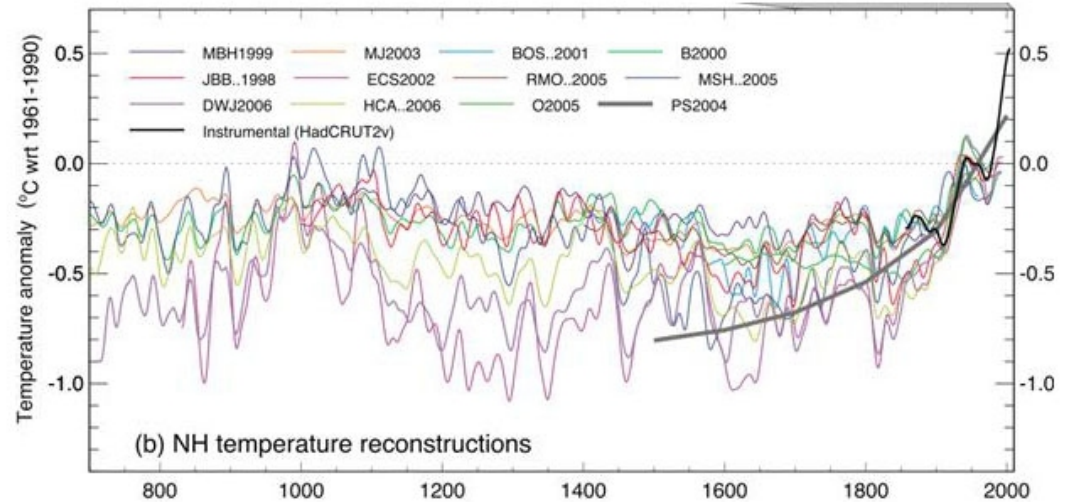


Paleoklimat: pomiary z niedawnej przeszłości

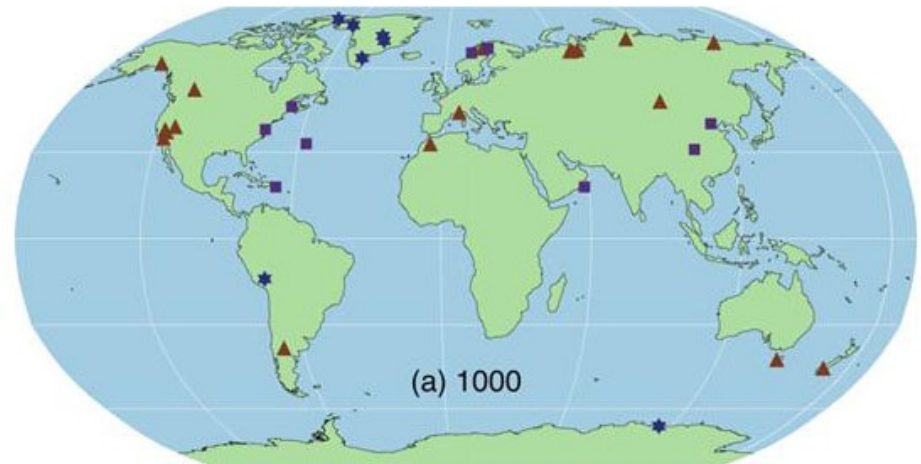
np. zmiany w lodowcach, wskazujące na zmianę temperatury w XX w. zgodną ze wskazaniami termometrów.

*I korale.
I pierścienie drzew.
I odwierty.
I rdzenie lodowe.*

Northern Hemisphere Temperature Reconstructions

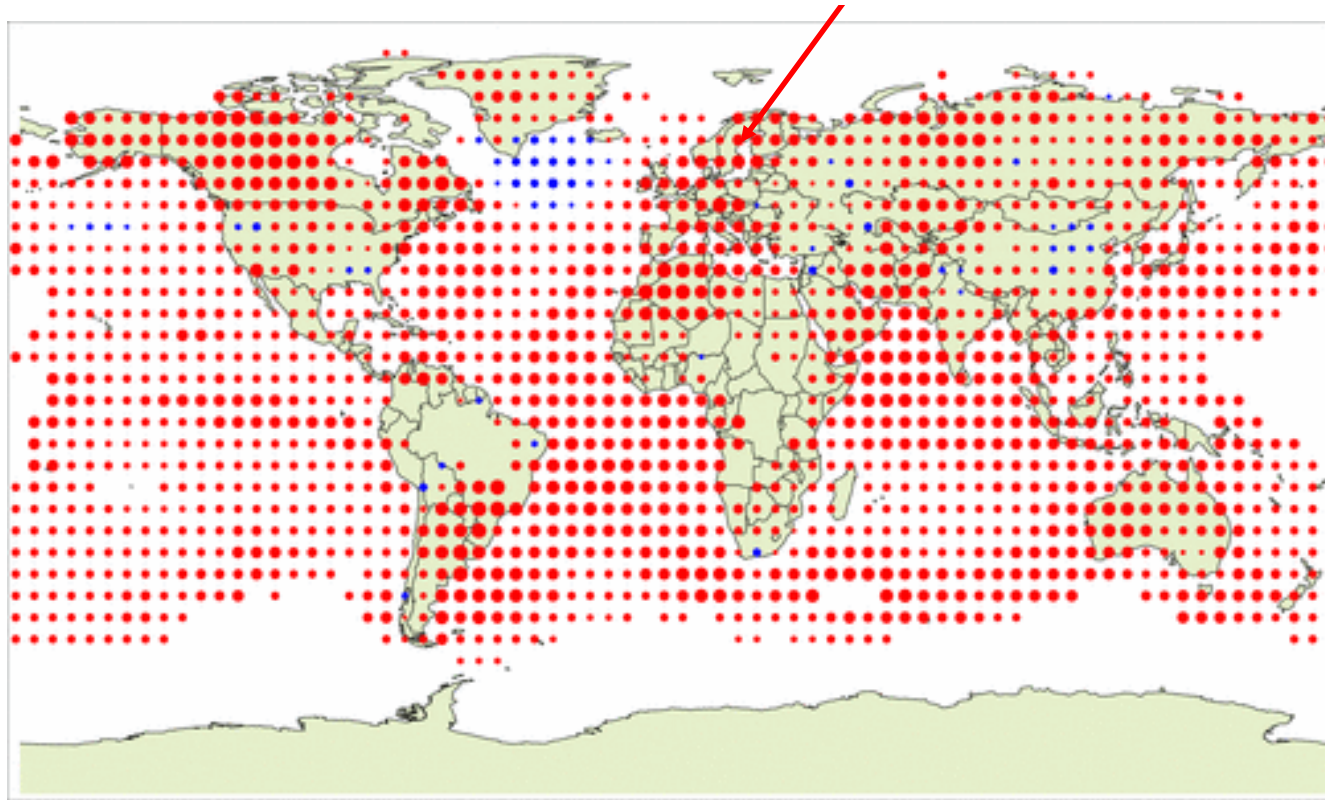
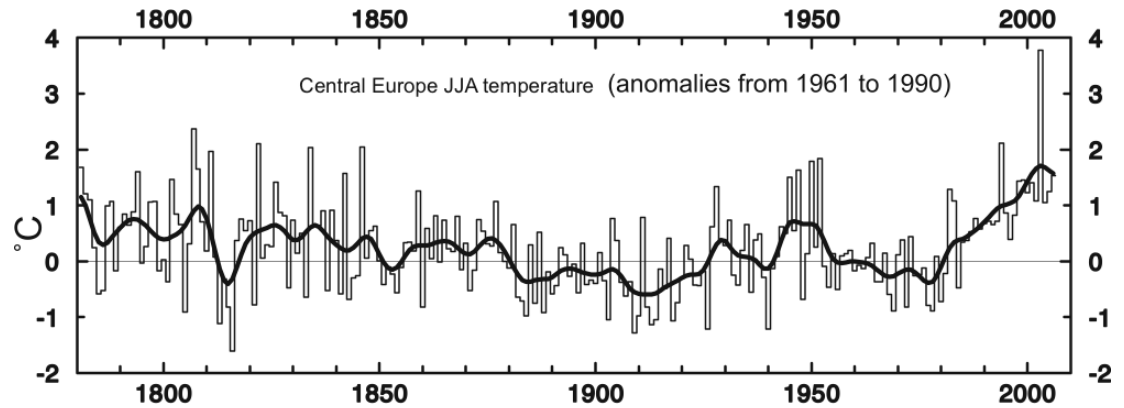


Proxy Record Locations: 1000 AD



Rozkład zmian temperatury lata od 1880

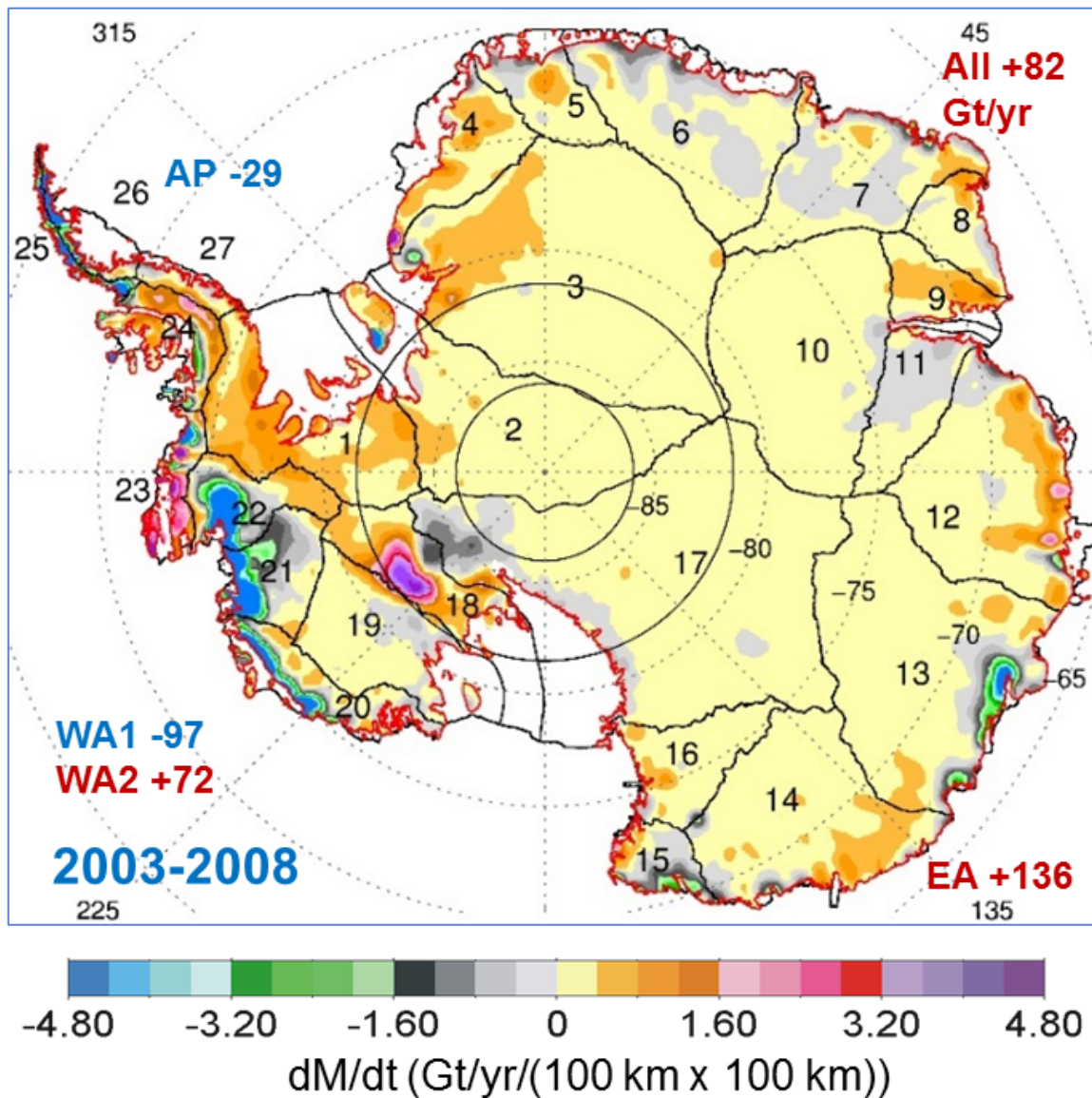
<http://www.ncdc.noaa.gov/gcag/gcag.html>



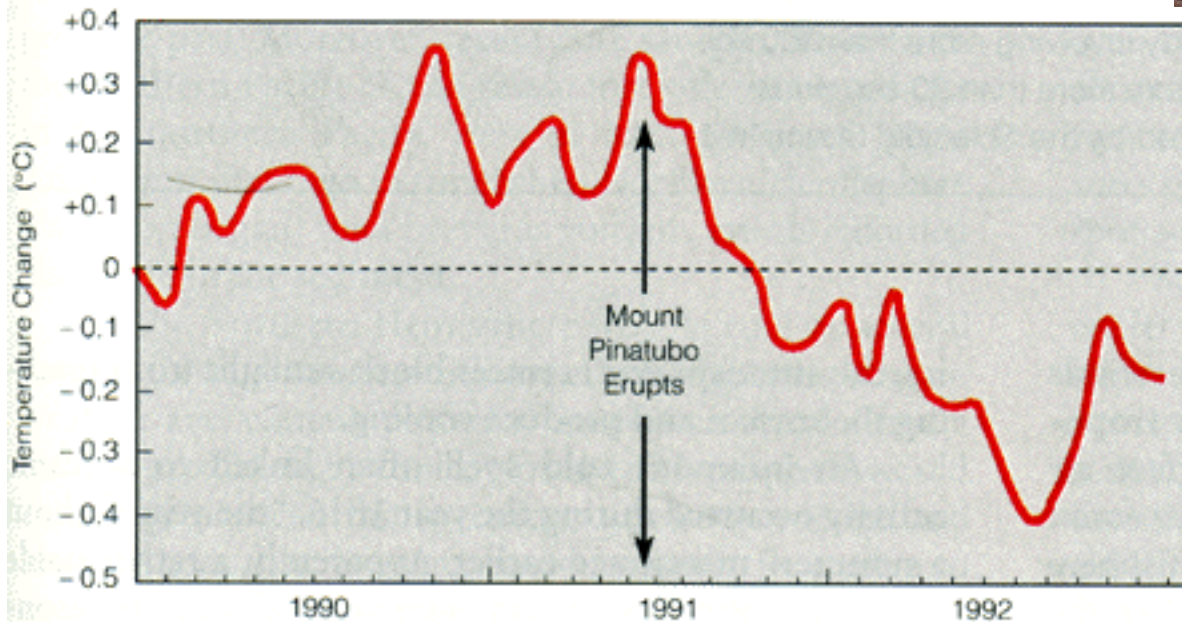
• Są pewne wyjątki od ogólnych trendów, a także wzrosty i spadki w kolejnych latach



Przyrost masy lodu na Antarktydzie (ICESat misja)
W latach 1992 – 2008 średnio ubywało 65 mld ton lodu rocznie
i przybywało w tym samym czasie 200 mld ton lodu.

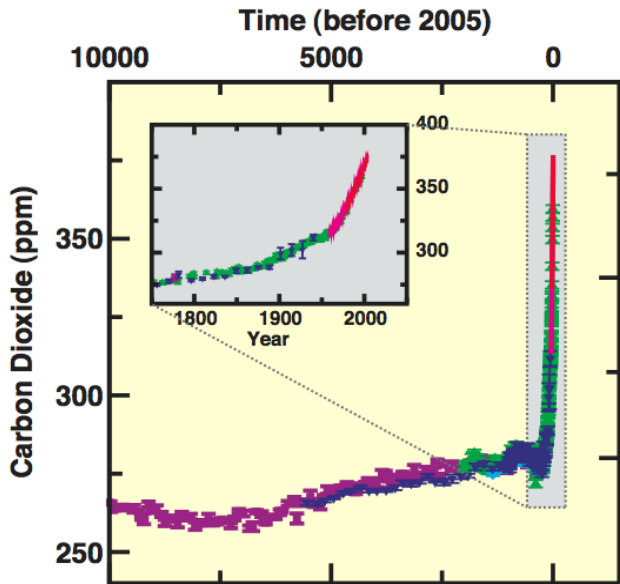


Eksplozywne erupcje wulkaniczne: dowód na szybką odpowieź klimatu

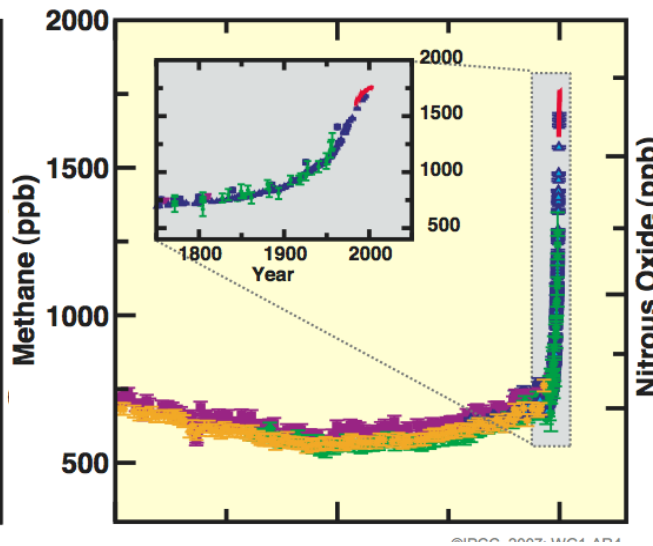


***Jeśli wulkany
mogą powodować
ochłodzenie, to
gazy cieplarniane
powodują
ocieplenie***

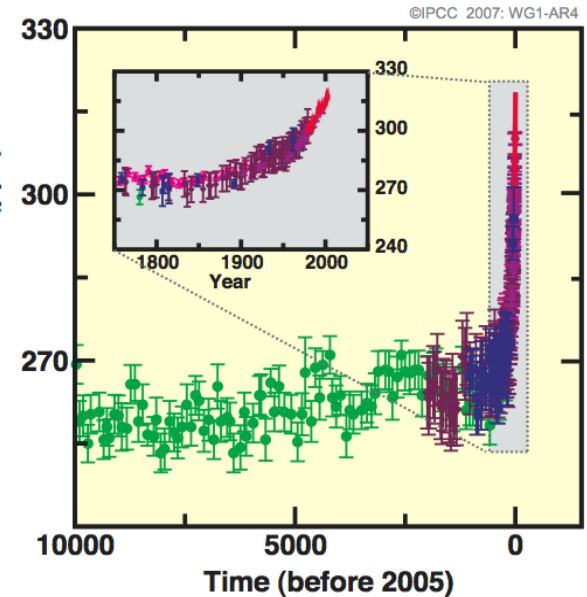
Obecna koncentracja gazów cieplarnianych i tempo jej wzrostu są bezprecedensowe w ciągu ostatnich kilku mln lat. Ale np. w epoce dinozaurów było jednak znacznie wyższe.



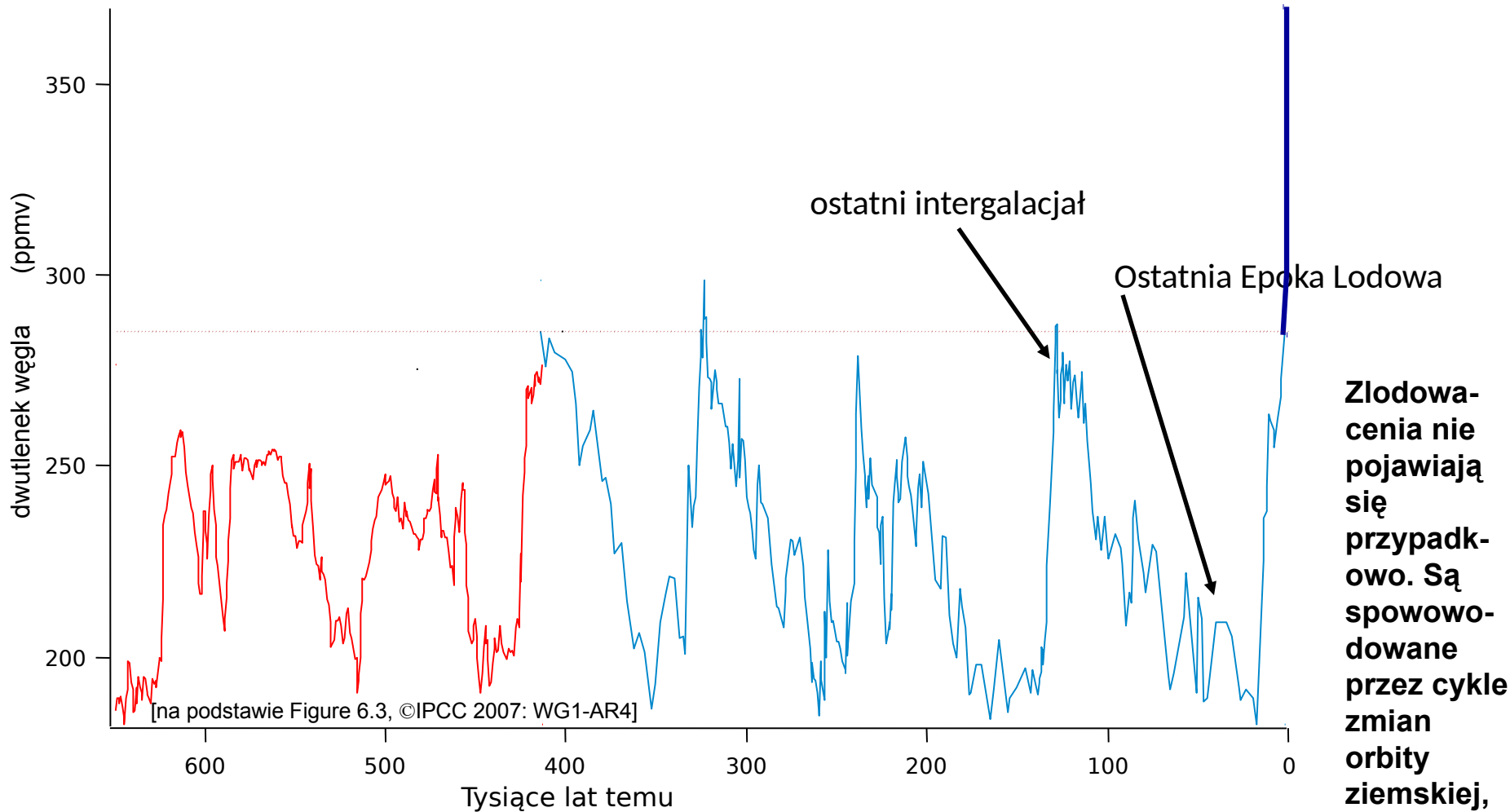
Dwutlenek węgla



Metan

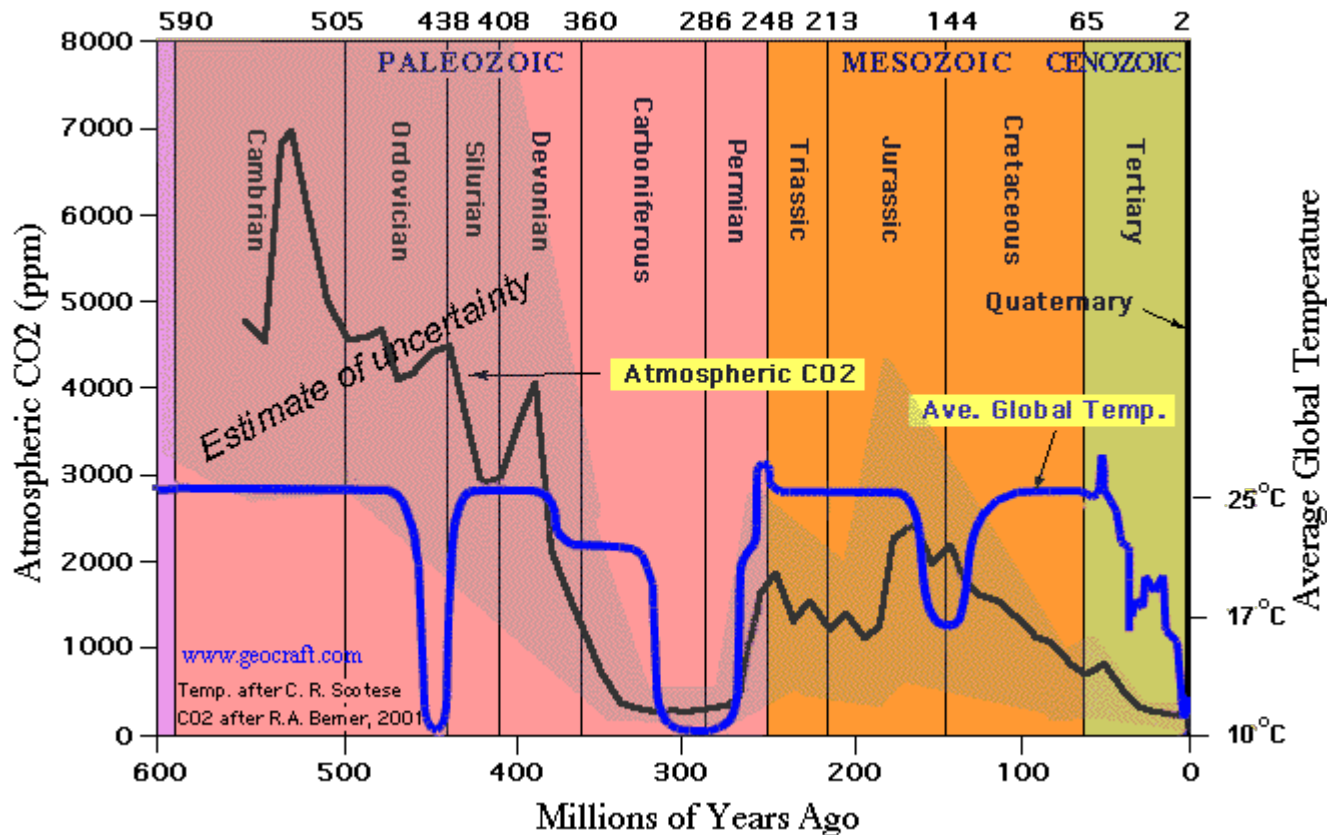


Tlenki azotu



Wzrost CO₂ jest związany ze spalaniem paliw kopalnych, jego główne zasoby (ok. 93%) znajdują się w wodzie morskiej, która uwalnia CO₂ wraz ze wzrostem średniej temperatury.

Zmiany średniej temperatury na Ziemi wraz z zawartością CO₂.



Ostatni okres w którym na Ziemi było podobna zawartość CO₂ oraz podobne temperatury przypada na 270-315 mln lat temu.

Pierwsze rośliny wielokomórkowe: 1 mld lat temu.

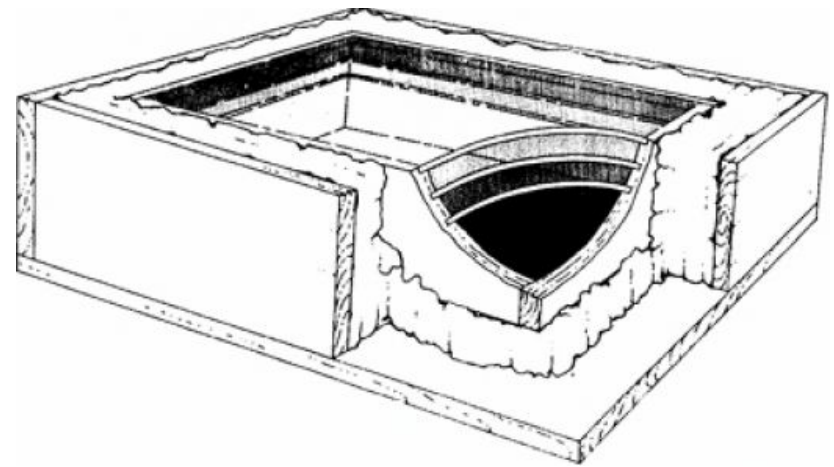
Rośliny lądowe: 400 mln lat temu.

P/T: największe wymieranie w historii Ziemi.



ks. Edme Mariotte (1681) Francja,
promieniowanie słoneczne przenika przez szkło,
a ciepło z innych źródeł nie
(prawo Boyle'a – Mariotte'a
– przemiana izotermiczna)

Horace Benedict Saussure (1760) Genewa,
eksperymenty z heliometrem (hot-box)
– promieniowanie słoneczne ogrzewa równie
mocno na szczytach gór jak na nizinach.
Używał ich również do gotowania jajek
i pieczenia mięsa (solar oven) :)



trzy warstwy szkła + izolacja
powodowały podgrzewanie do 110 °C

Joseph Fourier

francuski matematyk
(1768-1830)

Opracował koncepcję bilansu radiacyjnego Ziemi – wyznaczył temp. równowagową planety i szukał przyczyn dla których jest cieplej niż wynika z tej równowagi.

W 1824 roku opublikował tezę, że gazy w atmosferze mogą powodować wzrost temperatury przy powierzchni Ziemi, choć uważał, że promieniowanie międzygwiazdowe jest głównym źródłem ciepła na Ziemi.

Stwierdził, że planety emitują promieniowanie podczerwone w stopniu zależnym od ich temperatury.

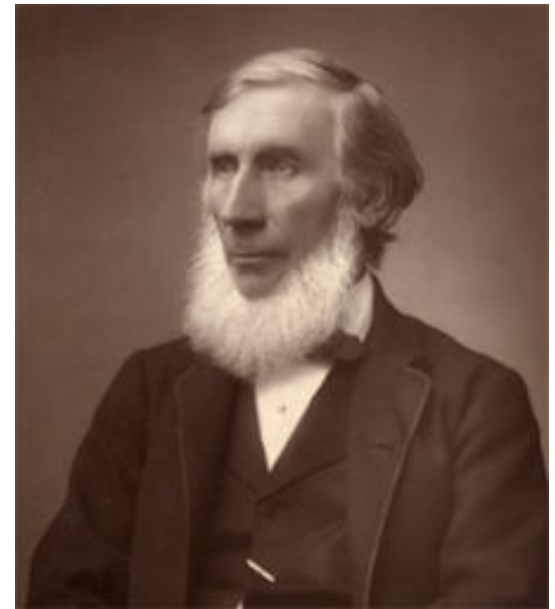


John Tyndall
fizyk irlandzki
(1820-1893)

Gazy w atmosferze są zdolne do absorpcji
i emisji promieniowania.

Pierwszy spektrofotometr do pomiaru
absorpcji przez azot, tlen, dwutlenek węgla.

Para wodna najlepiej absorbuje
promieniowanie.



Svante Arrhenius

chemik szwedzki (1859-1927)

laureat nagrody Nobla w dziedzinie chemii
za osiągnięcia w zakresie elektrochemii.

W 1896 zasugerował, że 40% przyrost
lub spadek zawartości CO_2 może wywołać
rozwój lub zanik lodowców.

Rozważał niską aktywność wulkaniczną
(i związaną z nią niską zawartość CO_2
w atmosferze) jako możliwą przyczynę
złodowaceń.

Oszacował zmianę temperatury przy
podwojeniu koncentracji CO_2 na 5°C .



Guy Stewart Callendar

angielski inżynier (1898-1964)

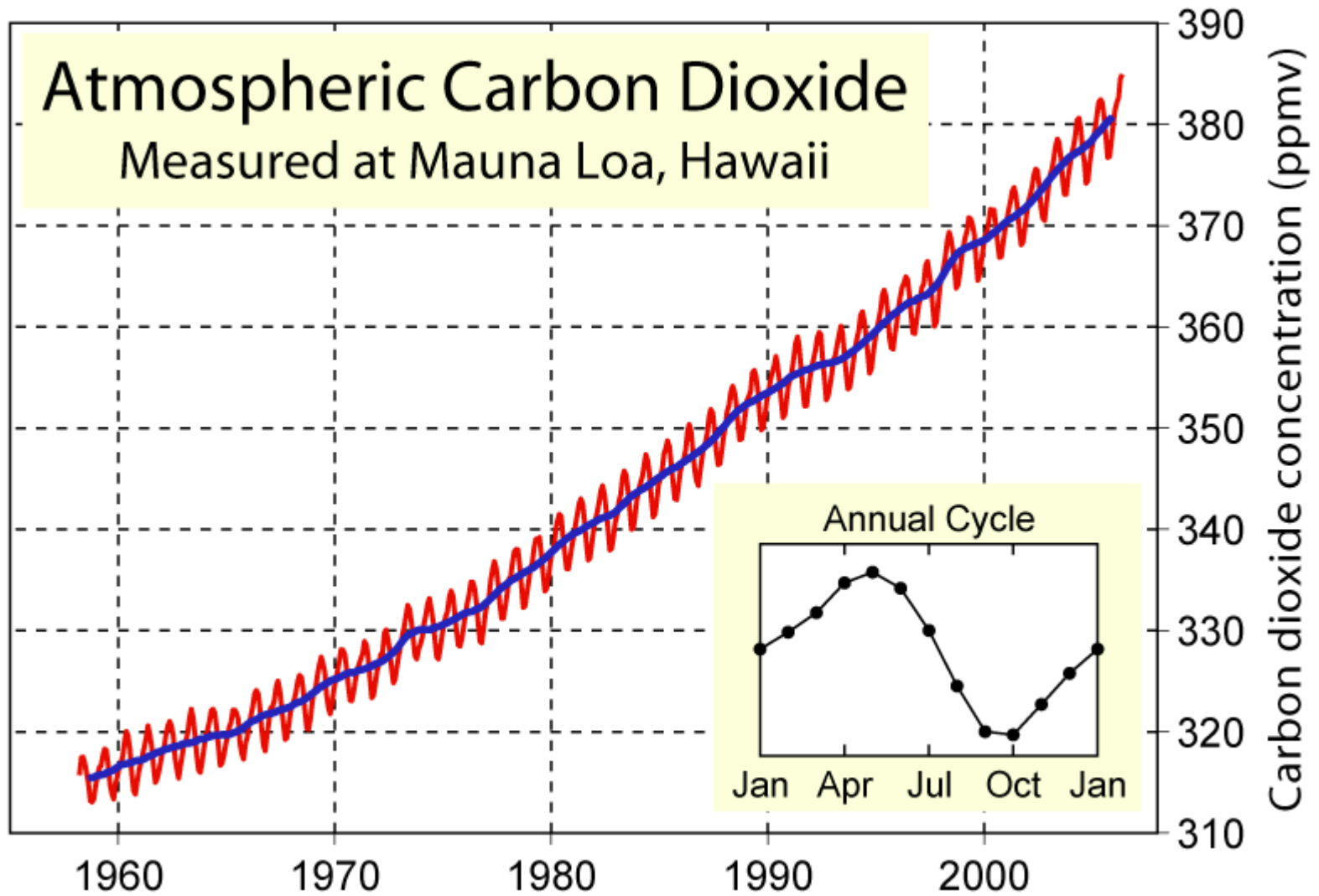
Zaproponował teorię łączącą stężenie dwutlenku węgla w atmosferze z temperaturą globalną.

Opublikował szereg prac na temat ocieplenia globalnego, promieniowania podczerwonego i antropogenicznego dwutlenku węgla.

Podobnie ja Arrhenius uważał, że zwiększona koncentracja CO₂ chroni Ziemię przed kolejnym zlodowaceniem.



Krzywa Keelinga



Kilka słów o promieniowaniu elektromagnetycznym

- Wszystkie ciała ($T > 0 \text{ K}$) promieniują energię.
- Ilość energii emitowanej przez ciało jest zależna od temperatury i w przypadku tzw. ciała doskonale czarnego wynosi:

$$F = \sigma T^4$$

Prawo Stefana-Boltzmannna

F - natężenie promieniowania

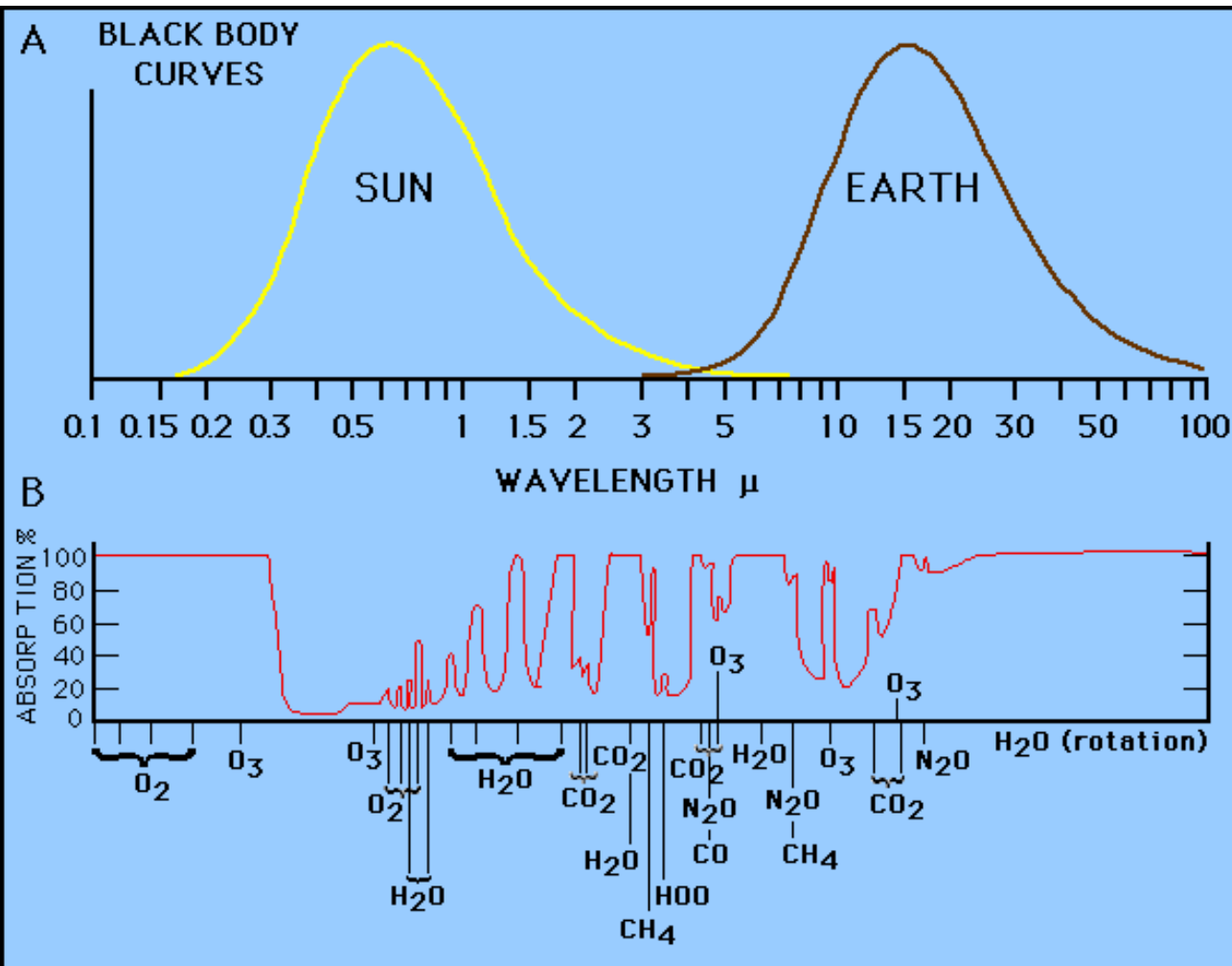
T - temperatura powierzchni Ziemi

σ - Stała Stefana Boltzmannna

- Maksimum emitowanej energii przypada na tym krótsze fale im temperatura ciała jest wyższa
- W przypadku powierzchni Słońca ($T=5780\text{ K}$) maksimum energii przypada dla długości fali $0.55\ \mu\text{m}$ (fale odpowiadające barwie zielonej).
- W przypadku powierzchni Ziemi ($T=300\text{ K}$) maksimum energii przypada dla długości fali około $10\ \mu\text{m}$ (podczerwień poza zakresem detekcji oka ludzkiego). Tym samym Ziemia jest dla nas czarna w nocy.

Promieniowanie krótko- i długofalowe

- W meteorologii wyróżniamy promieniowanie krótkofalowe (słoneczne dla długości fali mniejszej od $4 \mu\text{m}$) oraz długofalowe (ziemskie) o długości fali większej od $4 \mu\text{m}$.



Atmosfera jest bardziej przezroczysta dla promieniowania krótkofalowego i mniej dla długofalowego

Prawo Lamberta-Beera

$$I = I_0 e^{-\tau}$$

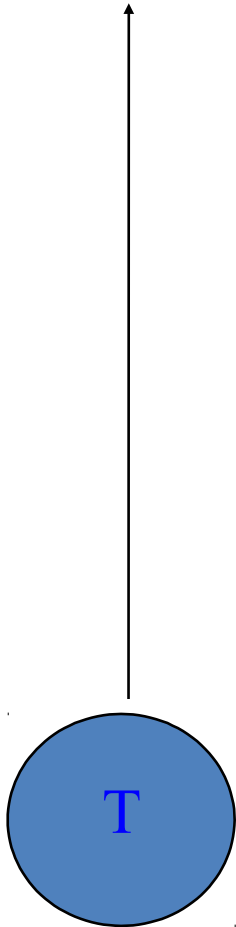
I – natężenie bezpośredniego promieniowania słonecznego po przejściu przez atmosferę

I_0 – natężenie bezpośredniego promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery

τ – grubość optyczna atmosfery

$$F_{\lambda} = f(\lambda, T)$$

$$F = \sigma T^4$$

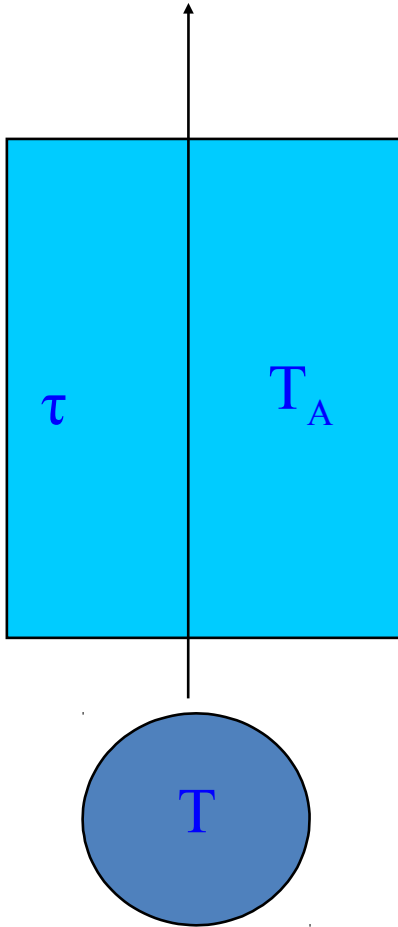


Rozważmy ciało doskonale czarne o temperaturze T .
Dokonyjmy pomiaru promieniowania emitowanego przez o
ciało w dowolnej odległości. Zakładamy jednak brak atmosfery
miedzy detektorem a ciałem.

Wyznaczenie temperatury tego ciała (zgodnie ze wzorem
Plancka) wymaga pomiaru promieniowania jedynie dla
pojedynczej długości fali.

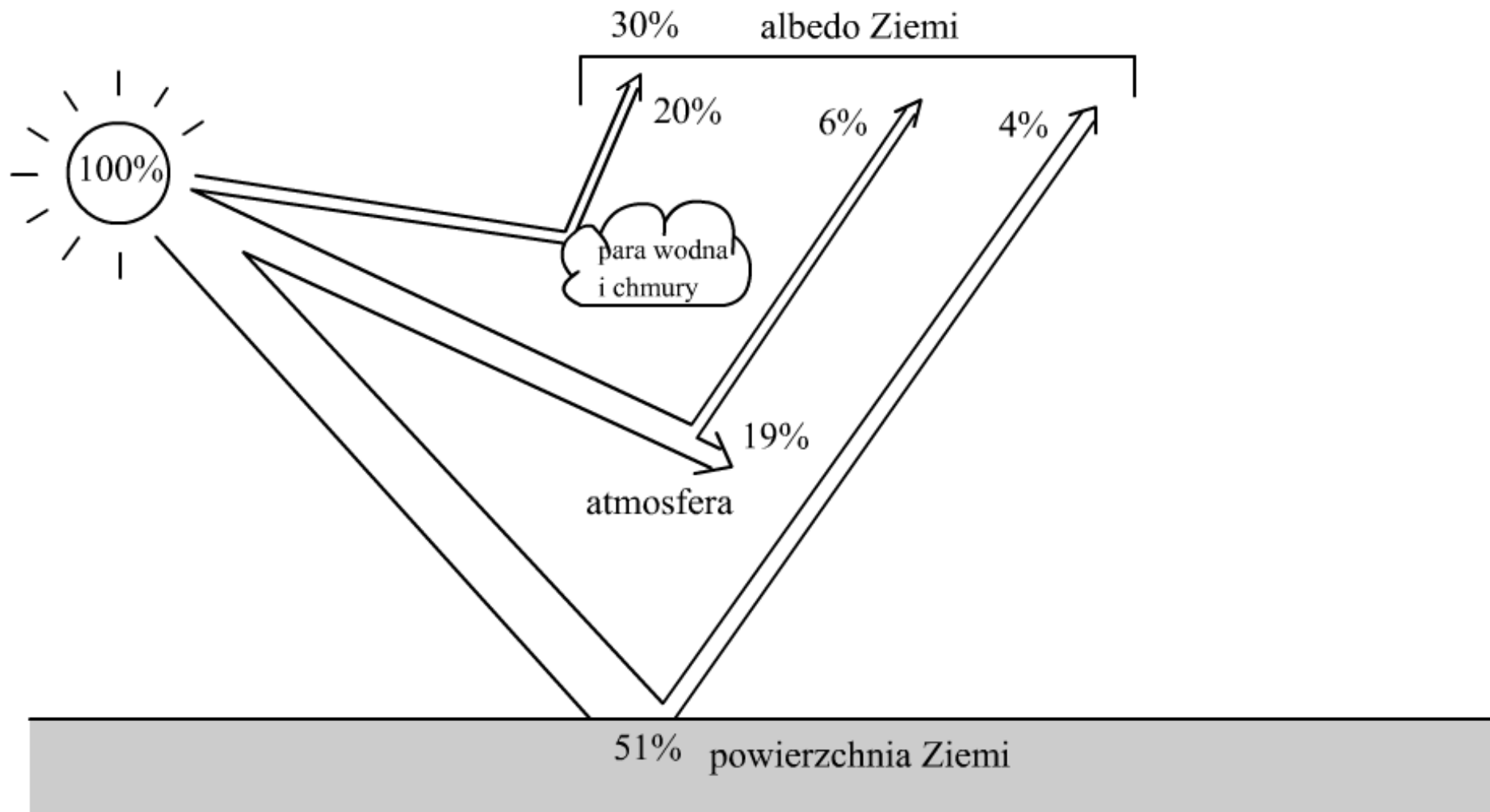
$$E_{\lambda} = f(\lambda, T, T_A, \tau)$$

$$F = (1 - e^{-\tau})\sigma T^4 + e^{-\tau}\sigma T_A^4$$

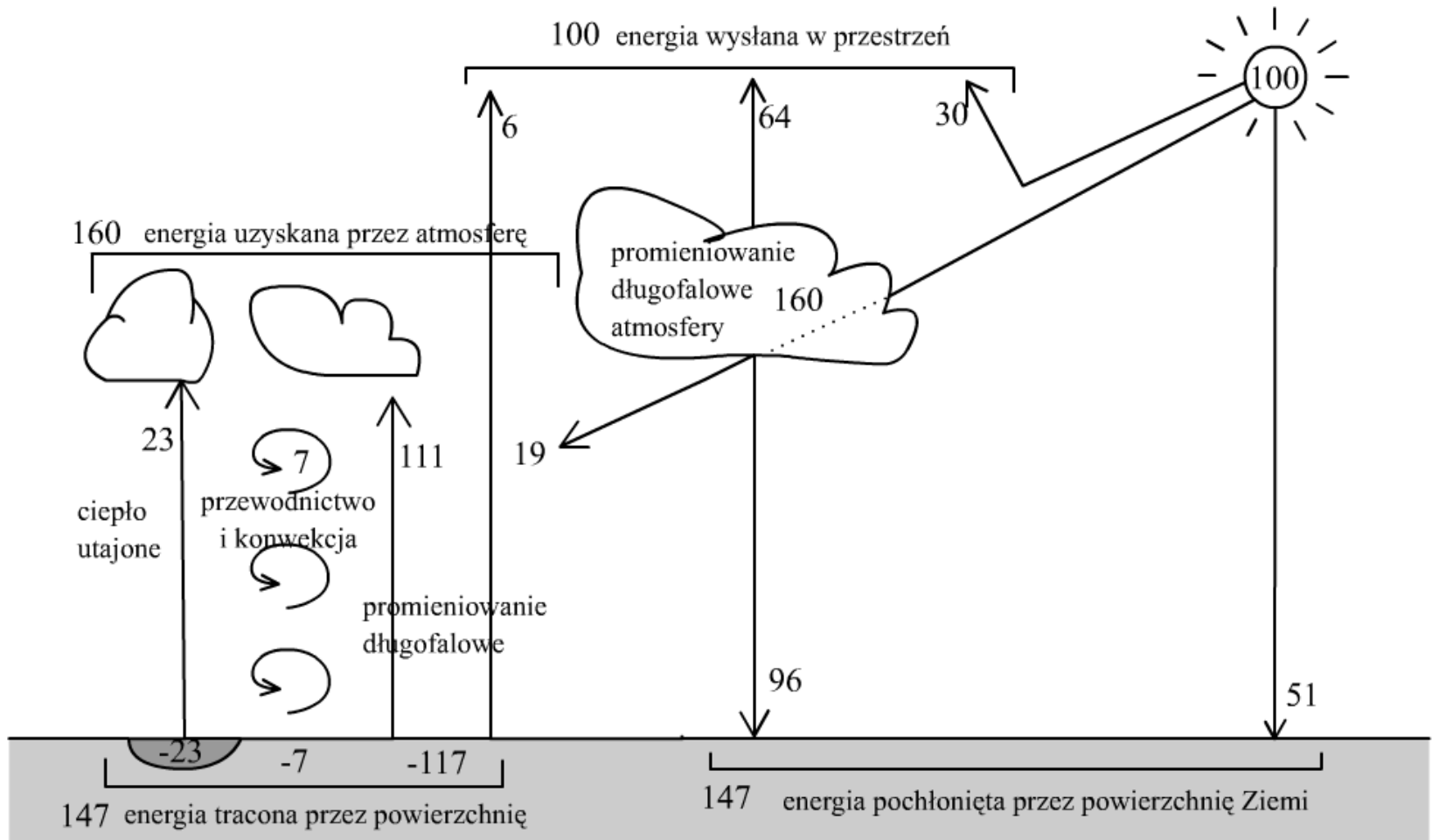


W przypadku gdy między detektorem a ciałem znajduje się izotermiczna atmosfera o temperaturze T_A oraz grubości optycznej τ wówczas promieniowanie docierające do detektora zależy od 3 zmiennych (nie uwzględniając długości fali). Tak, więc musimy mierzyć promieniowanie na co najmniej 3 długościach fali aby wyznaczyć niewiadome wielkości. W atmosferze temperatura zmienia się z wysokością więc sytuacja jest znacznie bardziej skomplikowana

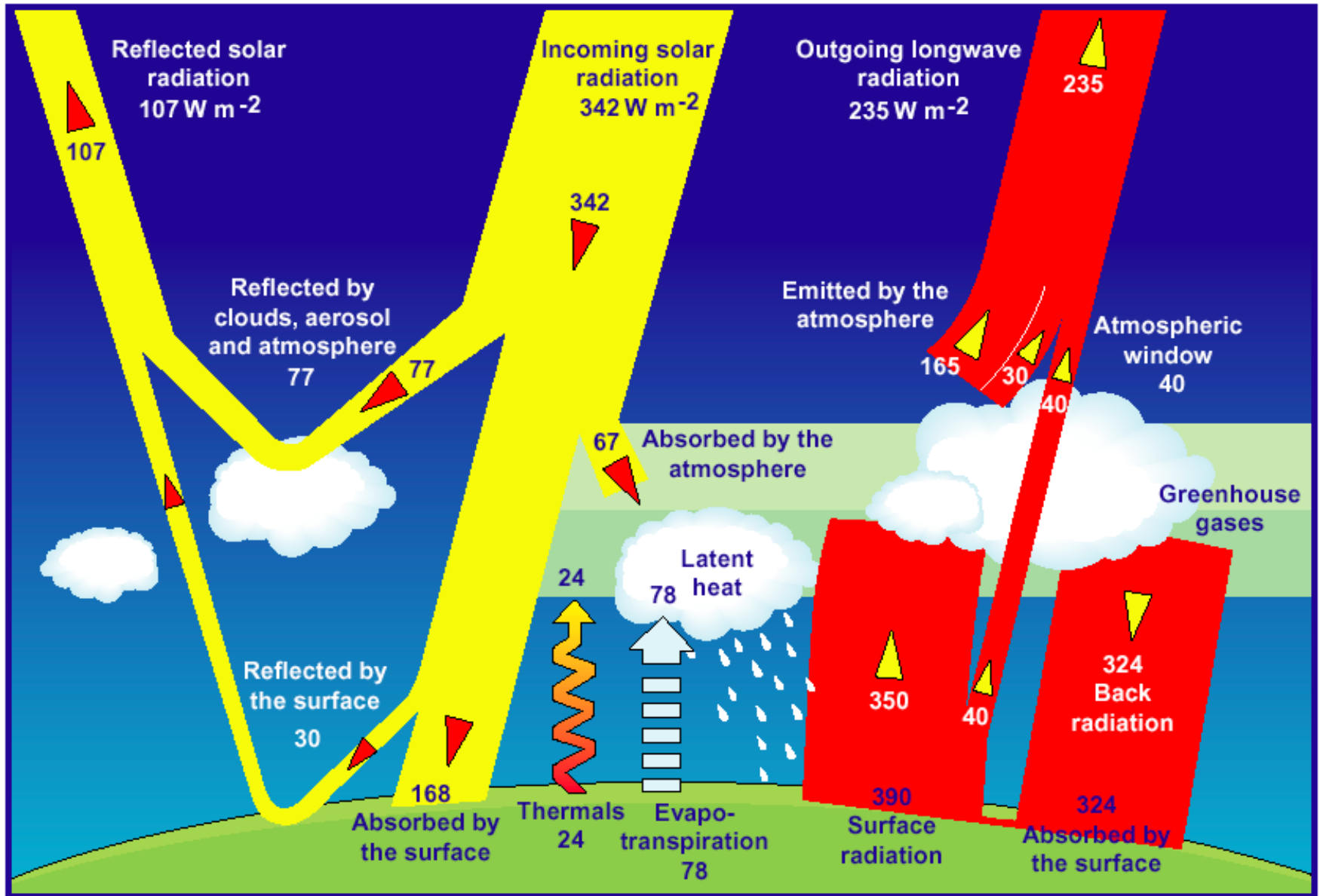
Część promieniowania jest pochłaniania część się odbija.



Bilans energetyczny: energia otrzymywana od Słońca
= energia wypromieniowywana w kosmos

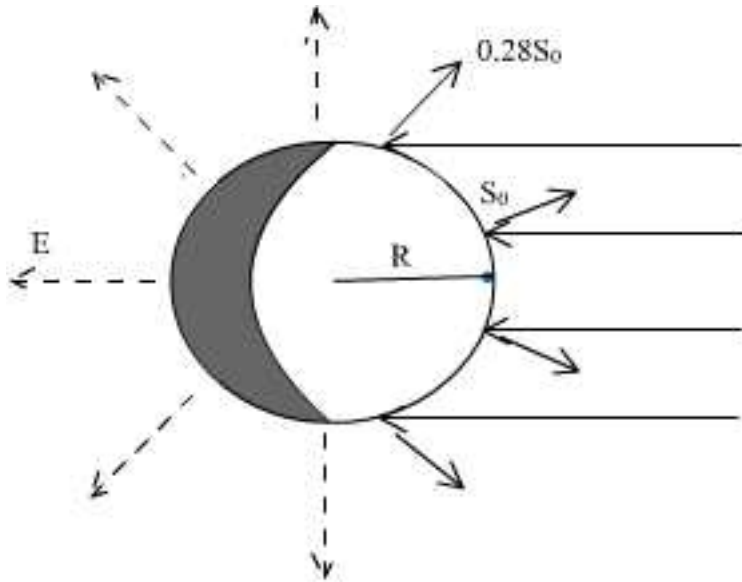


Transfer promieniowania w atmosferze



Temperatura równowagowa

energia docierająca do całej
powierzchni Ziemi



$$S = \pi \cdot R^2 \cdot S_0$$

energia docierająca przez
jednostkową powierzchnię Ziemi

$$S = \frac{\pi \cdot R^2 \cdot S_0}{4 \cdot \pi \cdot R^2} = \frac{1353}{4} W/m^2 = 338 W/m^2$$

Temperatura równowagowa

$$S_a = (1 - 0.28) \cdot S = 243 \text{ W/m}^2$$

energia absorbowana przez
jednostkową powierzchnię Ziemi

$$E_z = \sigma \cdot \delta \cdot T_z^4$$

energia wyemitowana przez
jednostkową powierzchnię Ziemi

$$E_z = S_a$$

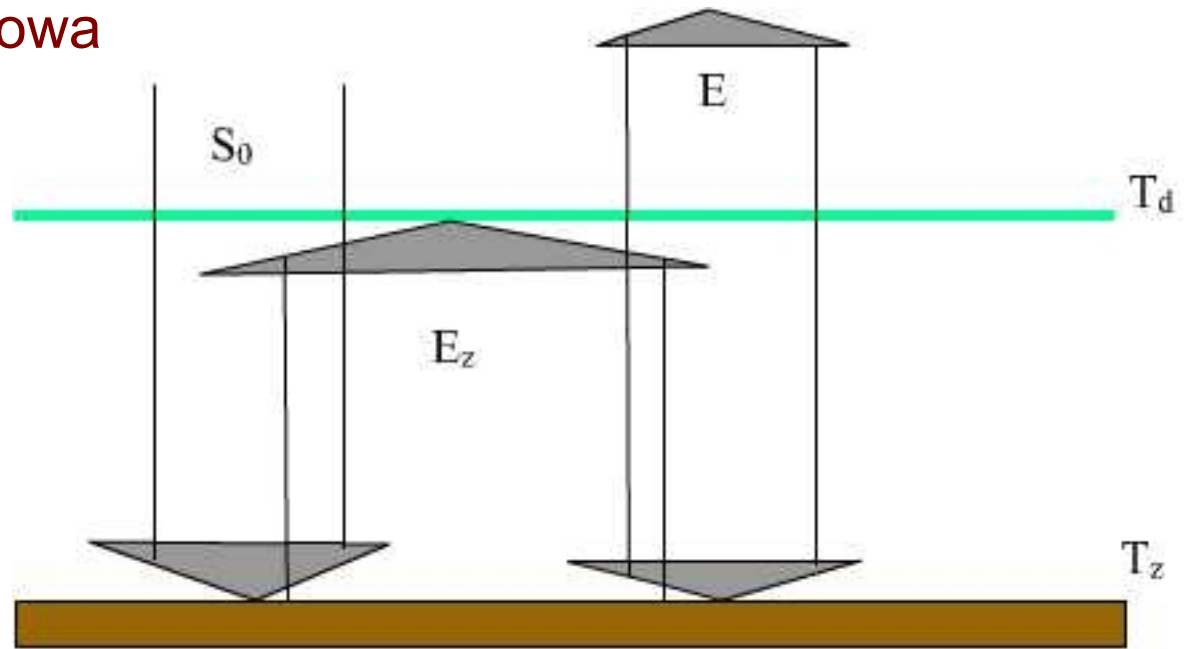
zrównoważenie bilansu promieniowania

temperatura efektywna (równowagowa) Ziemi

$$T_z = 255.9 \text{ K} = -17.3^\circ \text{ C}$$

Model szklarni:

temperatura równowagowa
jest ustalana
w warstwie izolacyjnej,
przez co powierzchnia
Ziemi jest cieplejsza



$$\sigma T_d^4 + \sigma T_d^4 = \sigma T_z^4$$

$$T_z = \sqrt[4]{2 \cdot T_d^4} = \sqrt[4]{2} \cdot T_d$$

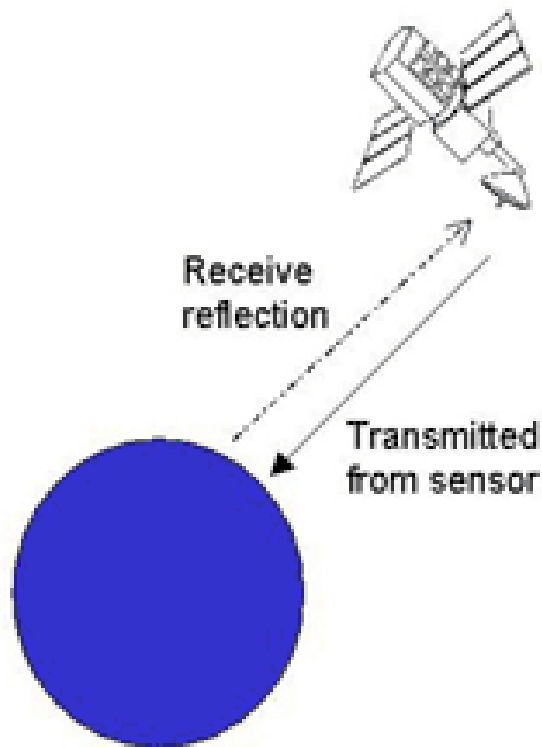
$$T_z = \sqrt[4]{2} \cdot 255.9K = 304.5K \cong 31^\circ C$$

Pomiary satelitarne – obserwacje zdalne

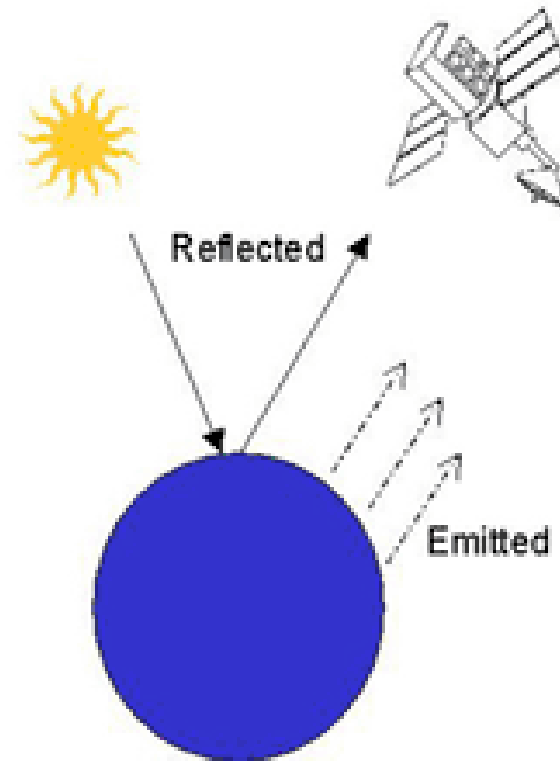
- Obserwacje wykonywane przy użyciu przyrządów umieszczonych na orbitach dokonują pomiarów zdalnych – teledetekcyjnych (na odległość) .
- Metody teledetekcyjne są jednak na ogół bardziej skomplikowane w sensie metodologicznym niż tzw. pomiary w miejscu (in-situ).
- Główny problem stanowi przetwarzanie danych pomiarowych dlatego kluczową rolę odgrywa walidacja danych satelitarnych na podstawie obserwacji in-situ.

Pasywna i aktywna teledetekcja

Active System



Passive System



Pomiary bilansu energii Ziemi możliwe są tylko za pomocą systemów pasywnych.

Pomiar bilansu promieniowania Ziemi

Instrumenty dzieli się w zależności od pomiaru różnych części składowych bilansu promieniowania Ziemi:

- Pełnego zakresu promieniowania przychodzącego od Słońca
(0,2 – 4,0 mikrometrów)
- Monitorowanie promieniowania emitowanego z powierzchni Ziemi
(3 – 100 mikrometrów)
- Pomiar promieniowania odbitego z powierzchni Ziemi

Pomiar bilansu promieniowania Ziemi

Instrumenty oferują dokładność pomiarów bezwzględnych
na poziomie $\sim 1 \text{ W/m}^2$

Większość przyrządów ma małe pole widzenia
i są stosowane do pomiaru w określonym kierunku.

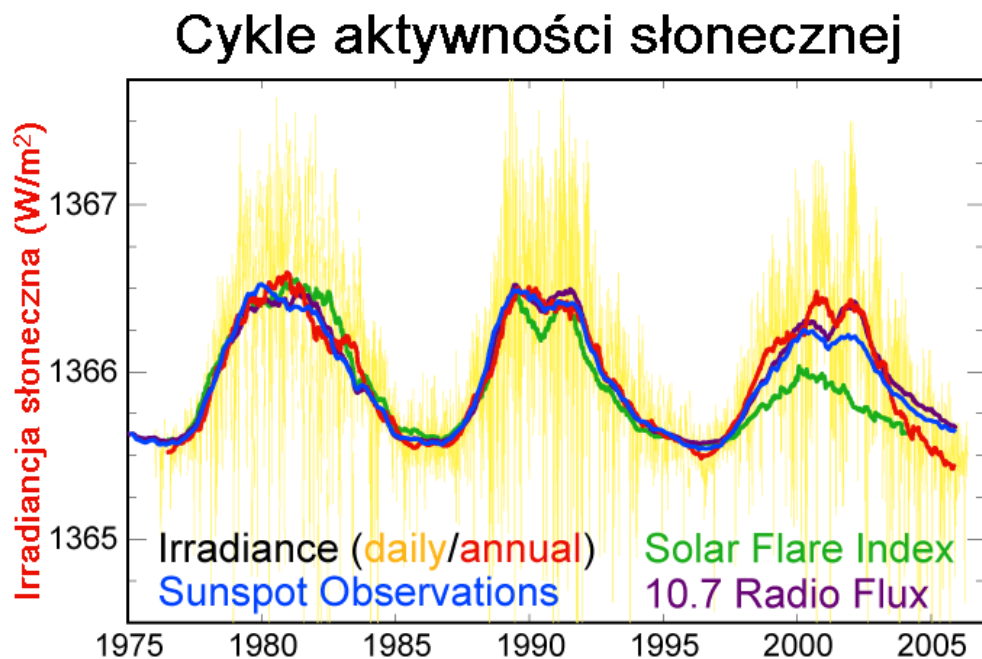
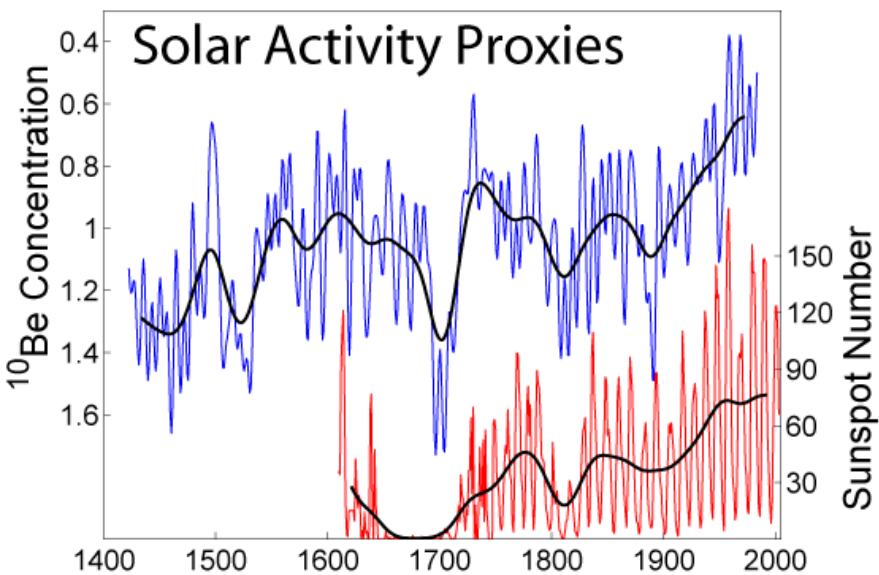
Wykorzystując informacje o kierunku obserwacji można wyznaczyć
przestrzenny rozkład strumienia energii.

Instrumenty posiadają dodatkowo możliwość badania anizotropii
i polaryzacji promieniowania.

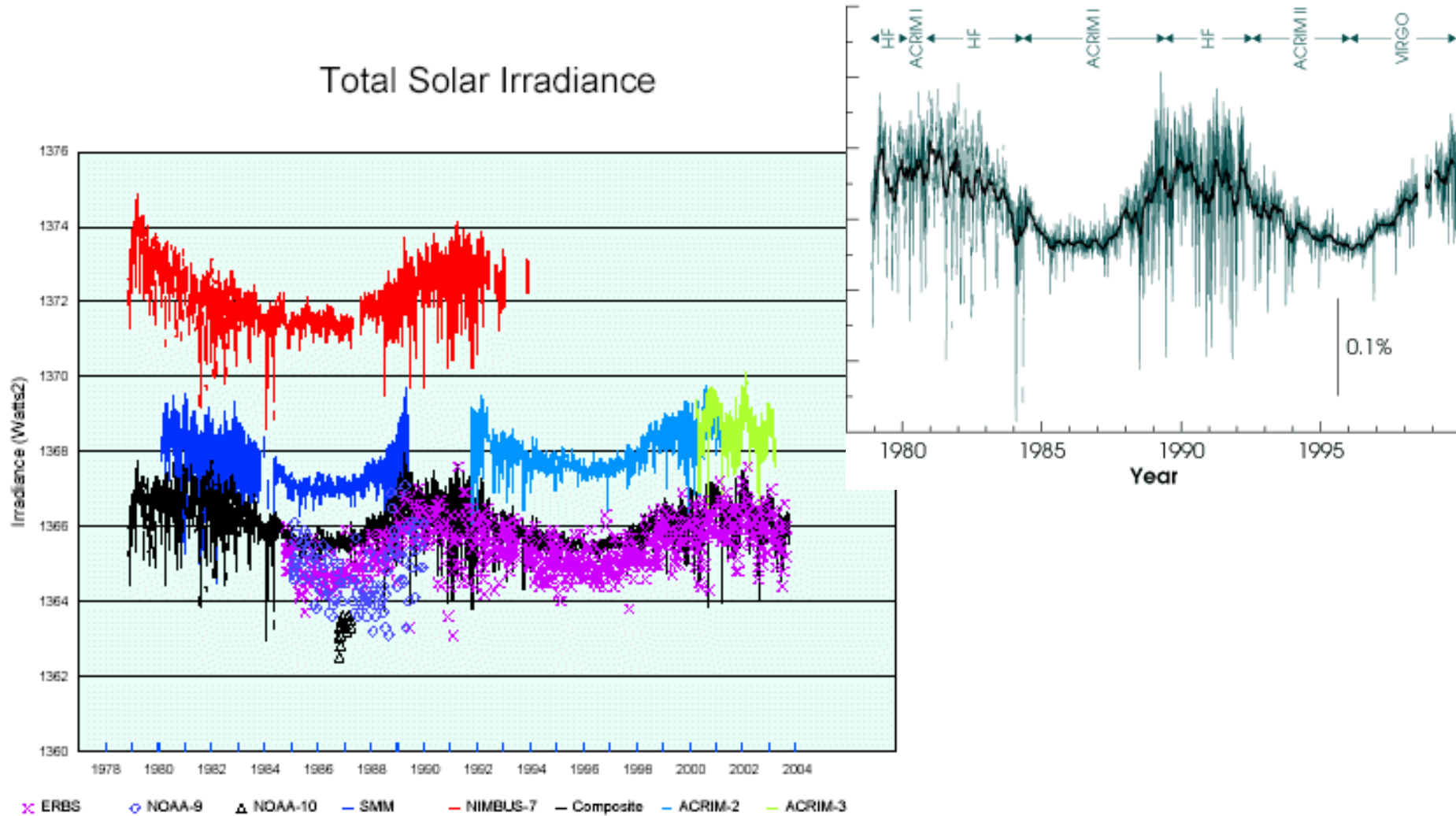
Pomiar bilansu promieniowania Ziemi

Wkład energii ze Słońca do bilansu energetycznego Ziemi nie jest stały i małe zmiany związane z plami słonecznymi i innymi czynnikami powodują pewne drobne, ale znaczące zmiany klimatu Ziemi.

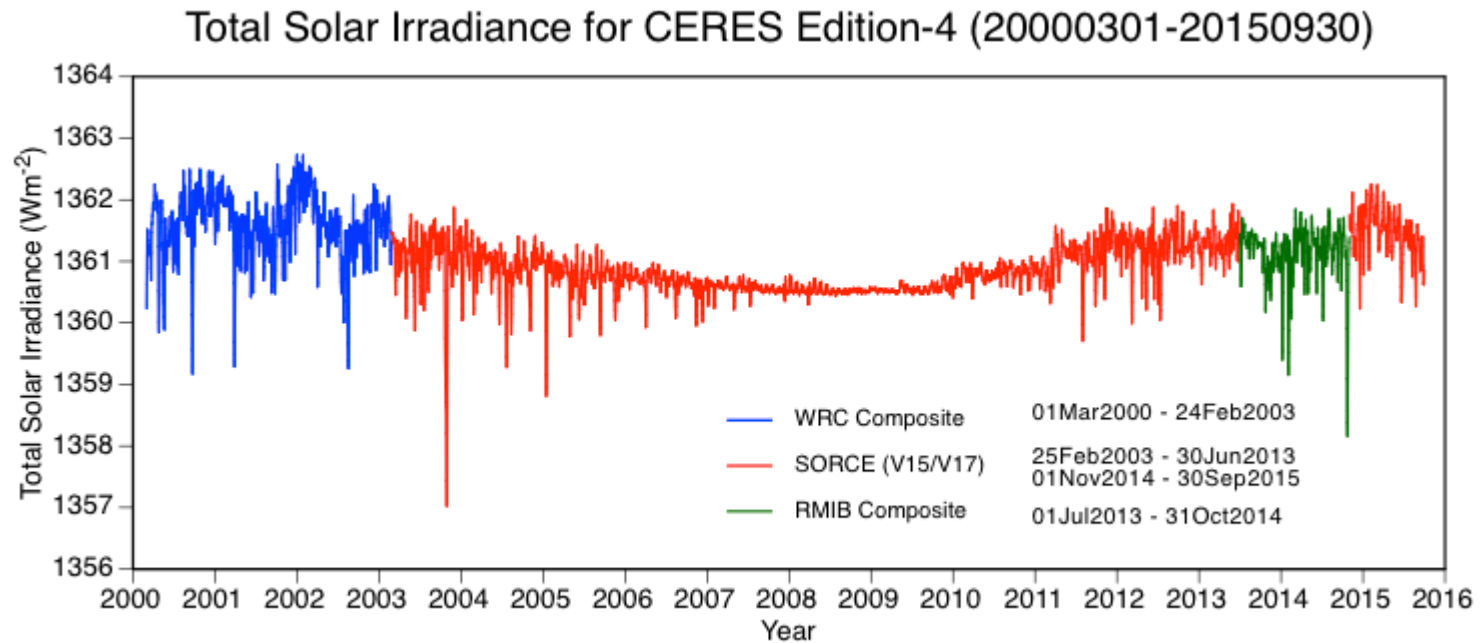
Pozornie niewielka (0,5%) zmiana całkowitego natężenia promieniowania słonecznego w ciągu wieku, może spowodować znaczne zmiany klimatyczne. Modele sugerują, że aż 25% ostatniego globalnego ocieplenia Ziemi mogą być pochodzenia słonecznego.



Obserwacje stałej słonecznej – ilości promieniowania dochodzącego od Słońca

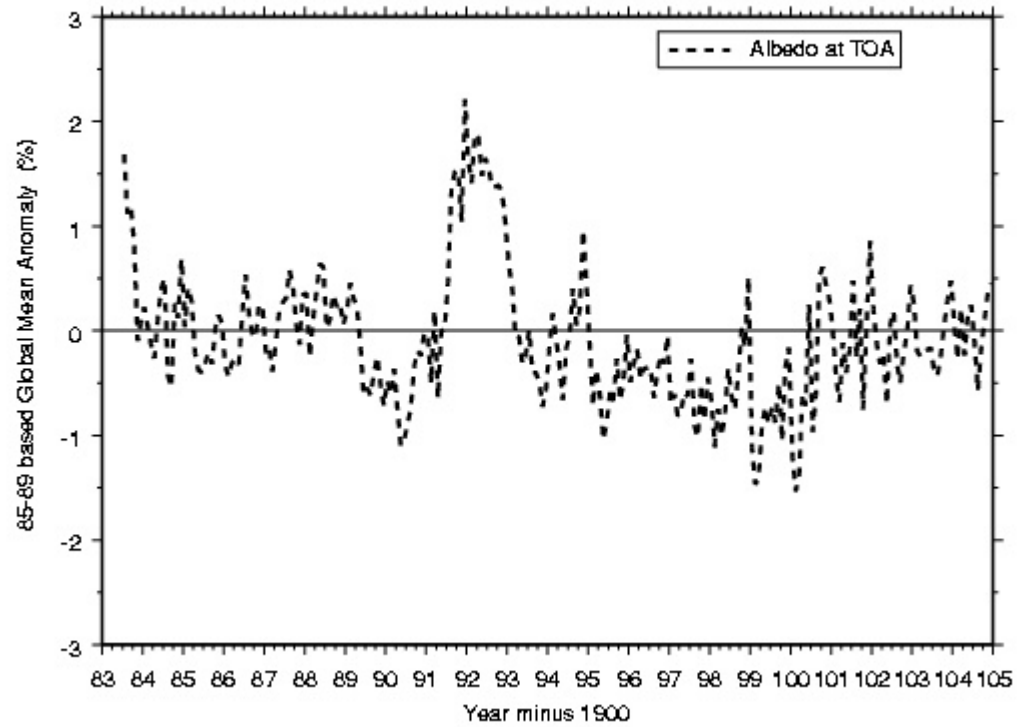


Zmiany stałej słonecznej w ostatnich latach



CERES – seria instrumentów do pomiaru TSI umieszczanych na różnych sztucznych satelitach: TRMM, Terra, Aqua, JPSS-1

Zmiany albedo planetarnego





Erupcja wulkanu Pinatubo, lipiec 1991, Filipiny
Trwała 2 tygodnie, wierzchołek wulkanu obniżył się o 230m.

Zmiany bilansu promieniowania na górnej granicy atmosfery

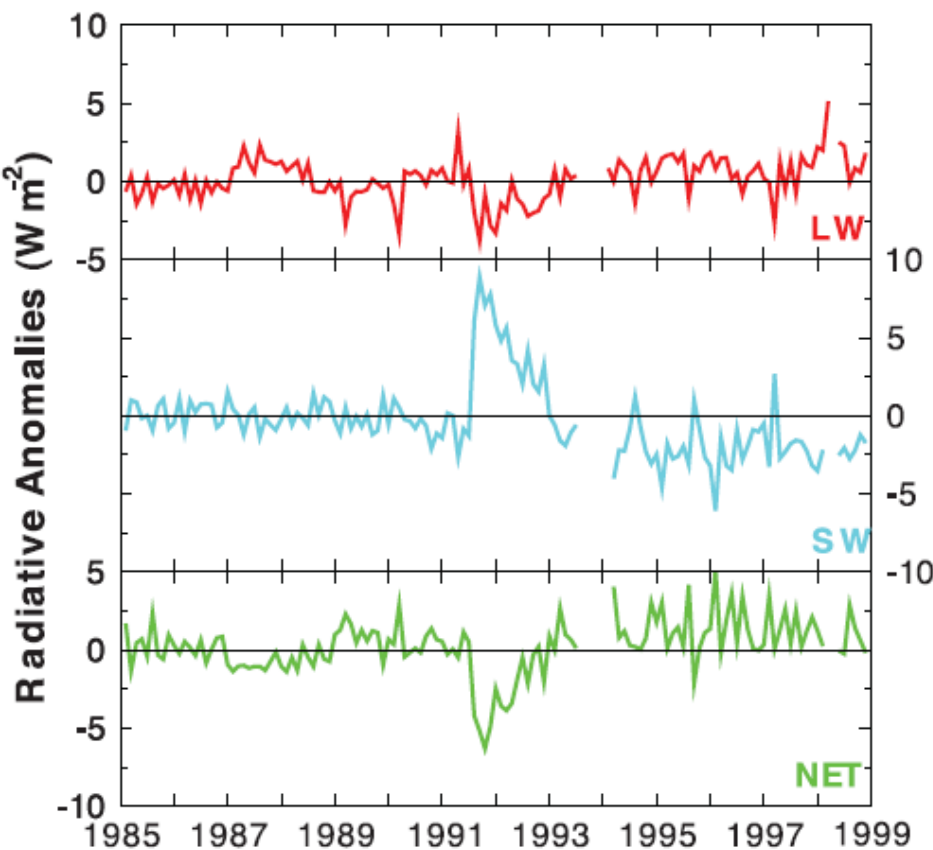
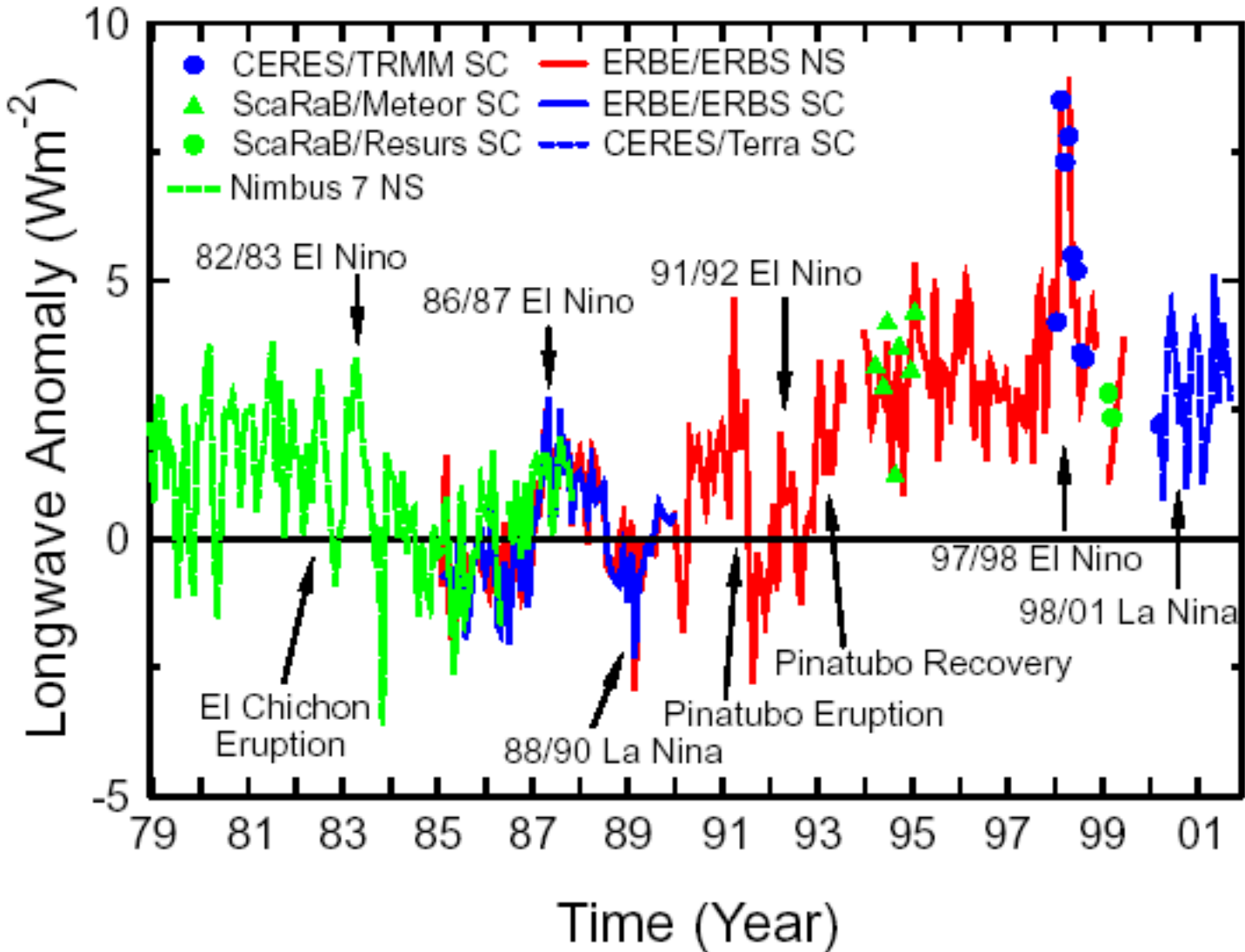


Table 3.5. Top-of-atmosphere (TOA) radiative flux changes from the 1980s to 1990s ($W m^{-2}$). Values are given as tropical means ($20^{\circ}S$ to $20^{\circ}N$) for the 1994 to 1997 period minus the 1985 to 1989 period. Dashes are shown where no data are available. From Wong et al. (2006).

Data Source	Radiative Flux Change ($W m^{-2}$)		
	TOA LW	TOA SW	TOA Net
ERBS Edition 3 Rev 1	0.7	-2.1	1.4
HIRS Pathfinder	0.2	-	-
AVHRR Pathfinder	-1.4	0.7	0.7
ISCCP FD	0.5	-2.4	1.8

Figure 3.23. Tropical mean ($20^{\circ}S$ to $20^{\circ}N$) TOA flux anomalies from 1985 to 1999 ($W m^{-2}$) for LW, SW, and NET radiative fluxes [NET = $-(LW + SW)$]. Coloured lines are observations from ERBS Edition 3_Rev1 data from Wong et al. (2006) updated from Wielicki et al. (2002a), including spacecraft altitude and SW dome transmission corrections.

Strumień promieniowania długofalowego na górnej granicy atmosfery w obszarze tropikalnym (20S-20N).

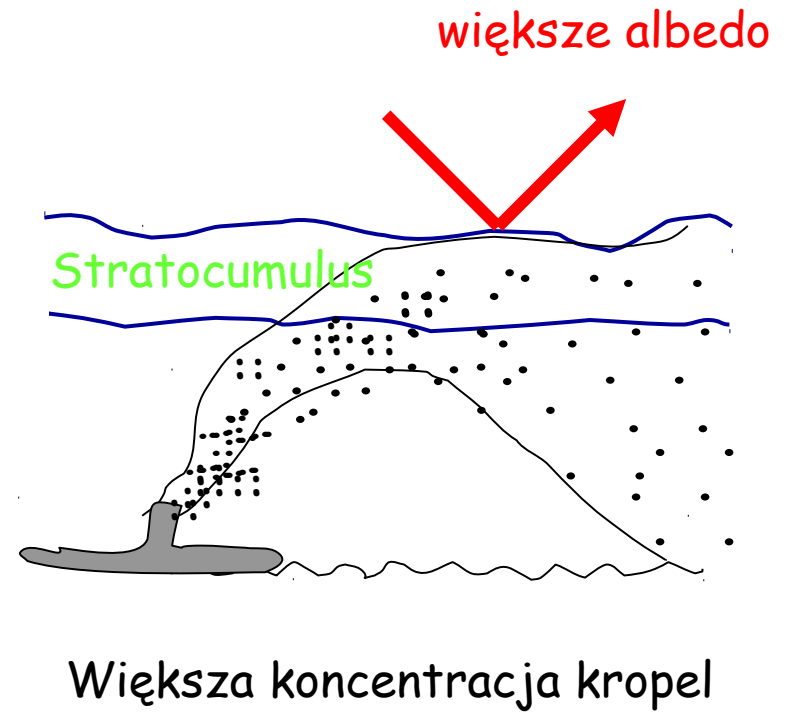
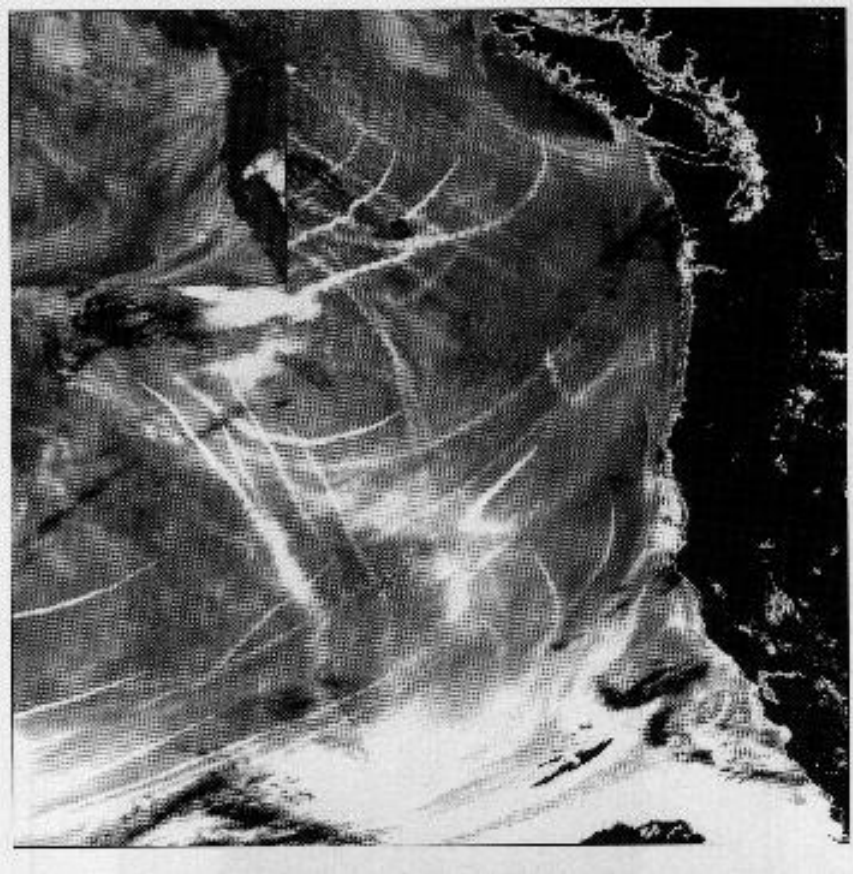


Rola chmur

- Przyczyniają się do wzrostu albedo planetarnego z 14 do 31% (średnie zachmurzenie na ziemi przekracza 60%).
- Chmury wysokie generalnie ogrzewają atmosferę.
- Chmury niskie chłodzą atmosferę (za dnia) i ogrzewają (w nocy).
- Całkowity bilans jest raczej ujemny.

Czy możemy wpływać na chmury?

Pośredni wpływ aerozoli – ślady statków



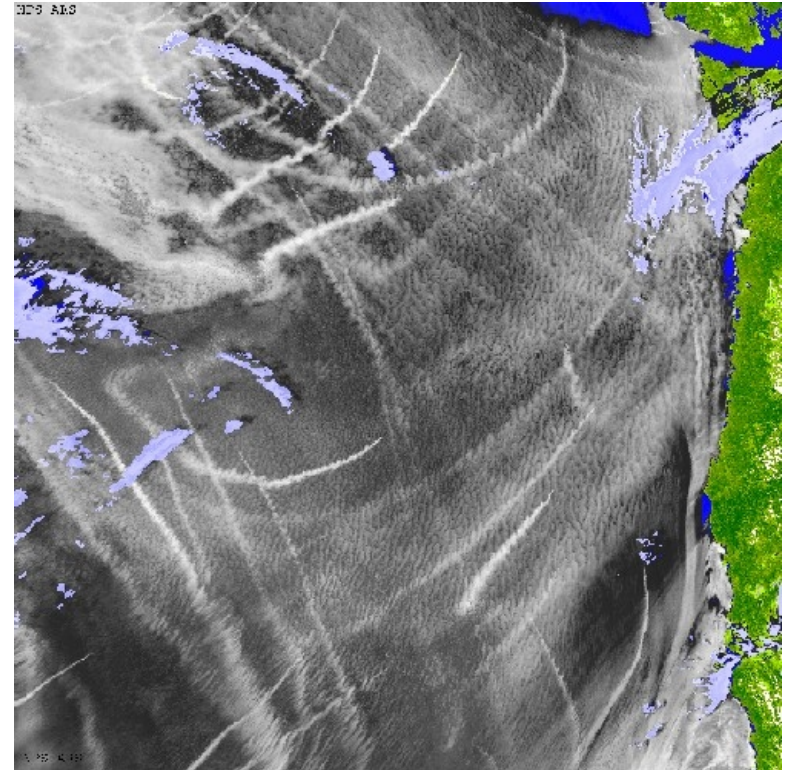
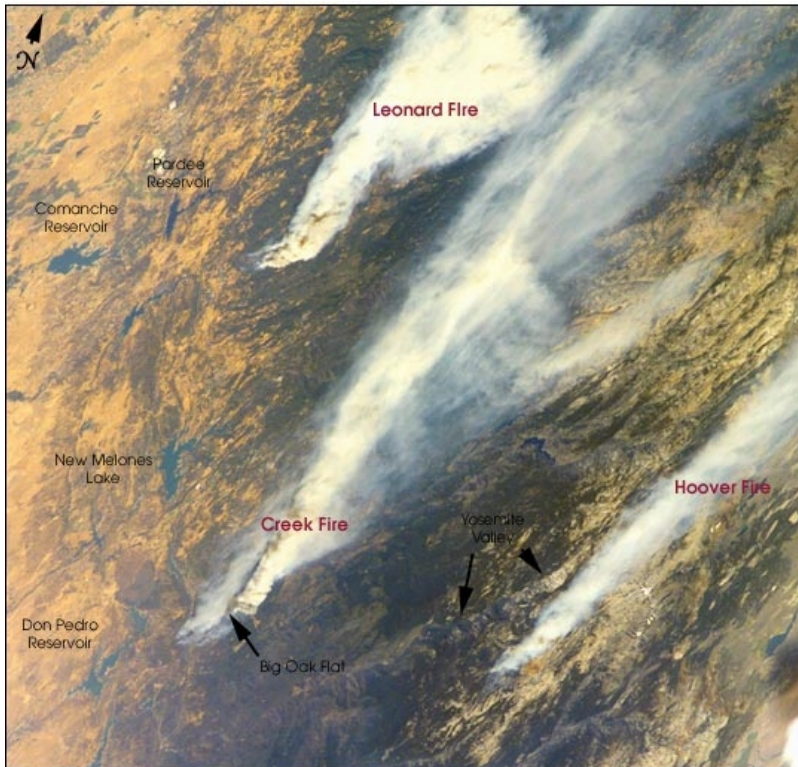
Wpływ aerozolu na klimat

1) Efekt bezpośredni

poprzez rozpraszanie i pochłanianie promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi.

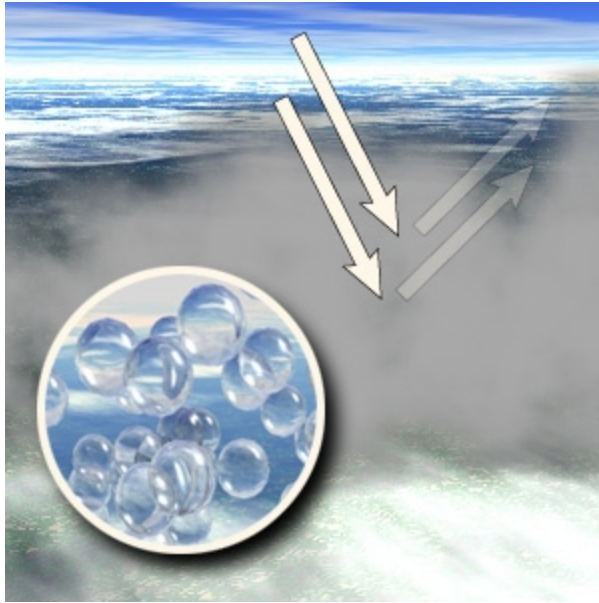
2) Efekt pośredni

oddziaływanie aerozolu na właściwości chmur oraz ich czas życia

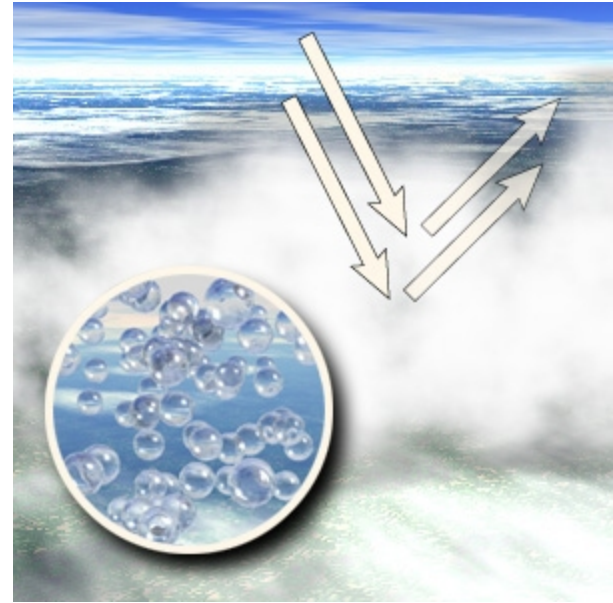


Pośredni wpływ aerozoli

Chmury 'czyste' i 'nieczyste'



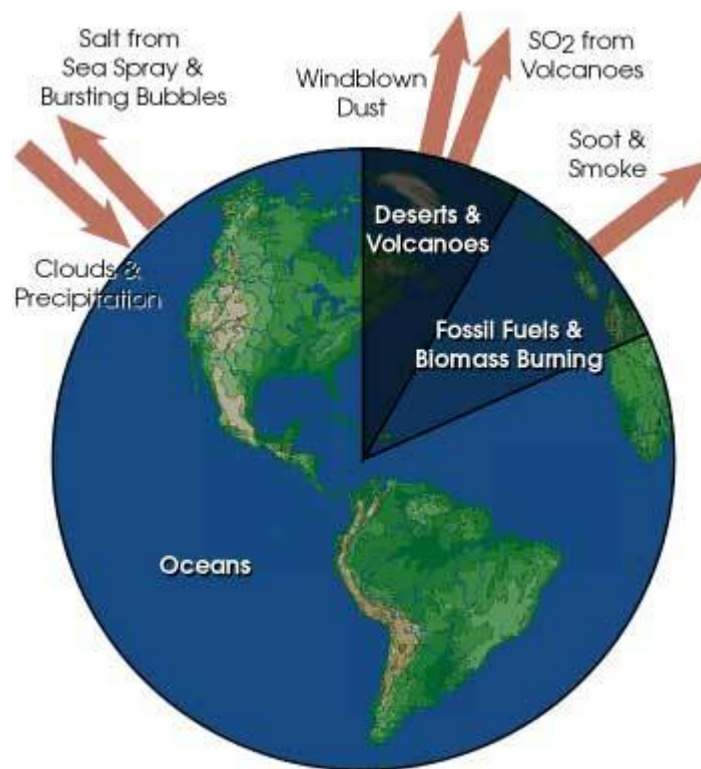
**Czyste powietrze, mała ilość jąder kondensacji.
Mała koncentracja.
Duże rozmiary kropelek.**



**Zanieczyszczone powietrze, duża ilość jąder kondensacji.
Duża koncentracja.
Małe rozmiary kropelek.**

Źródła aerozoli w atmosferze Ziemi

- aerozole siarczanowe silnie odbijają światło słoneczne



Aerozole generalnie obniżają powierzchnię temperaturę Ziemi.

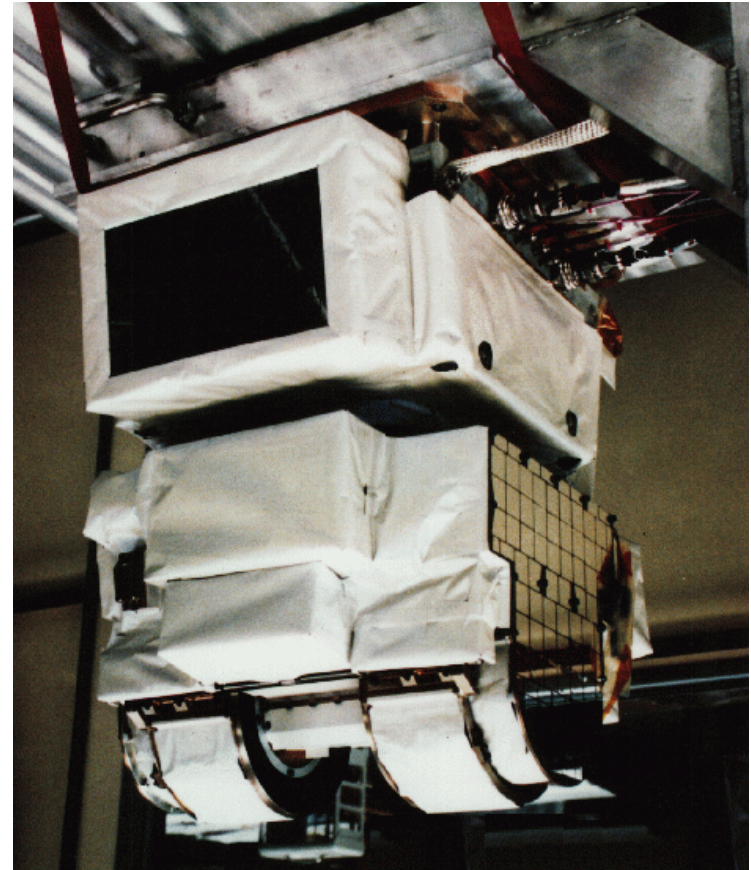
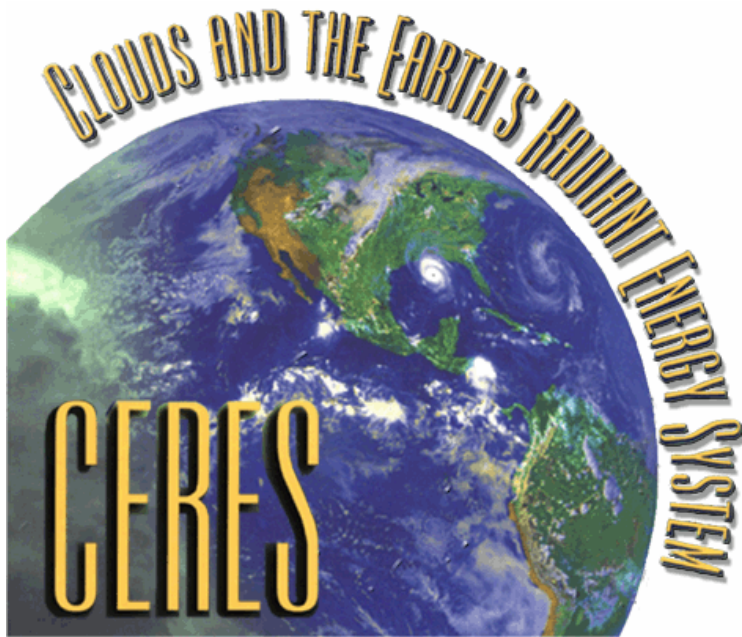
Pomiar bilansu promieniowania Ziemi

Instrumenty:

Current and planned Instruments	
ACRIM III	SIM
BBR (EarthCARE)	SIM
CERES	SODISM
ERM	Solar reflected spectrometer (CLARREO)
GERB	SOLSTICE
IR spectrometer (CLARREO)	SOVAP
Occultation GNSS Receiver (CLARREO)	SXI
PREMOS	TIM
ScaRaB	TSIS

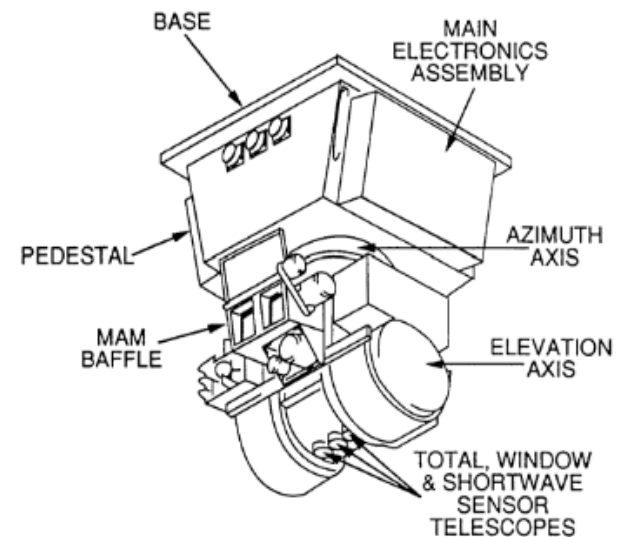
Pomiar bilansu promieniowania Ziemi

Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES)



CERES Instrument

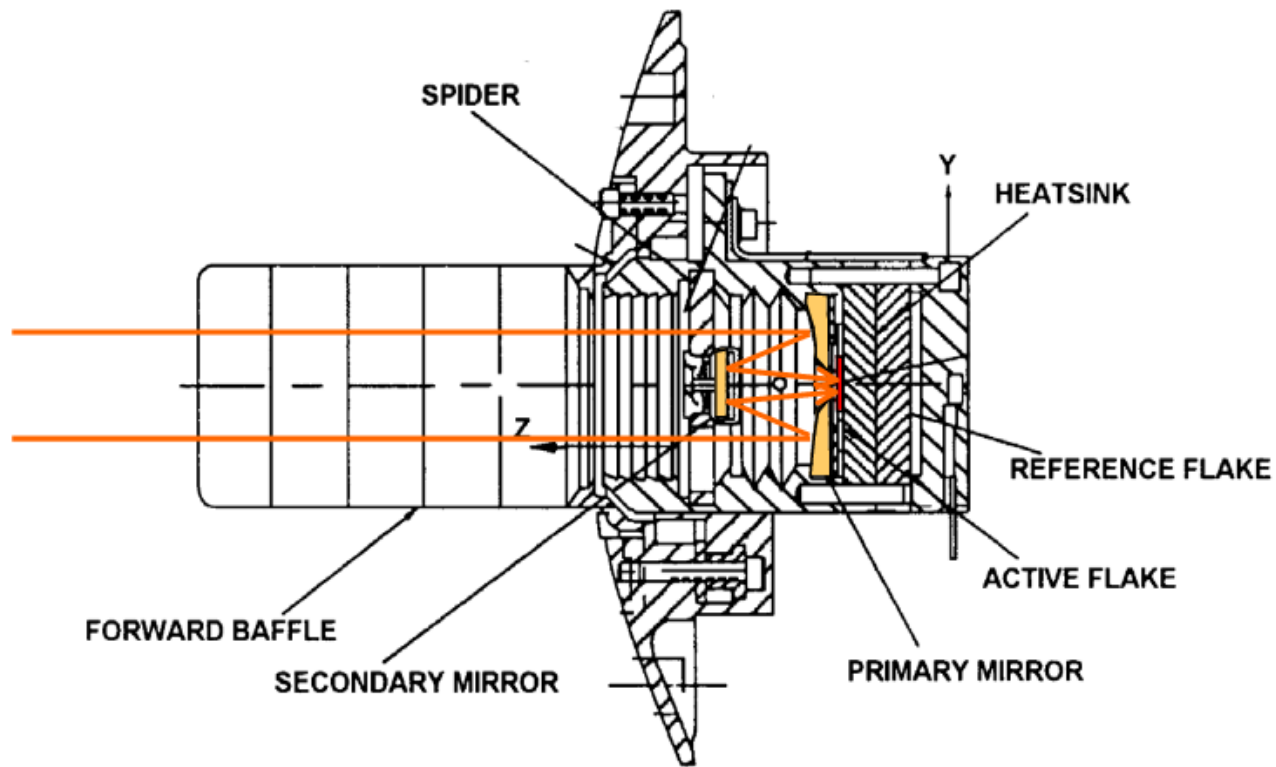
- Design is based upon the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) philosophy
- Instrument was designed, manufactured and tested by TRW (Redondo Beach, CA)
- Contains three sensor assemblies with cassegrain optics and thermistor bolometer detectors
- Sensors measure thermal radiation in the near-visible through far-infrared spectral region
- Three sensor channels are coaligned and mounted on a spindle which rotates about the elevation axis
- Hemispherical sampling obtained with an azimuthal axis drive system
- Channel fields of view overlap by <98%
- On-board calibration capability



Termistor – opornik, którego opór zależy od temperatury (NTC lub PTC)



CERES Sensor



Pole widzenia jest ograniczone do 0.75 x 1.5 mm, co odpowiada 1.3 x 2.6 deg.

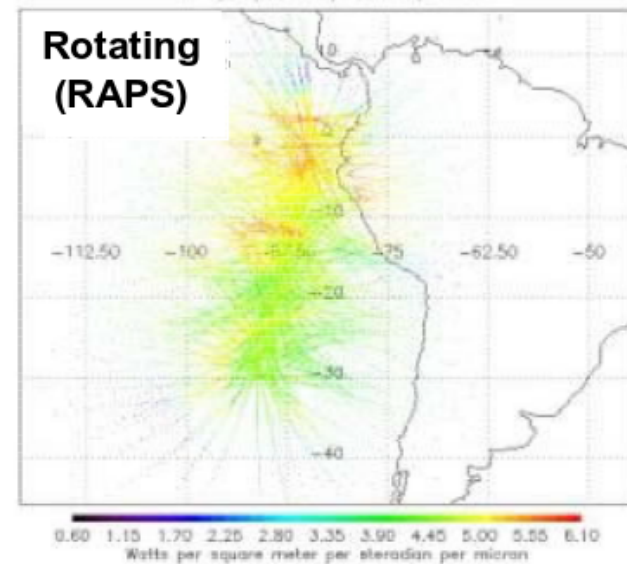
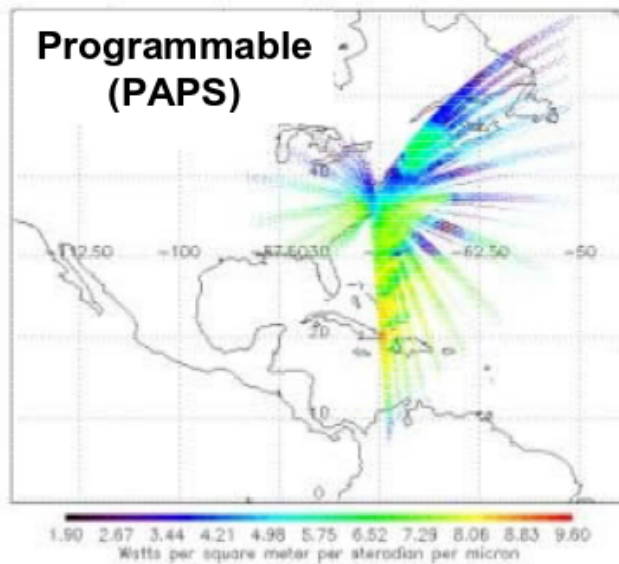
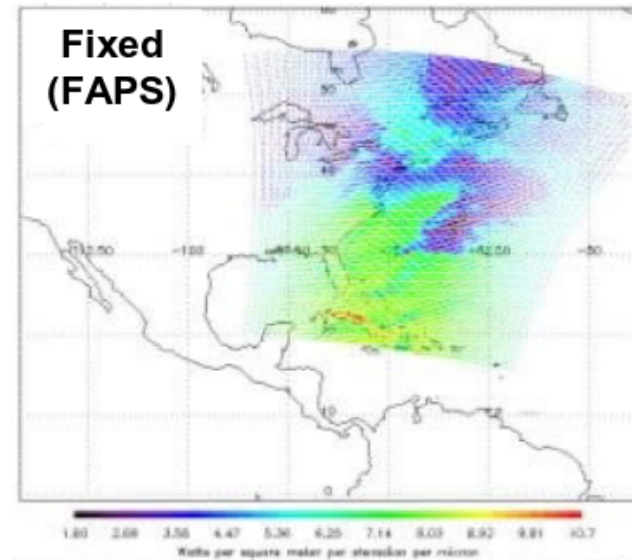


CERES

Azimuth Plane

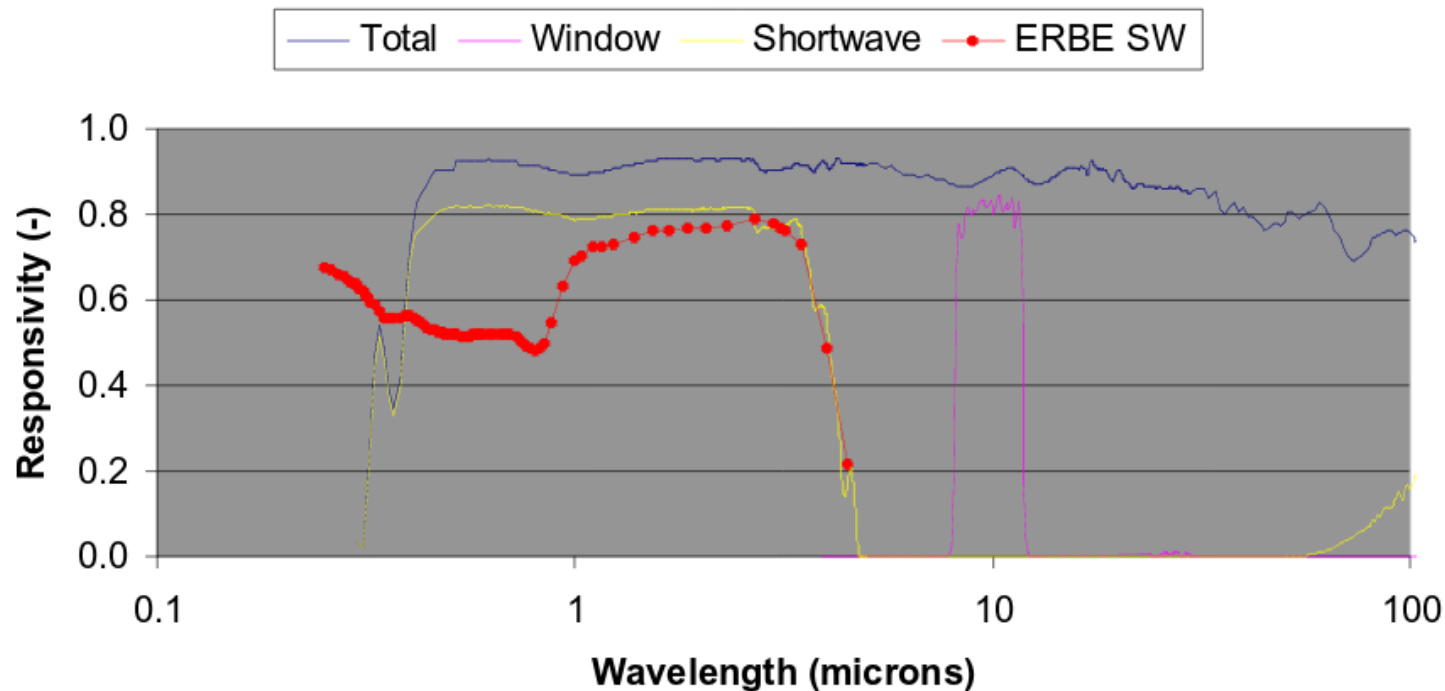
Scan Modes

©2004 NASA Langley Research Center



CERES Spectral Response Function

TRMM/PFM Edition1 Data Products



Note: $LW_{DAY} = Total - Shortwave$

Każdy filtr jest zdublowany: za lustrem wtórnym i przed sensorem.

Radiometric Performance Requirements

Spectral Regions	Solar		Terrestrial		Atmospheric Window
	Wavelengths	0.3 - 5.0 μm		5.0 - 200 μm	
Scene Levels	<100 $\text{w/m}^2\text{-sr}$	>100 $\text{w/m}^2\text{-sr}$	<100 $\text{w/m}^2\text{-sr}$	>100 $\text{w/m}^2\text{-sr}$	All Levels
Accuracy requirements	0.8 $\text{w/m}^2\text{-sr}$	1.0 %	0.8 $\text{w/m}^2\text{-sr}$	0.5%	0.3 $\text{w/m}^2\text{-sr}$

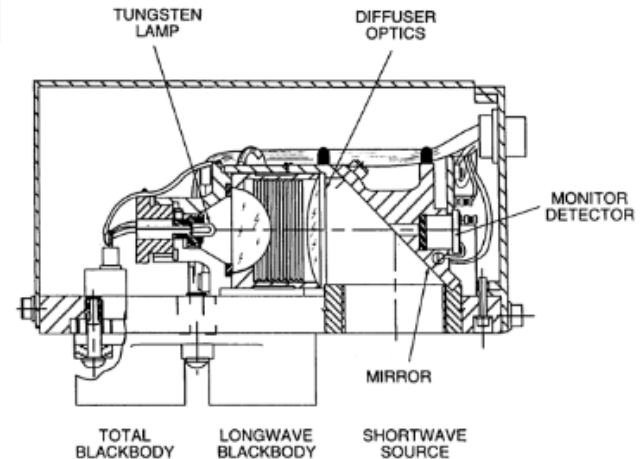
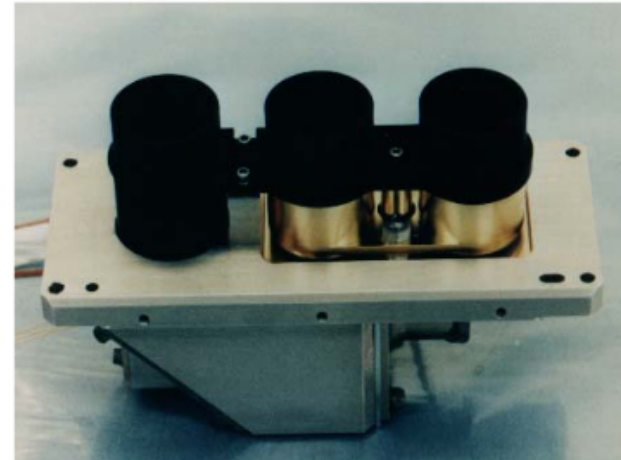
- Requirements for CERES are more stringent than ERBE s by a factor of 2



CERES Onboard Calibration Sources

Internal Calibration Module (ICM)

- Blackbodies for the Total and Window channels
- Temperature knowledge obtained via Platinum Resistance Thermometers (PRTs)
- Quartz-halogen tungsten lamp for the Shortwave channel
- ICM Provides 3 unique radiance levels for the SW and LW sources



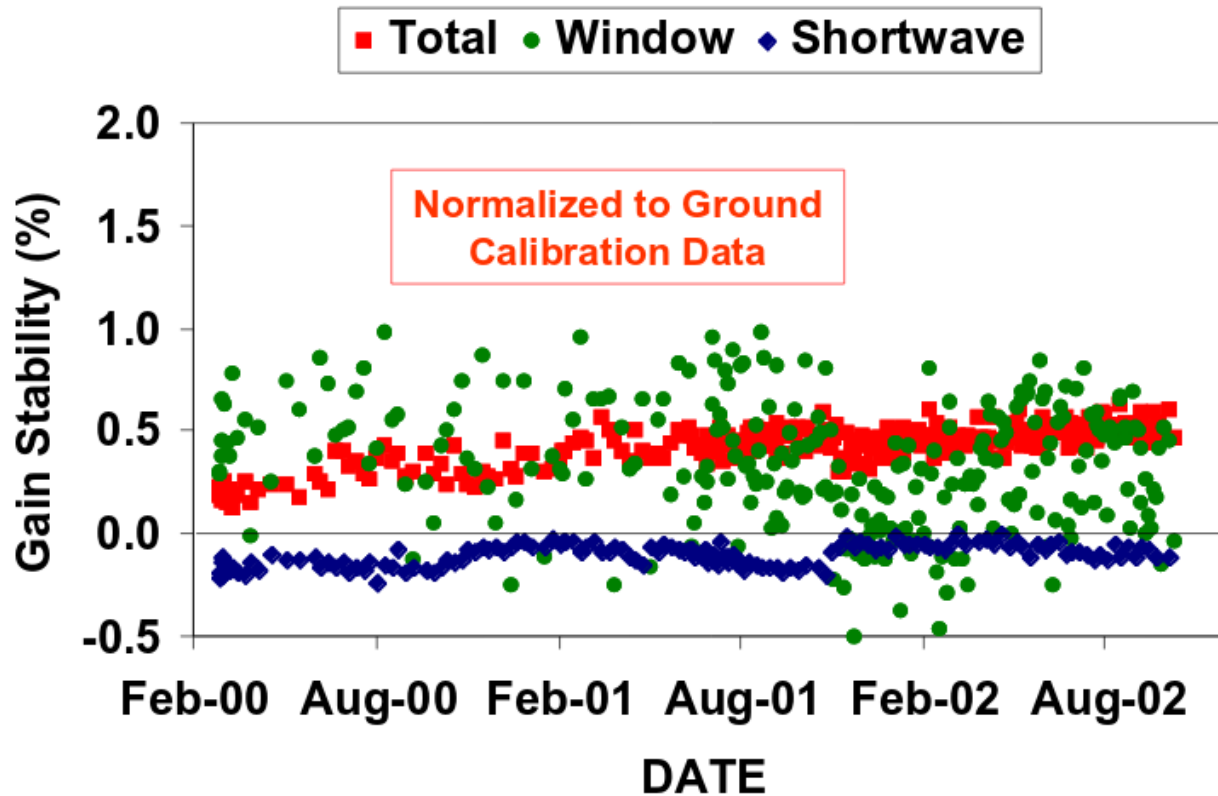
Kalibracja sensorów jest powtarzana podczas każdej serii pomiarów.

Cykl kalibracyjny, trwający 6s, składa się z:

1. pomiaru światła słonecznego (Mirror Attenuator Mosaic)
2. pomiaru lamp kalibracyjnych (Internal Calibration Module)
3. pomiaru pustej przestrzeni kosmicznej

Terra/Flight Model 1 Lifetime Radiometric Stability

Determined with the Internal Calibration Module



Pomiar bilansu promieniowania Ziemi

Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES)

Orbits: 705 km altitude, 10:30 a.m. descending node (Terra) or 1:30 p.m. ascending node (PM-1), sun-synchronous, near-polar; 350 km altitude, 35° inclination (TRMM)

Spectral Channels: Solar Reflected Radiation (Shortwave): 0.3 - 5.0 μm

Window: 8 - 12 μm

Total: 0.3 to > 100 μm

Swath
Dimensions: Limb to limb

Angular Sampling: Cross-track scan and 360° azimuth biaxial scan

Spatial Resolution: 20 km at nadir (10 km for TRMM)

Mass: 45 kg

Duty Cycle: 100%

Power: 45 W

Data Rate: 10 kbps

Size: 60 x 60 x 70 cm (deployed)

Design Life: 6 years

Sensorem są termistory o rozmiarach 1.5 x 3.0 mm i grubości 40 mikronów.

Skala czasu reakcji sensora wynosi ok. 7-8 ms.

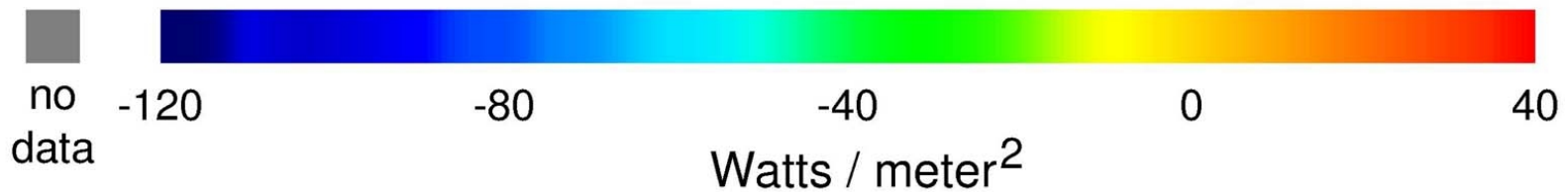
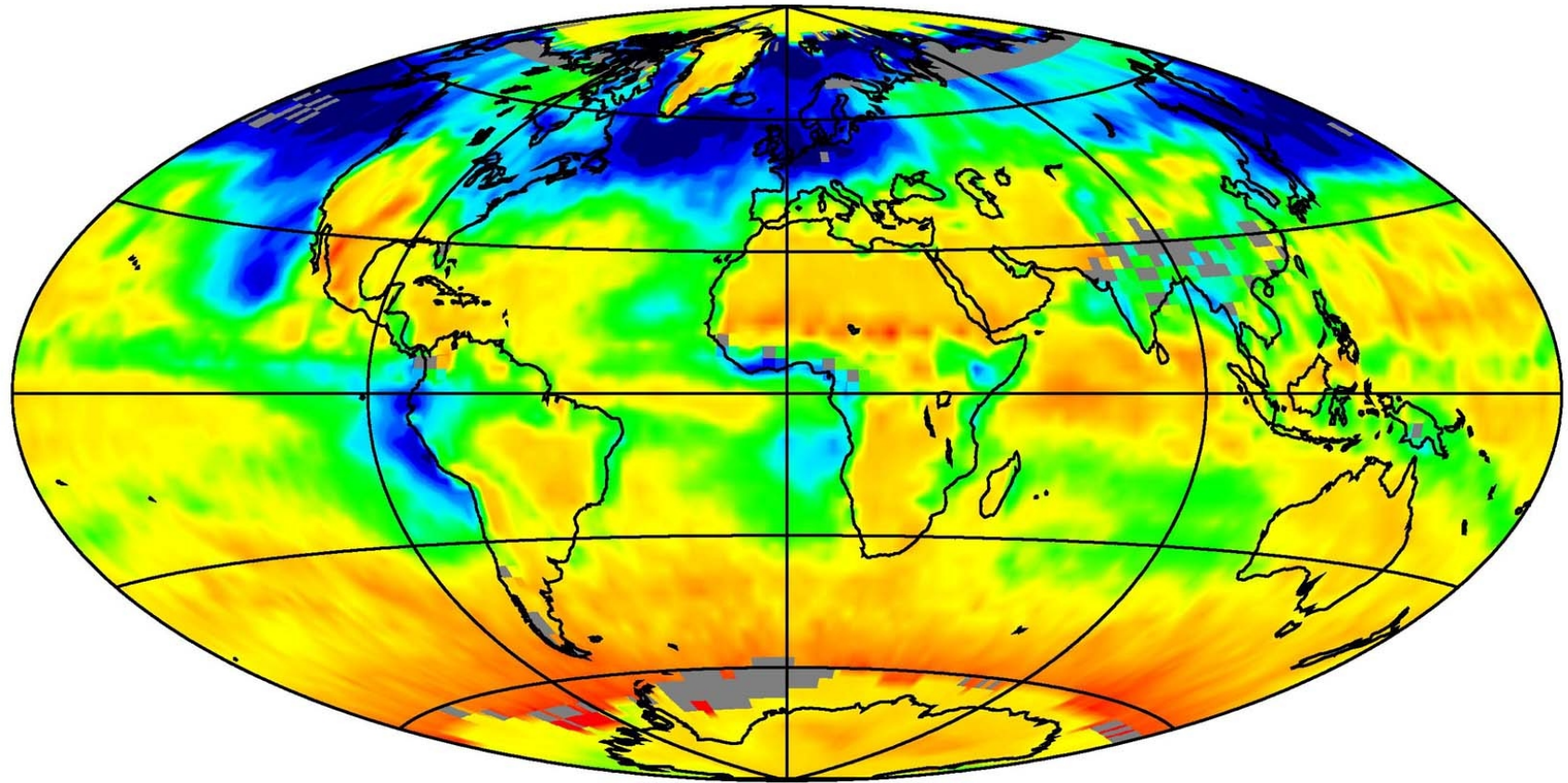
Pojedynczy pomiar sensorem jest powtarzany co 10 ms.

Pojedyncze skanowanie sensorem trwa 6.6 sek, w tym czasie wykonywany jest ruch w azymucie lub wysokości z prędkością 63 stopnie / sek.

Sensory są przyklejone do dysków aluminiowych o średnicy ok. 31mm i grubości ok. 4mm, które są utrzymywane w stałej temperaturze 38 stopni C i działają jako radiator (ang. heat sink).

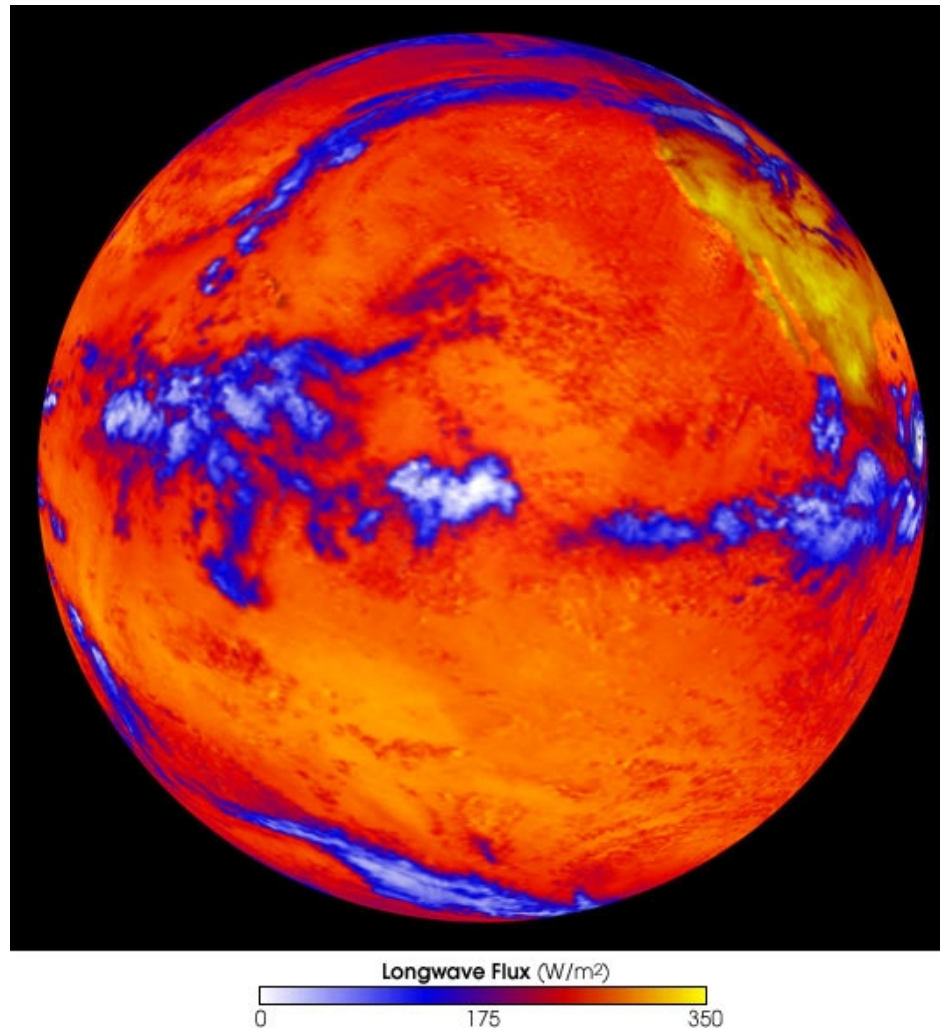
Jeden sensor jest wystawiony na świat i pomalowany na czarno, drugi jest schowany i mierzy zmiany temperatury radiatora.

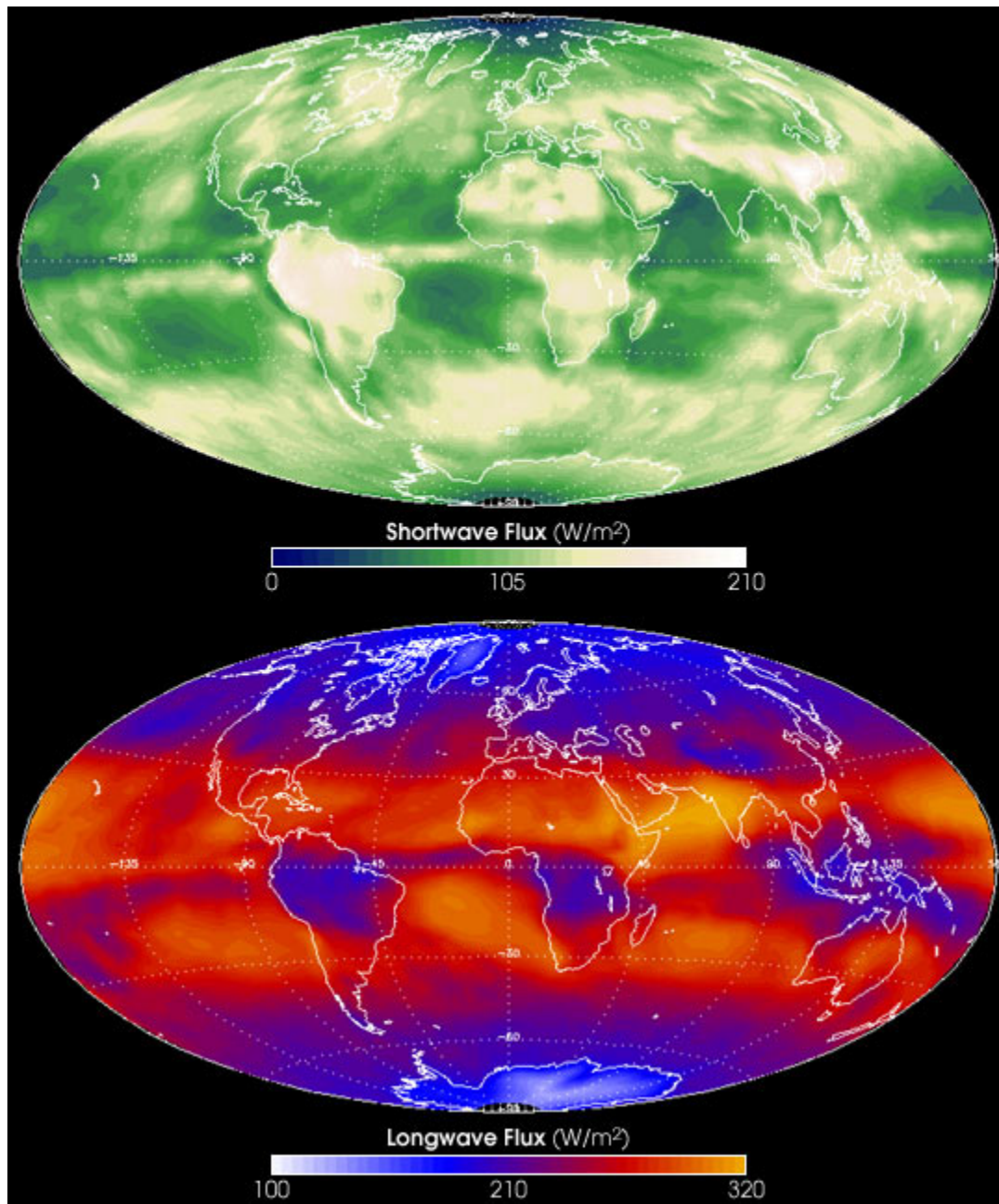
CERES całkowite wymuszanie radiacyjne chmur, dodatnie oznacza nadwyżkę ogrzewania (Lipiec, 2000)



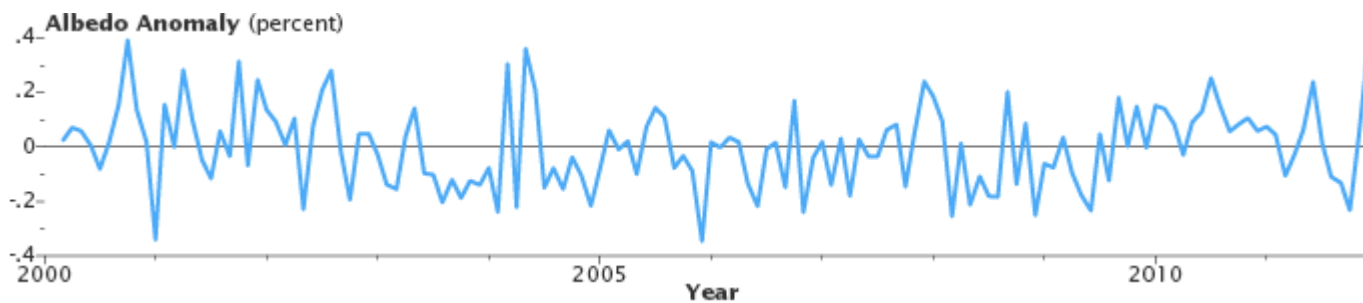
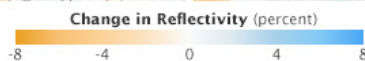
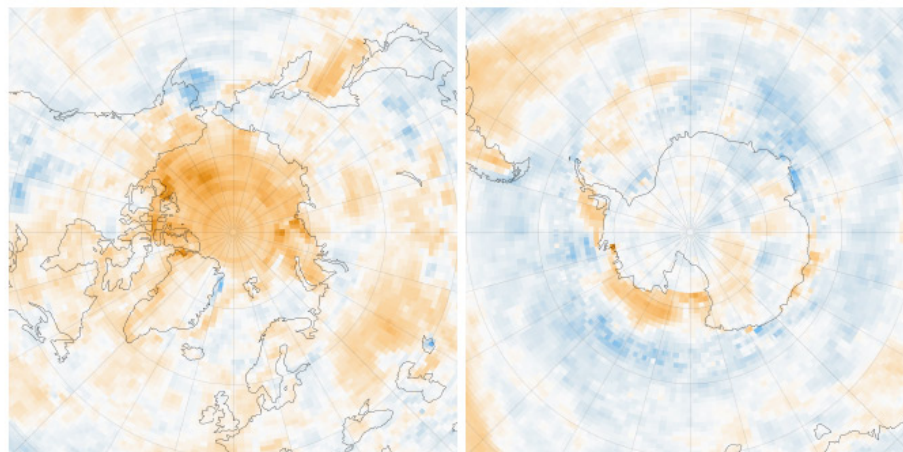
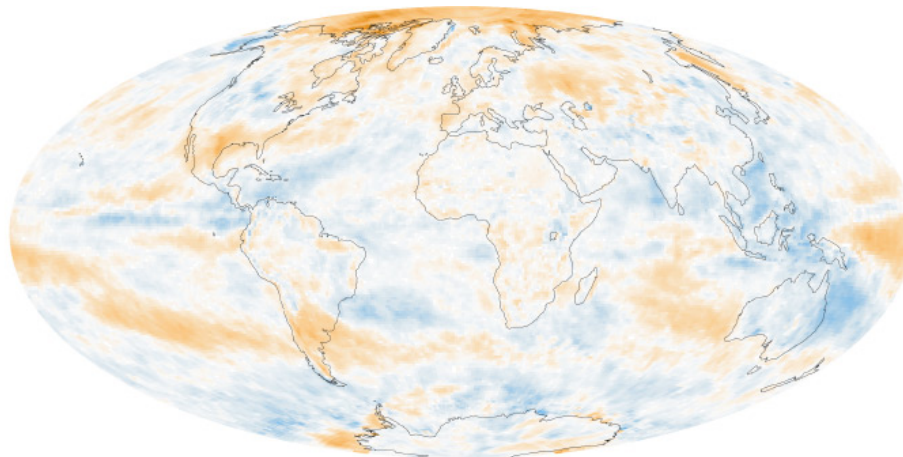
Pomiar bilansu promieniowania Ziemi

Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES)





promieniowanie krótkofalowe



Zmiana albedo Ziemi w latach 2000-2011.

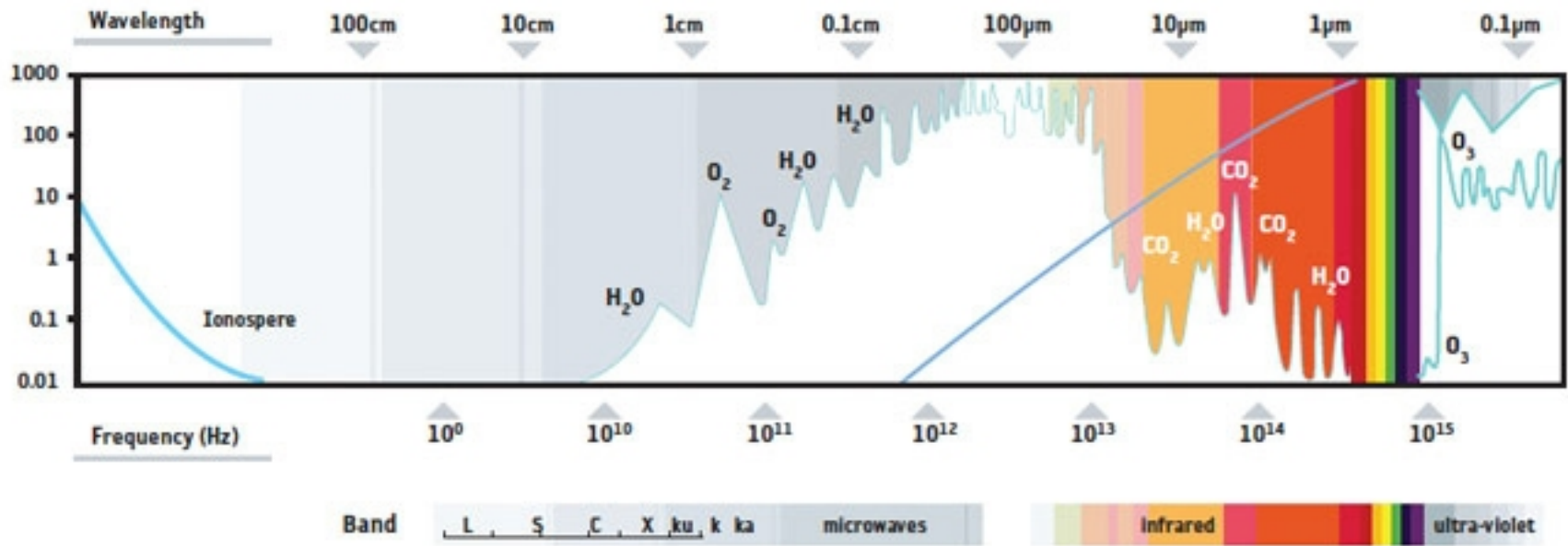
Radiometryczne obrazowanie mikrofalowe

Radiometryczne obrazowanie mikrofalowe

Urządzenia pracują w zakresie mikrofal.

Ich pomiary nie zależą od pogody.

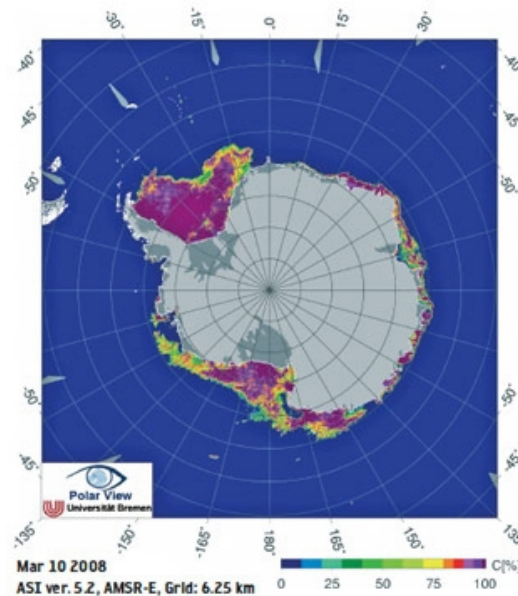
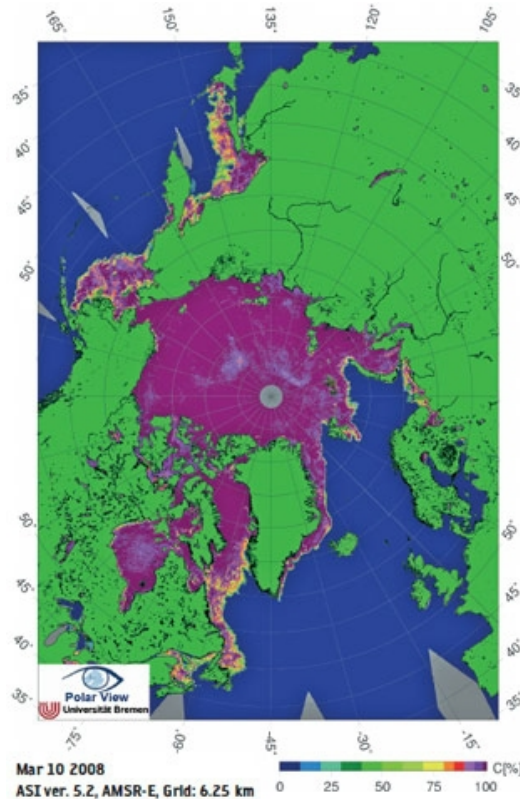
Do uzyskania informacji na temat powierzchni Ziemi wykorzystuje się najczęściej kanały: od 1 do 40 GHz i od 80 do 100 GHz
Są uważane za fundament pomiarów klimatycznych.



Radiometryczne obrazowanie mikrofalowe

Instrumenty pracują w trybie biernym.

Mają dużą dokładność pomiaru ale za to niską rozdzielczość przestrzenną.
Na 90 GHz wynosi ona ok. 5 kilometrów, ale dla niższych częstotliwości jest to już kilkadziesiąt kilometrów.



Radiometryczne obrazowanie mikrofalowe

Instrumenty wykorzystywane są do monitorowania zjawisk o zasięgu globalnym.

Niektóre wyniki pomiarów wykorzystuje się do kalibrowania innych instrumentów pracujących w mniejszych rejonach.

Najczęściej wykorzystuje się informacje na temat ilości pary wodnej w atmosferze.

Radiometryczne obrazowanie mikrofalowe

Zastosowanie instrumentów:

- » Pokrywy śniegowe i lodowe
- » Zawartości lodu w wodzie i jego rodzaju
- » Zasolenie oceanów
- » Zawartość wody w chmurach
- » Wilgotność gleby

Radiometryczne obrazowanie wielo-spektralne

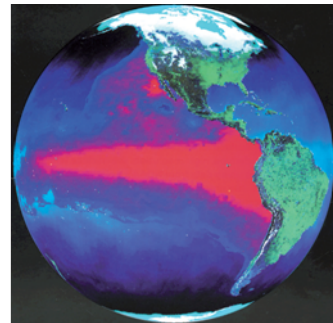
Instrumenty:

Current and planned Instruments

AMR	MIRAS (SMOS)
AMSR-2	MIS
AMSR-E	MSMR
ATSR/M	MTVZA
GeoSTAR	MWR
GMI	MWRI
GMI	OLCI
JMR	PMR
K band radiometers (SCLP)	RAD
L-band Radiometer (SMAP)	SAR L
MADRAS	SLSTR
MERSI	SSM/I
MI	TMI
Microwave radiometer	Water Vapour Radiometer
MIRAS	

Use of the Passive Bands

- Passive sensors are designed to receive and measure natural emissions produced by the Earth's surface and its atmosphere. The frequency and strength of these natural emissions characterize the type and status of many important geophysical, which describe the status of the Earth/Atmosphere/Oceans System:
 - *Earth surface parameters* such as soil moisture, sea surface temperature, ice extension and age, snow cover, rainfall over land, etc ... ;
 - *Three-dimensional atmospheric parameters* (*low, medium, and upper atmosphere*) such as wind circulation, temperature profiles, water vapour content and concentration profiles of radiatively and chemically important trace gases (for instance O₃, SO₂ and ClO).



Use of the Passive Bands

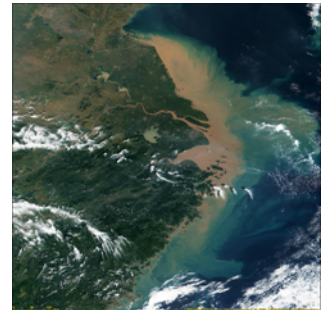
- Microwave observations at frequencies below 100 GHz enable studies of the Earth's surface and its atmosphere from spaceborne instruments even in the presence of clouds, because clouds are almost transparent at these frequencies. This "all-weather" observing capability has been very important for EESS in achieving the repetitive global coverage mandatory for *meteorological, climatological, and environmental monitoring and surveying*.
- The impressive progress made in recent years in weather analysis, warning and forecasts, especially for dangerous weather phenomena that affect all populations and economies is largely attributable to the spaceborne observations and their assimilation in numerical models.
- Play a major role in the prediction and detection of disasters.



Use of the Passive Bands

Typical bands and their main application:

- 1400-1427 MHz: salinity (ocean), soil moisture (ground)
- 10.6-10.7 MHz: rain, snow, ice, sea state, ocean wind
- 23.6-24 GHz: total content of water vapour
- 31.3-31.5 GHz: the lowest cumulated effects due to oxygen and water vapour in the vicinity of the 50 GHz band. Optimum window channel to see the Earth's surface: reference for the other channels.
- 36-37 GHz: cloud liquid water, vegetation structure, surface roughness
- 50.2-50.4 GHz: temperature profile



Pomiary atmosfery ziemskiej

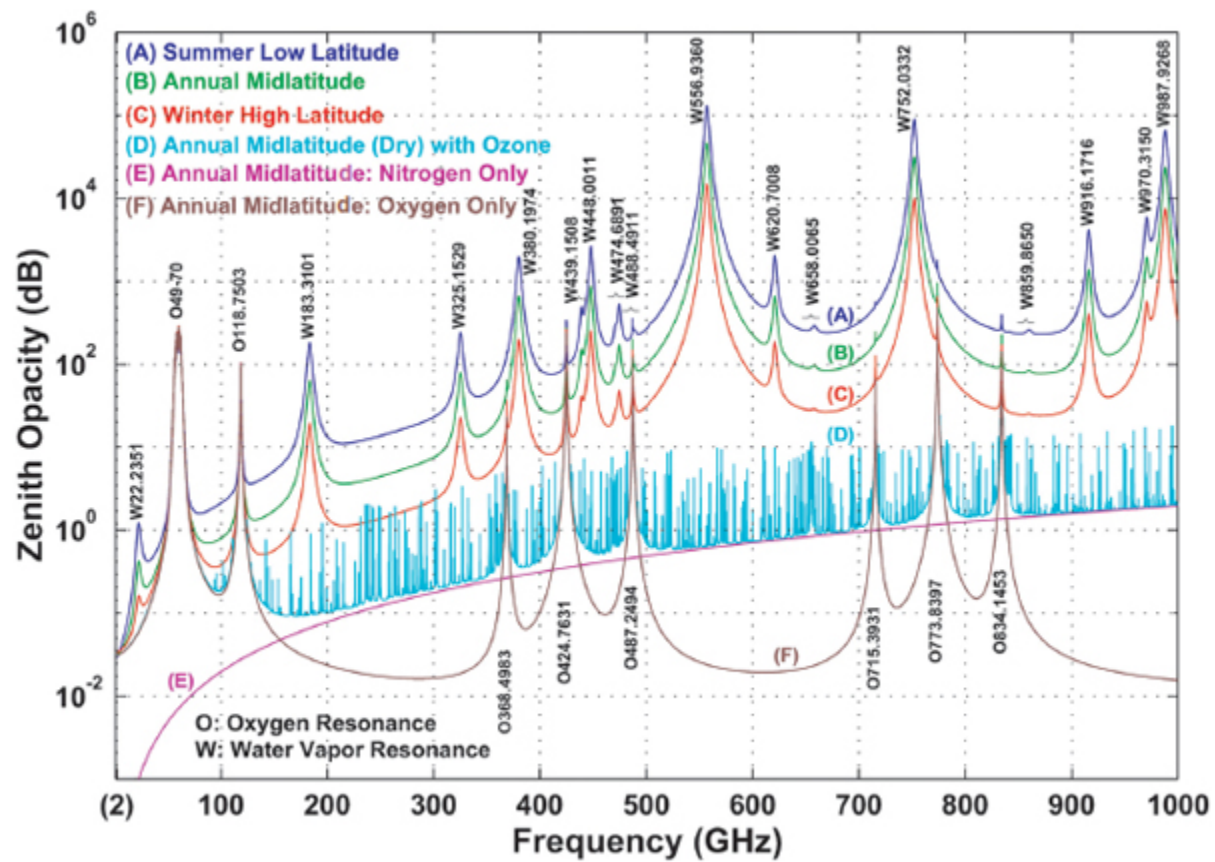
Wykorzystywane są zakresy odpowiadające częstotliwościom rezonansowym tlenu, pary wodnej i innych składników powietrza.

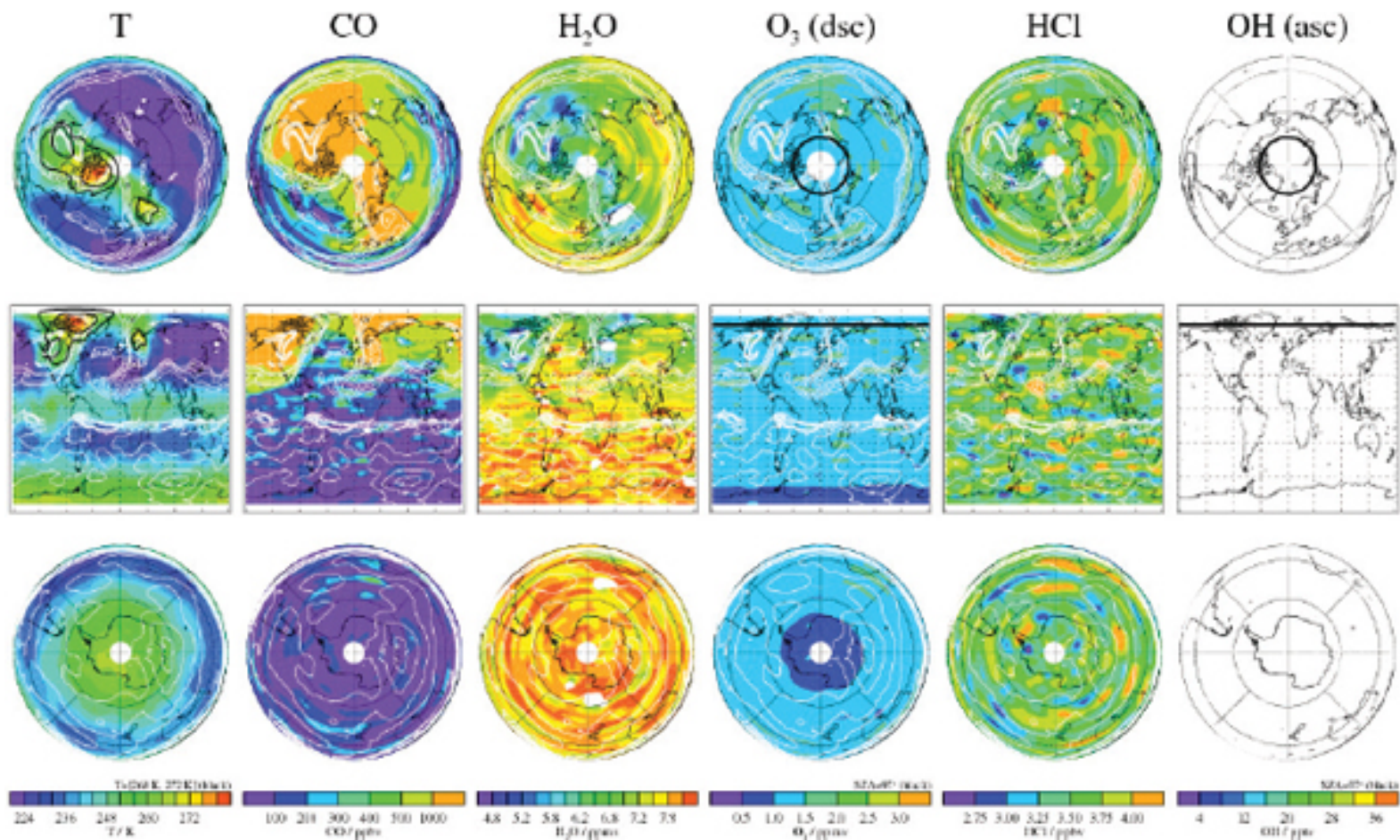
Instrumenty są konstruowane tak by analizowały natężenie w bardzo wąskim zakresie częstotliwości.

Wyznaczana jest tzw. temperatura jasnościowa lub radiometryczna (ang. brightness temperature).

Jest to taka temperatura którą miało by ciało doskonale czarne emitujące taki sam strumień promieniowania w danym zakresie jak ciało obserwowane (taka sama radiancja).

Gdybyśmy obserwowali ciało doskonale czarne przez idealnie przezroczystą atmosferę wówczas temperatura jasnościowa była by stała we wszystkich zakresach i równa temperaturze tego ciała.





Dzienne mapy zawartości pierwiastków w atmosferze Ziemi oraz temperatura. Microwave Limb Sounder – satelita AURA.

Pomiary powierzchni ziemskiej

Tu wykorzystywane są szerokie zakresy częstotliwości, gdyż emisja powierzchni Ziemi nie ma tak wyraźnych linii widmowych, i bardziej przypomina emisję szerokopasmową.

Emisja powierzchni ziemskiej zależy od wielu czynników takich jak charakterystyka powierzchni ziemi i wody (wilgotność gleby, porowatość, prędkość wiatru).

Określenie tych parametrów wymaga obserwacji w wielu zakresach, gdyż energia emitowana w jednym zakresie zależy od wielu nakładających się na siebie czynników.

Pomiary powierzchni ziemskiej

W zakresie mikrofal można stosować przybliżenie Rayleigh-Jeans:

$$I_{\lambda} = \left(\frac{2\pi c k}{\lambda^4} \right) T$$

Czyli natężenie promieniowania jest proporcjonalne do T
co nie jest prawdą dla pełnego prawa Plancka.

Stosunek natężenia emitowanego przez dane ciało do natężenia ciała doskonale czarnego o tej samej temperaturze nazywa się zdolnością emisyjną ϵ (ang. emissivity).

$$\epsilon = \frac{I}{I_{CDC}} = \frac{T_{\text{jasnościowa}}}{T_{CDC}}$$

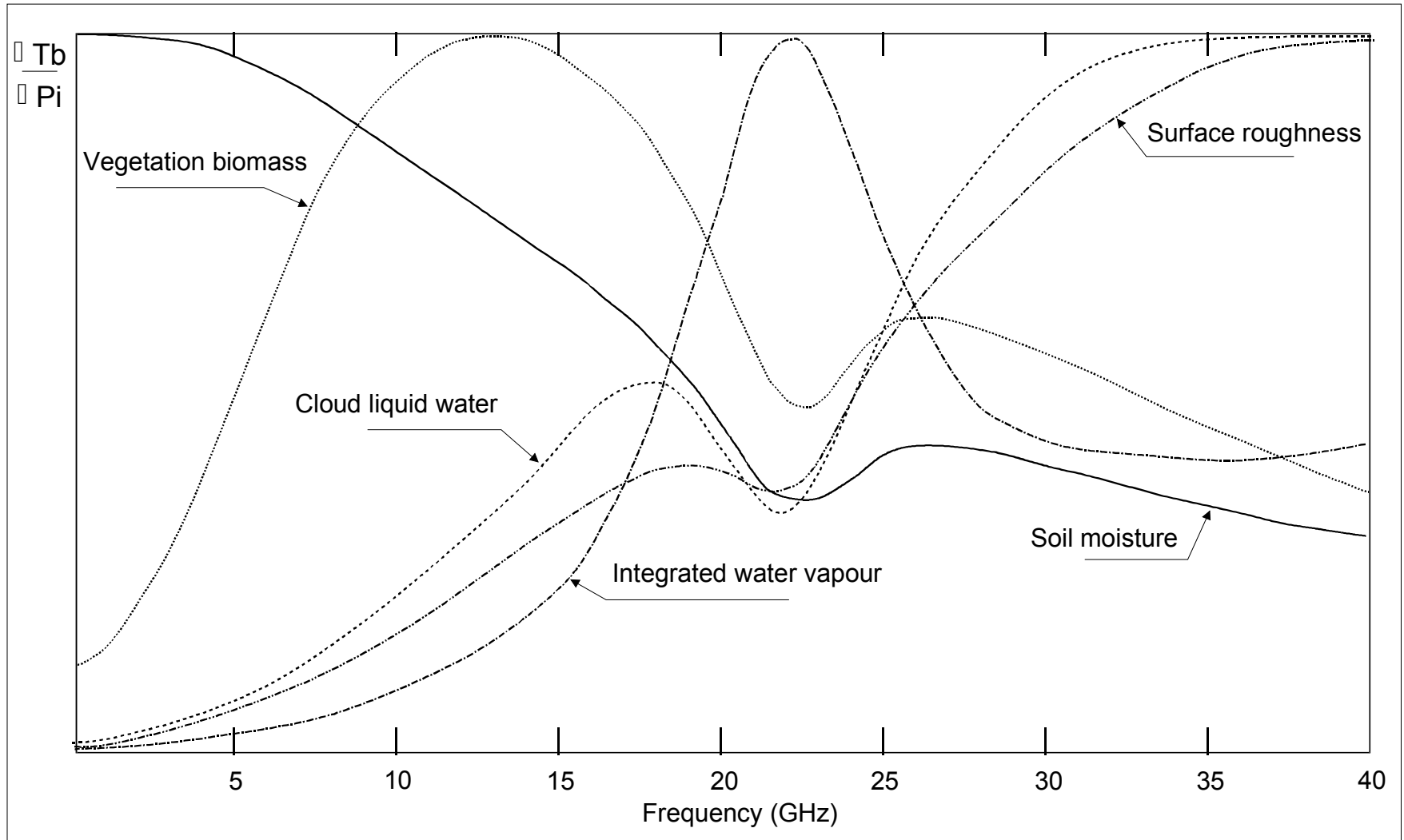
Pomiary powierzchni ziemskiej

Zdolność emisyjną ε (ang. emissivity) zmienia się od 0.4 dla płynnej wody do 1.0 dla lodu wodnego. Sprawia to, że np. góra lodowa ma wyższą temperaturę jasnościową niż otaczająca woda.

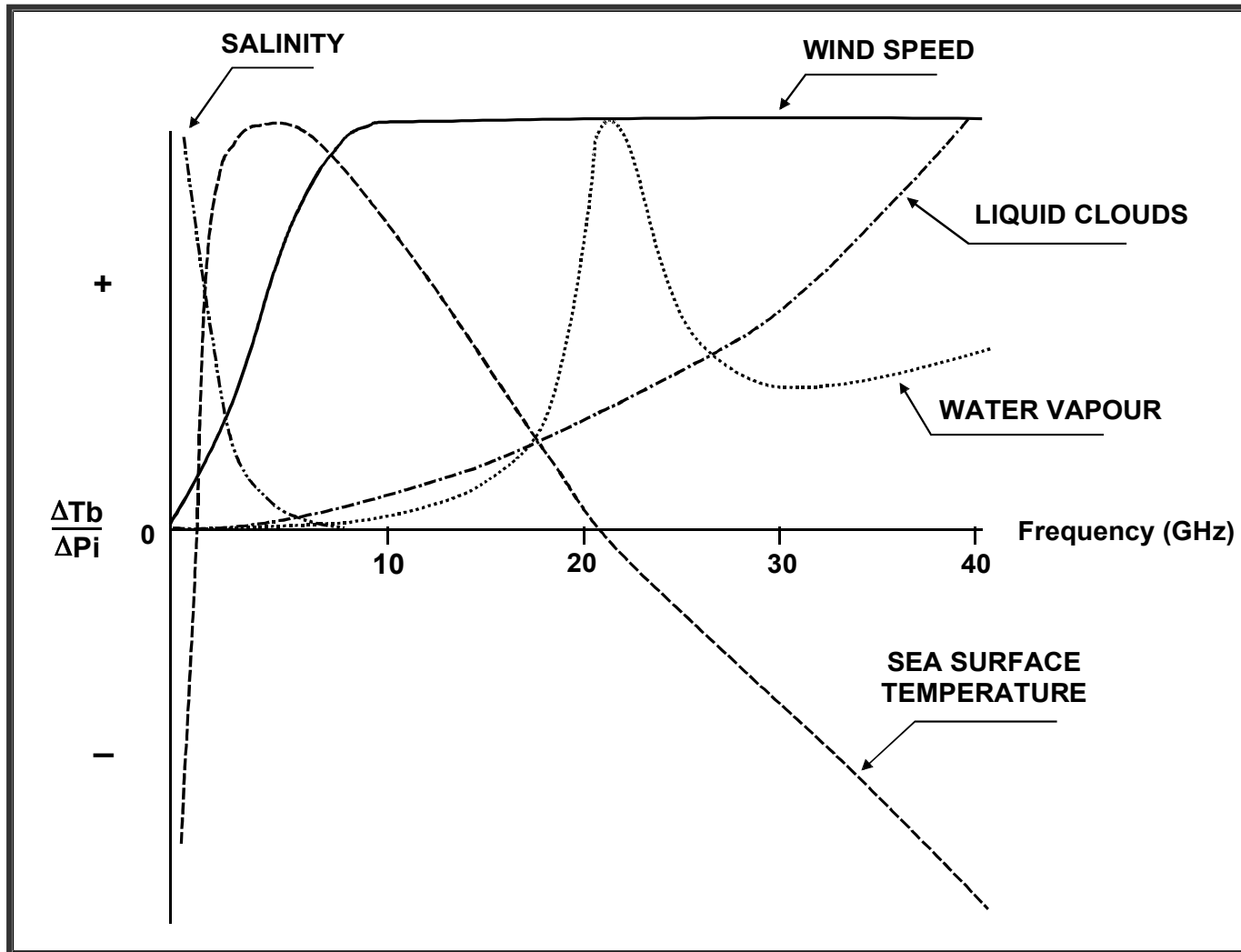
Zdolność emisyjną ε zależy od wielu czynników:

- stałej dielektrycznej
- zawartości wody (wilgotności)
- zasolenia
- kąta obserwacji
- polaryzacji detektora
- chropowatości powierzchni

Sensitivity of Brightness Temperature to Geophysical Parameters over Land Surface

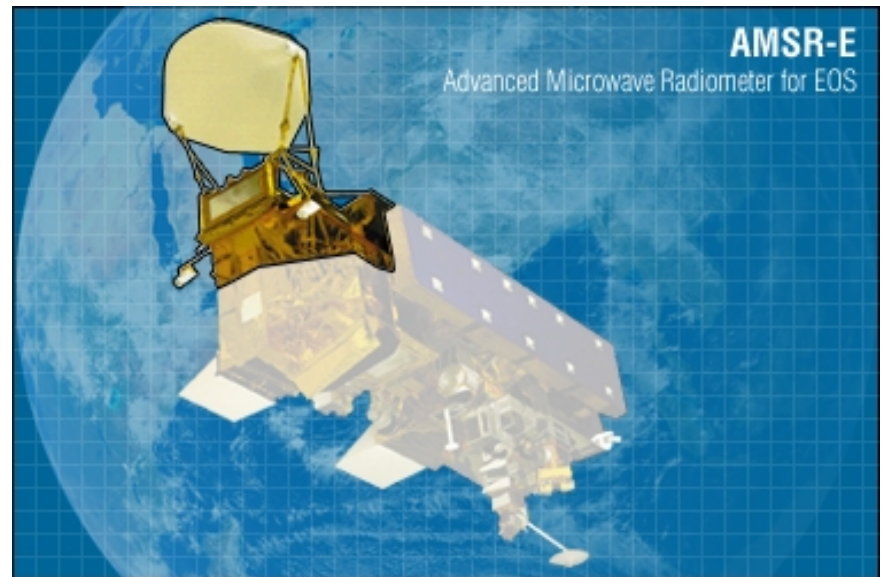


Microwave and Millimeter-wave Spectrum Spectral Sensitivity to Environmental Parameters: Ocean Scene



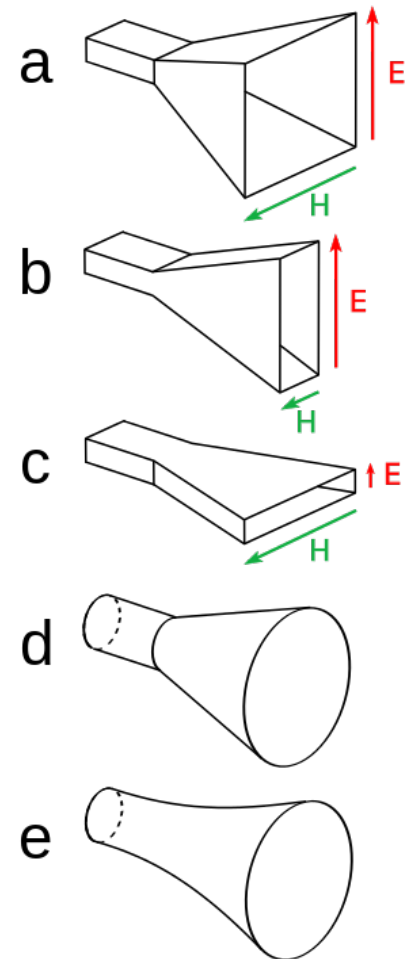
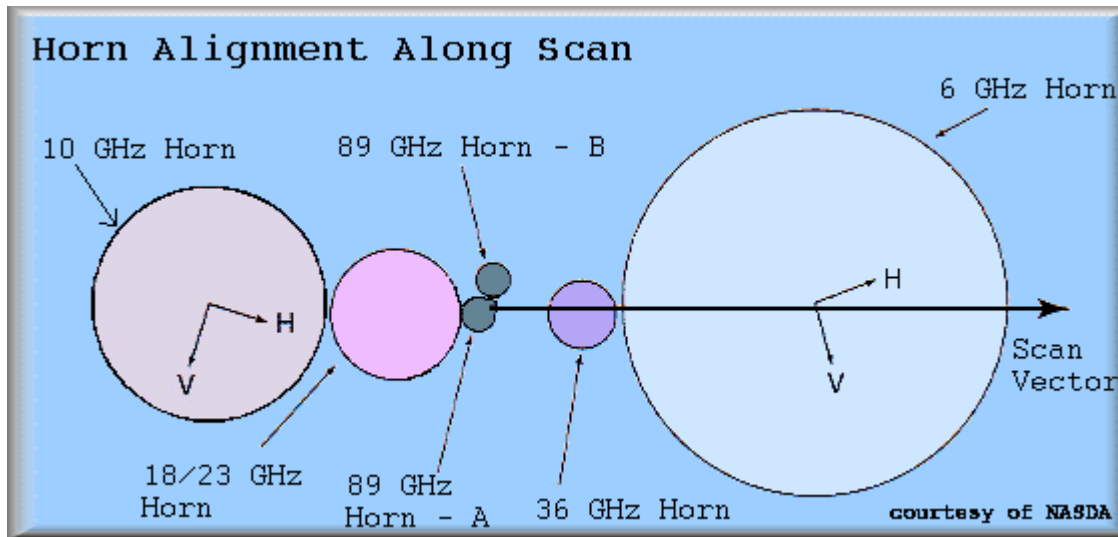
Aqua Instruments – AMSR-E

- Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (Earth Observing System)
- 12 kanałów, 6 zakresów 6.9-89.0 GHz
- dwie-polaryzacje
- JAXA/NASA
- orbita polarna



Budowa:

1. Teleskop zwierciadlany typu off-axis o średnicy 1.6m.
2. 6 tub stożkowych (ang. feed horn).
3. Zimne lustro – do kalibracji sygnałem o znanej temperaturze 2.7 K.
4. Gorące źródło – również do kalibracji.

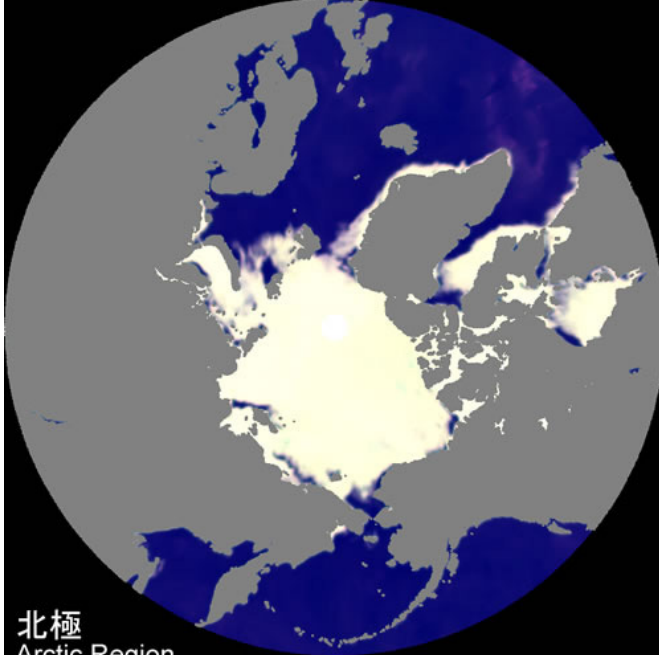


Budowa:

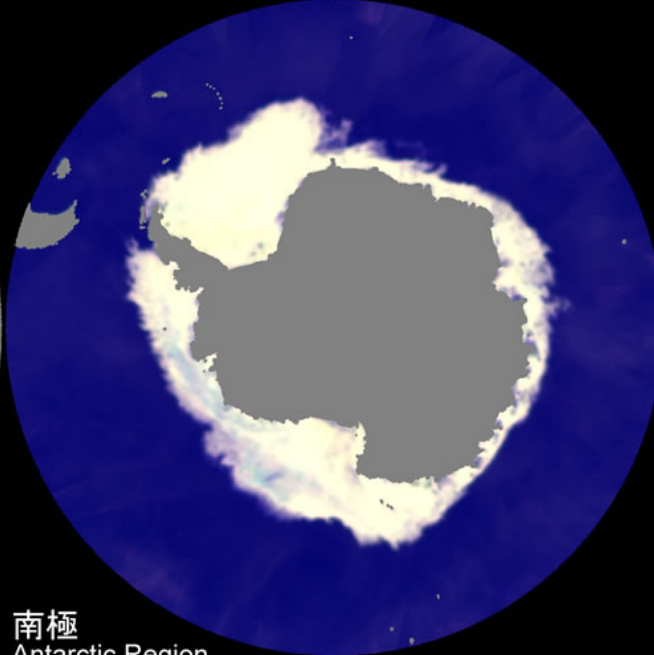
1. Szerokość skanu (swath width): 1445km.
2. Rozdzielczość w zależności od pasma: 6-75km.
3. Czas pracy: ciągle.
4. Transfer danych: średnio 87 kbps, peak 125 kbps.
5. Stabilizacja termiczna: radiator + grzałka.
6. Temperatura pracy: -5 – +40 deg C
7. Dokładność pozycjonowania (3 sigma):
600" dla jednej osi
8. Stabilność pozycjonowania (3 sigma):
80" dla jednej osi

AMSR-E Products

- Precipitation Rate
- Cloud Water
- Surface wind speed over oceans
- Sea Surface Temperature
- Ice, Snow and Soil Moisture

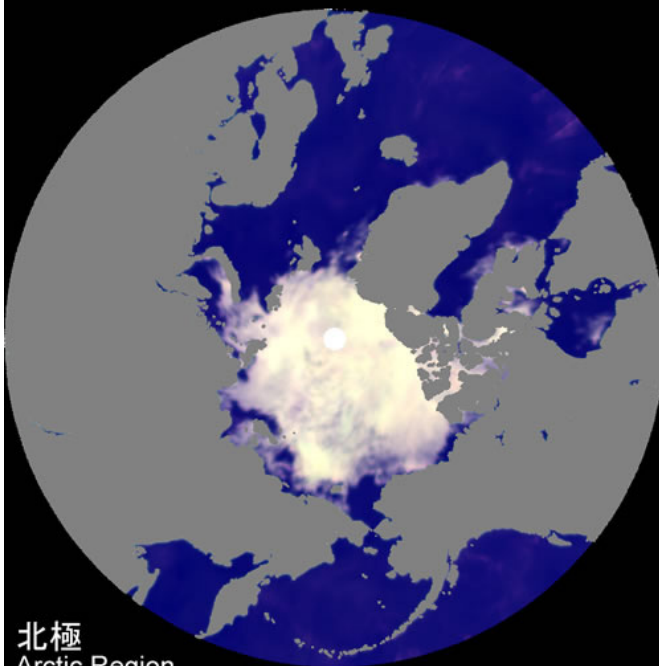


北極
Arctic Region

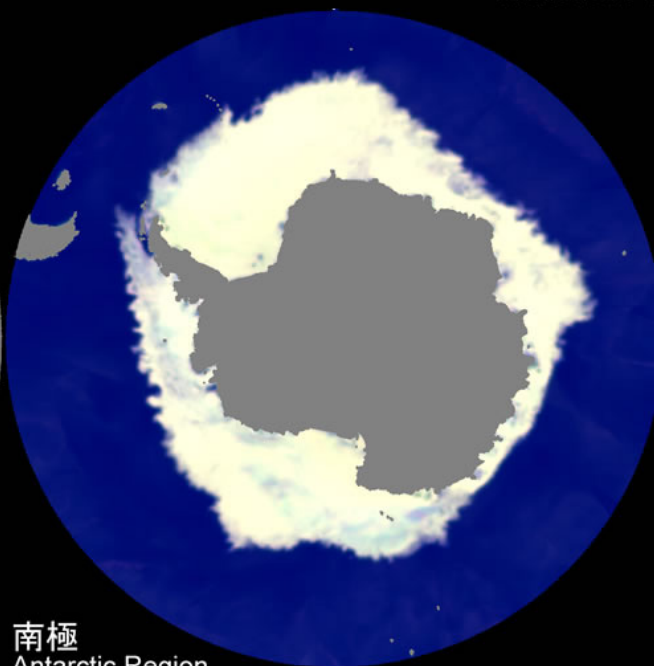


南極
Antarctic Region

2002.06.02-04



北極
Arctic Region



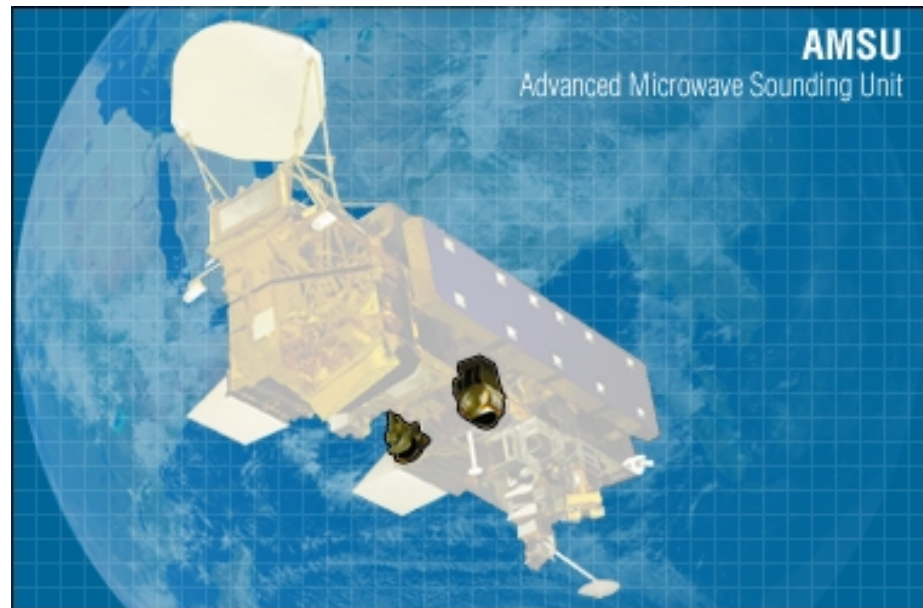
南極
Antarctic Region

2002.07.21-22

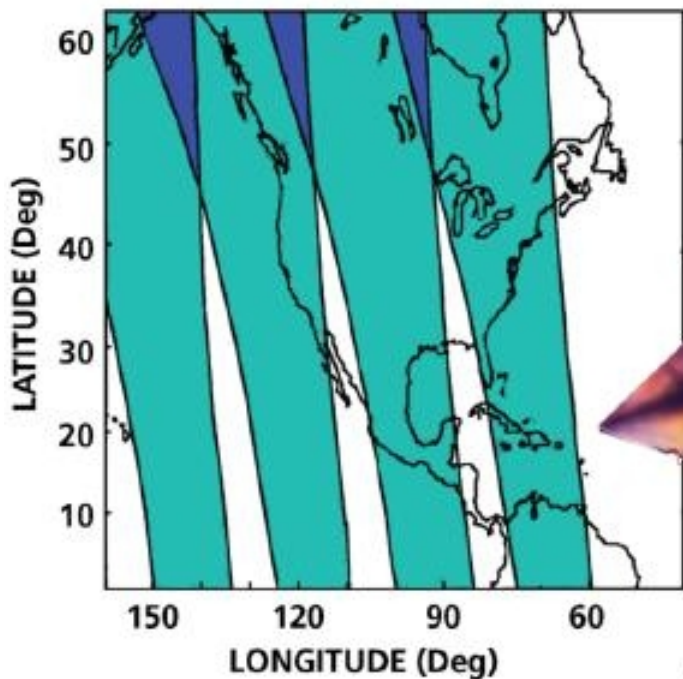
Zmiany
pokrywy
lodowej
AMSR-E.

Aqua Instruments – AMSU

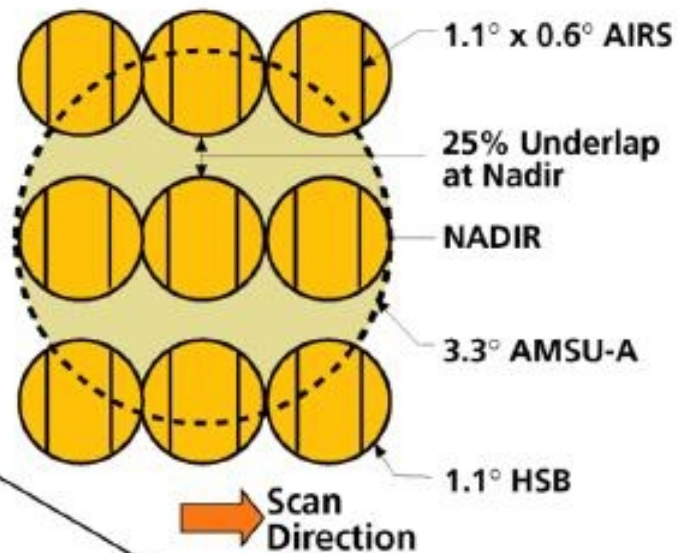
- Advanced Microwave Sounding Unit
- 15 Microwave Channels 15-90 GHz
- ~40 km footprint at nadir
- Instrument A – 15 kanałów 15-90 GHz – pomiar temperatury (AMSU-A)
- Instrument B – 5 kanałów 89-183 GHz – pomiar wilgotności (AIRS/AMSU-B)



TYPICAL ONE-DAY SCAN PATTERN



AIRS/AMSU IFOV



$\pm 48.95^\circ$

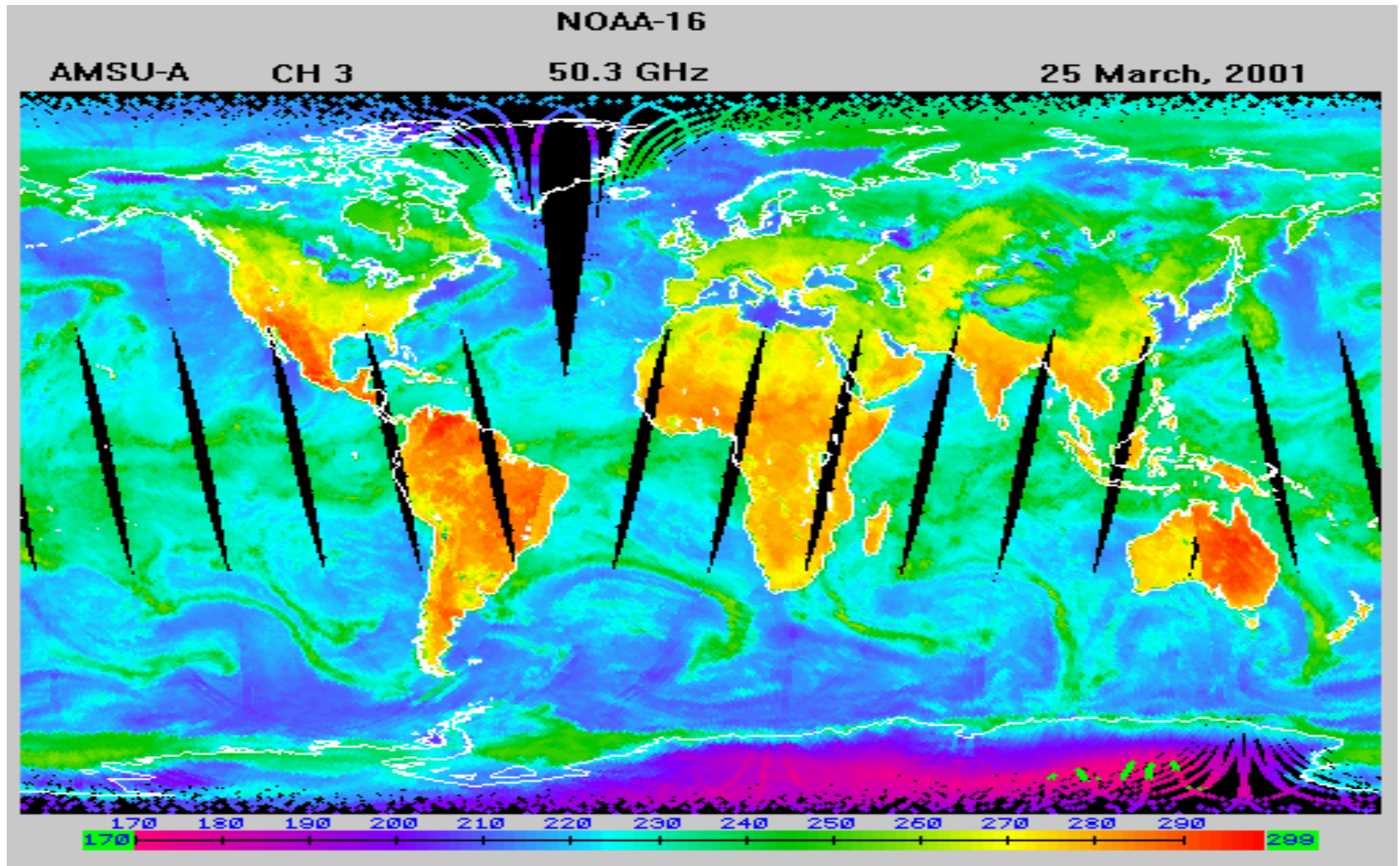
Scan Motion

AIRS SCAN GEOMETRY

- Altitude: 705 km
- Scan Period: 2.667 s
- Ground Footprints: 90/Scan

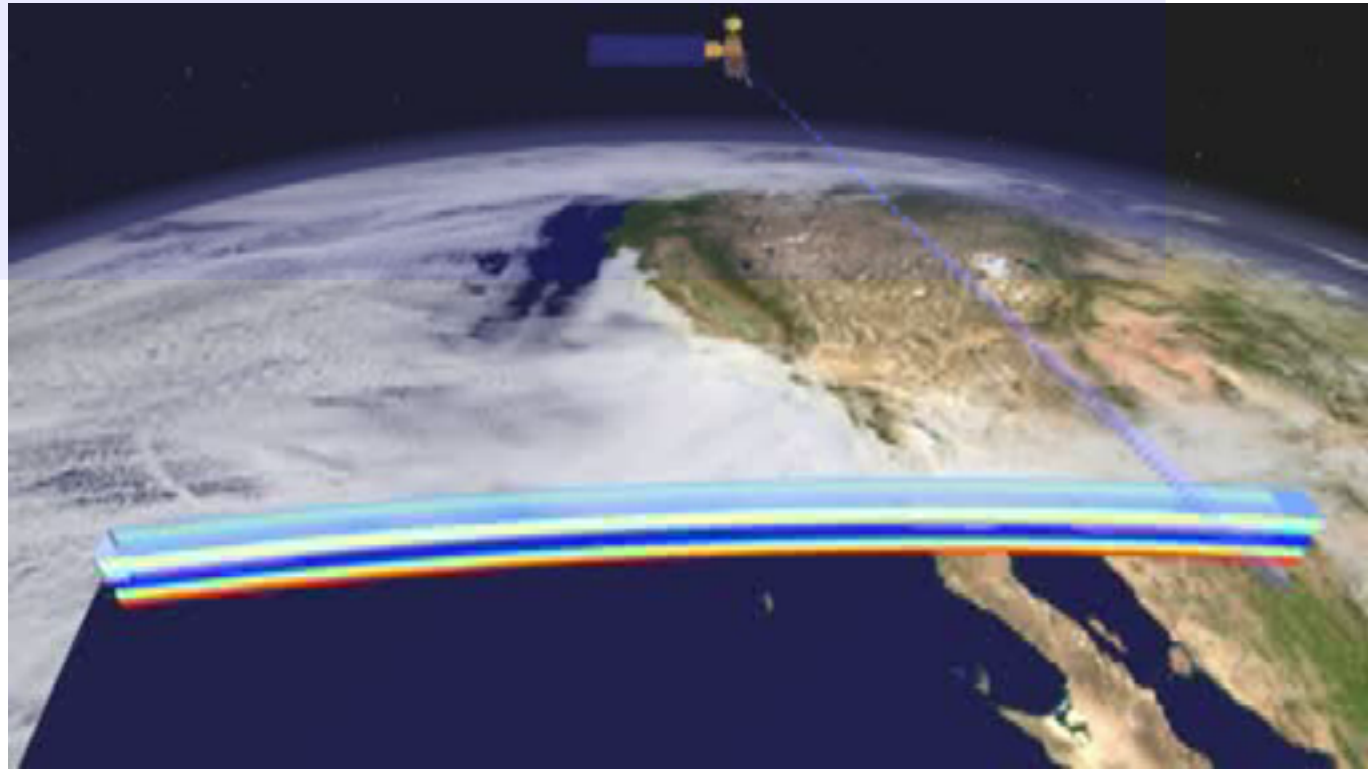
Direction of Flight

Brightness temperature (K) From AMSU-A Channel 3



Radiation Measurements to Vertical Soundings

- AIRS and AMSU data combined to create vertical soundings of temperature and humidity
- Air and/or water vapor at various heights (pressures) contribute to the total radiation measurement viewed from space.
- The contribution peaks at different pressures for different wavelengths



Pomiar temperatury z orbity odbywa się za pomocą pomiaru natężenia mikrofal wyprodukowanych przez atmosferyczny tlen.

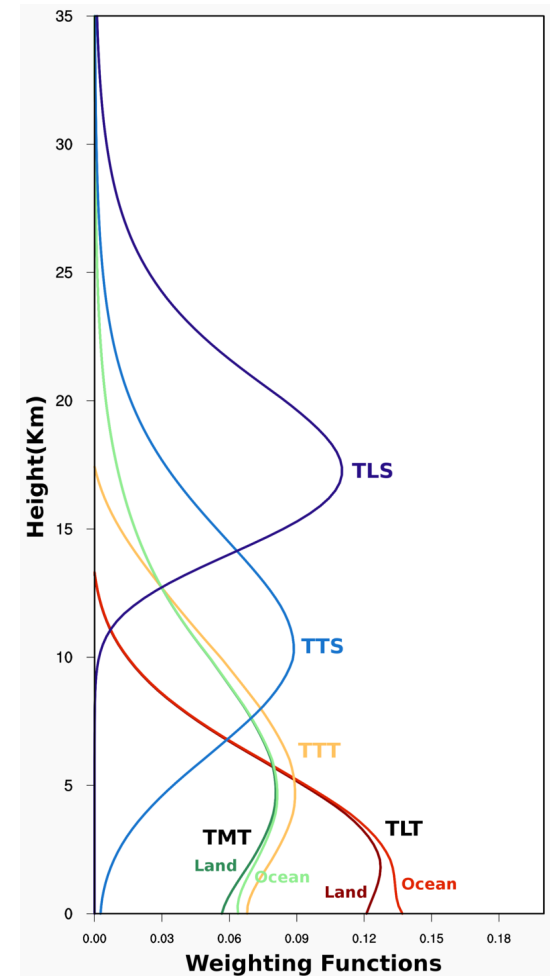
Pomiary te są prowadzone regularnie od 1979 roku, gdy pierwsze mikrofalowe detektory zostały umieszczone na satelitach NOAA.

$W(0)$, $T(0)$ – waga i temperatura powierzchniowa
 $W(z)$, $T(z)$ – waga i temperatura na wysokości z

$$T_B = W(0)T(0) + \int_0^{TOA} W(z)T(z) dz$$

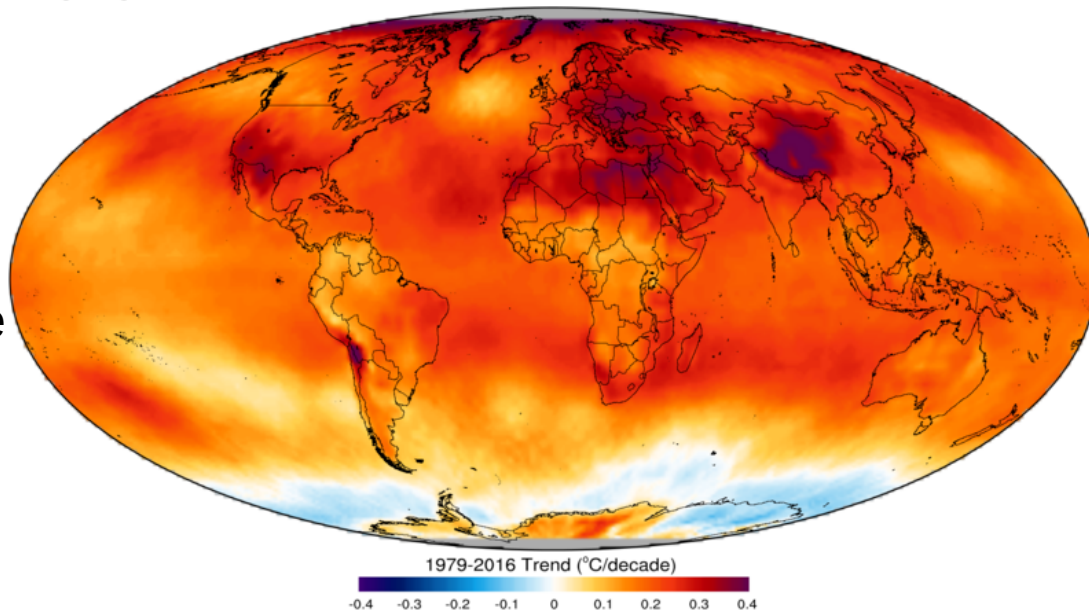
Funkcje wag zależą od wielu czynników i są przedmiotem sporów oraz prac kalibracyjnych wielu zespołów.

https://en.wikipedia.org/wiki/MSU_temperature_measurements

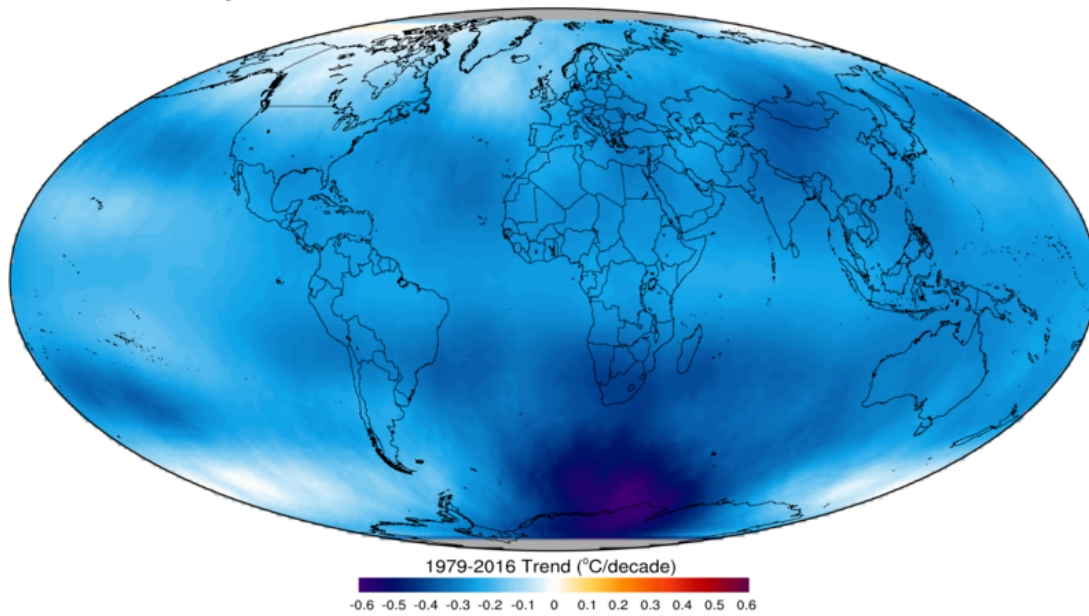


Troposphere

Tempo zmiany temperatury
w latach 1979-2016
w przeliczeniu na stopnie/dekadę
na podstawie badań
satelitarnych.



Lower Stratosphere



Radiometryczne obrazowanie wielo-spektralne

MADRAS

Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures



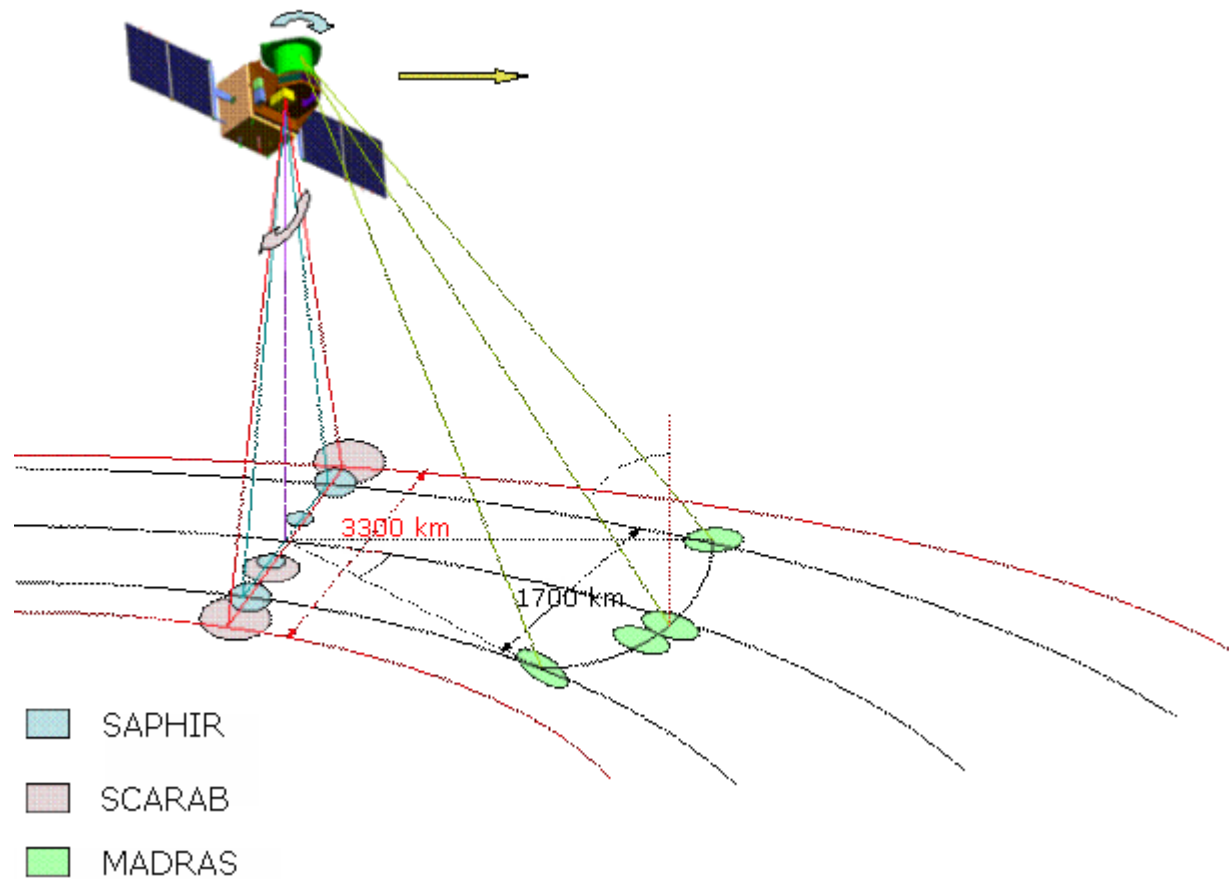
Parametry satelity Megha-Tropiques:

- CNES / ISRO
- Orbita LEO 860km, nachylenie 20 stopni
- Start: 2011
- Równoczesne obserwacje: atmosferycznej pary wodnej, wody skondensowanej (chmur i deszczu) oraz bilansu promieniowania;
- Możliwość obserwacji tych samych obszarów 3-5 razy na dobę;
- 3 główne instrumenty:
 - Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures
 - Sounder for Probing Vertical Profiles of Humidity
 - Scanner for Radiation Budget

Radiometryczne obrazowanie wielo-spektralne

MADRAS

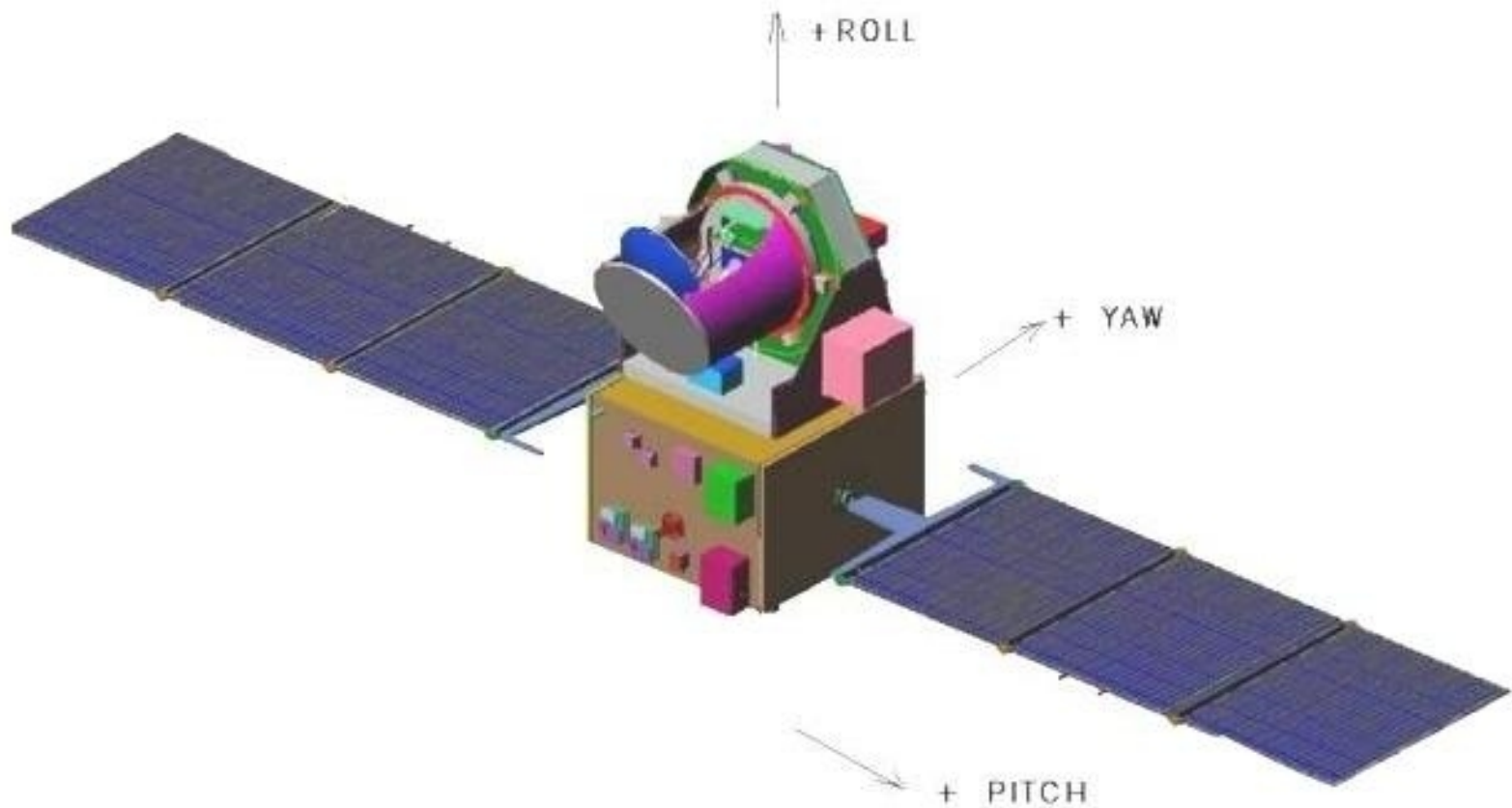
Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures



Radiometryczne obrazowanie wielo-spektralne

MADRAS

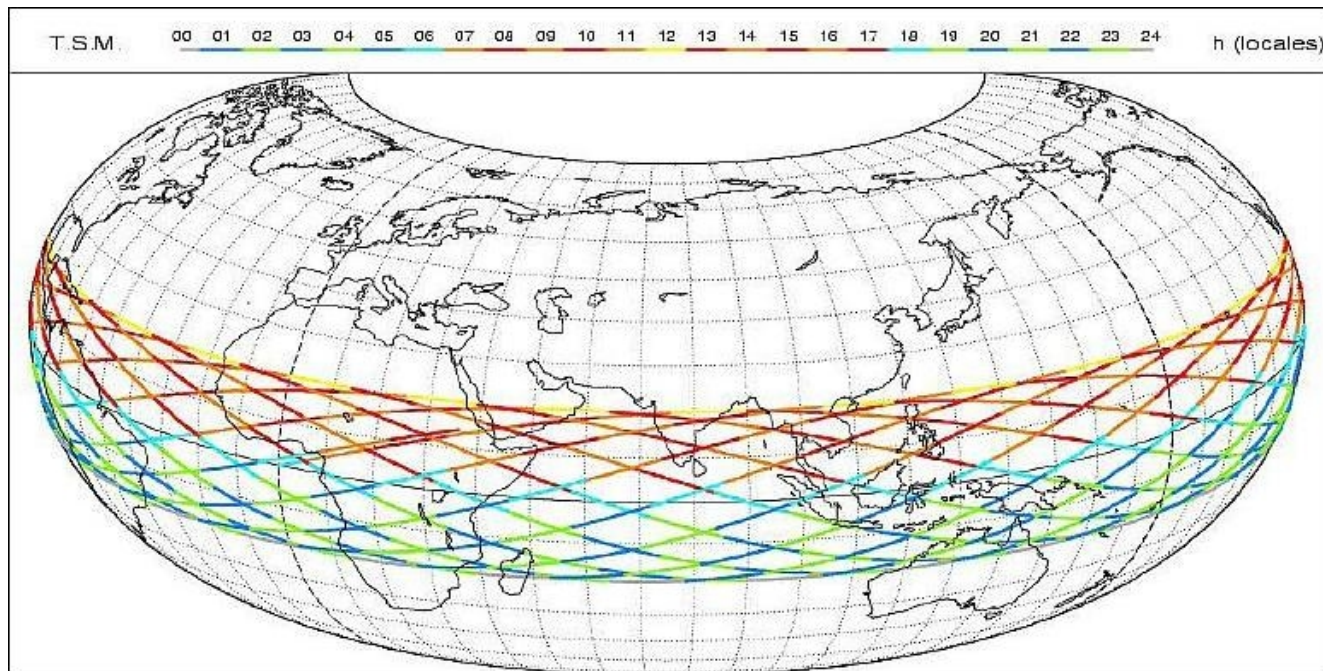
Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures



Radiometryczne obrazowanie wielo-spektralne

MADRAS

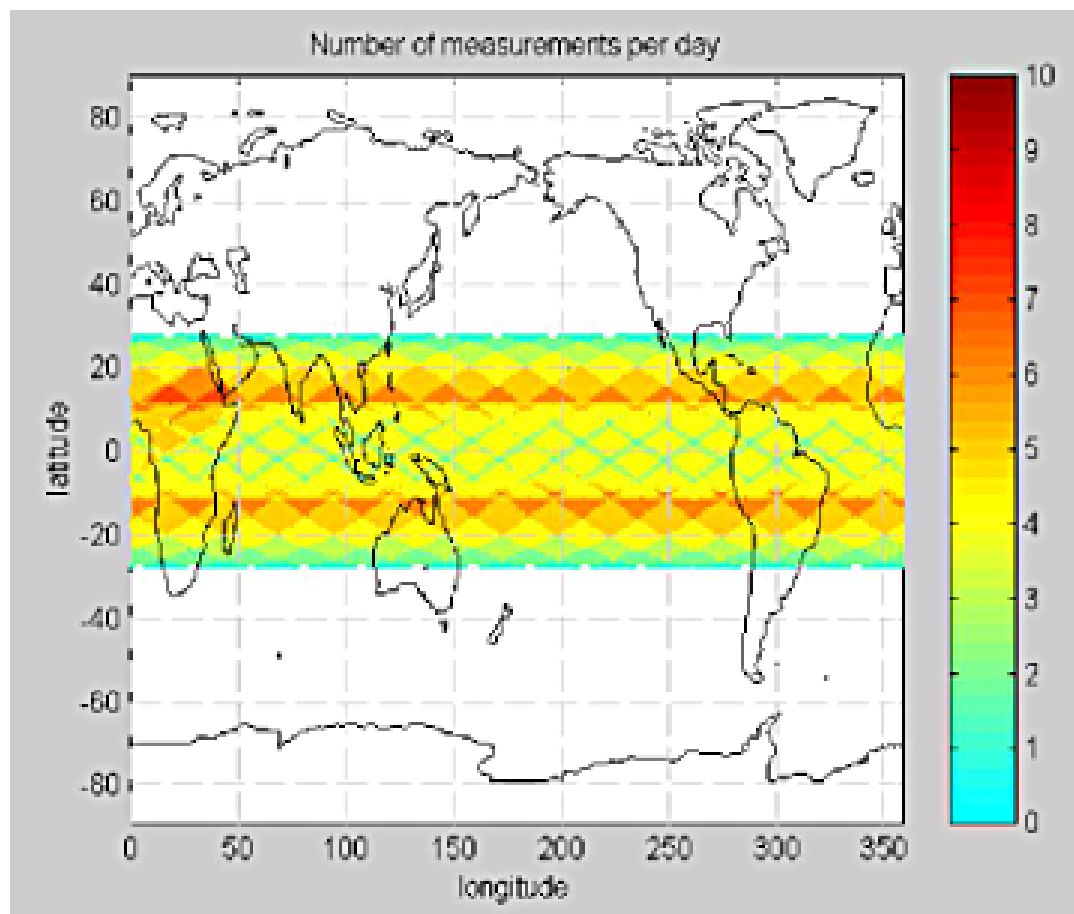
Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures



Radiometryczne obrazowanie wielo-spektralne

MADRAS

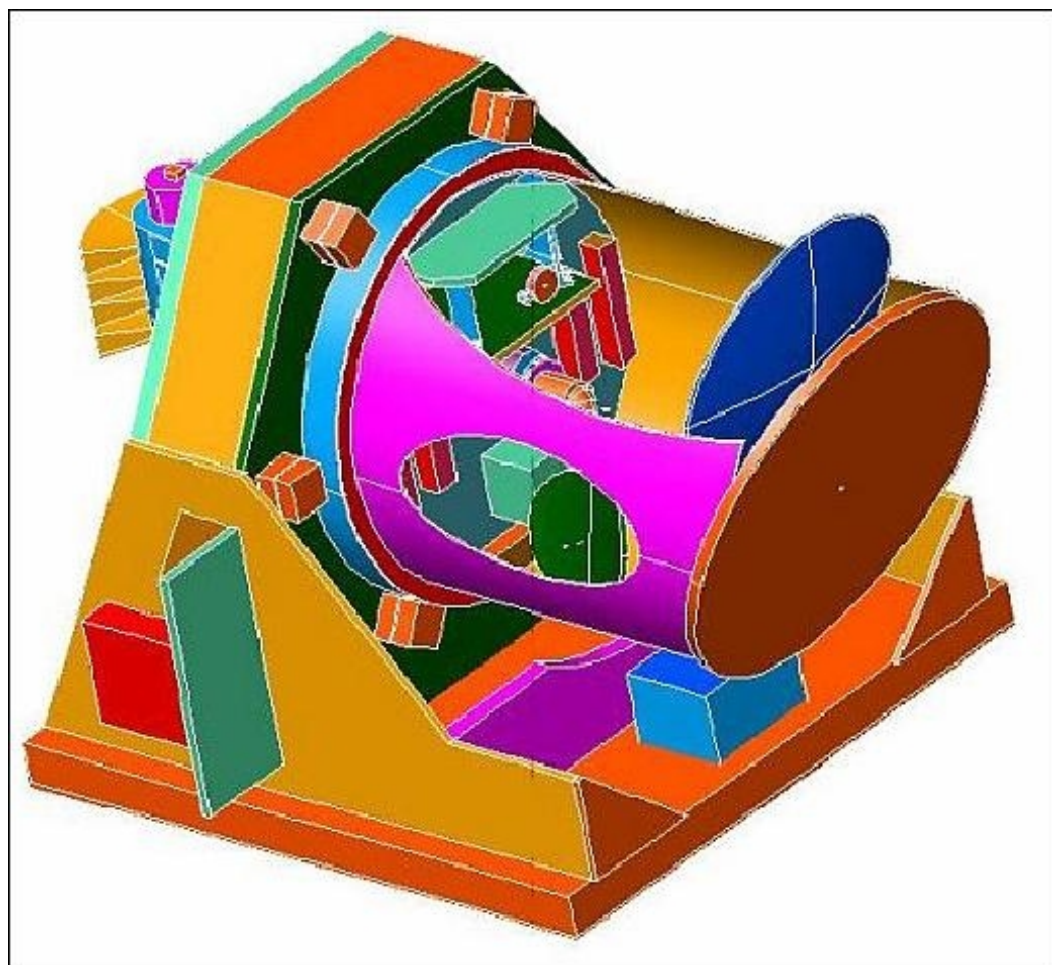
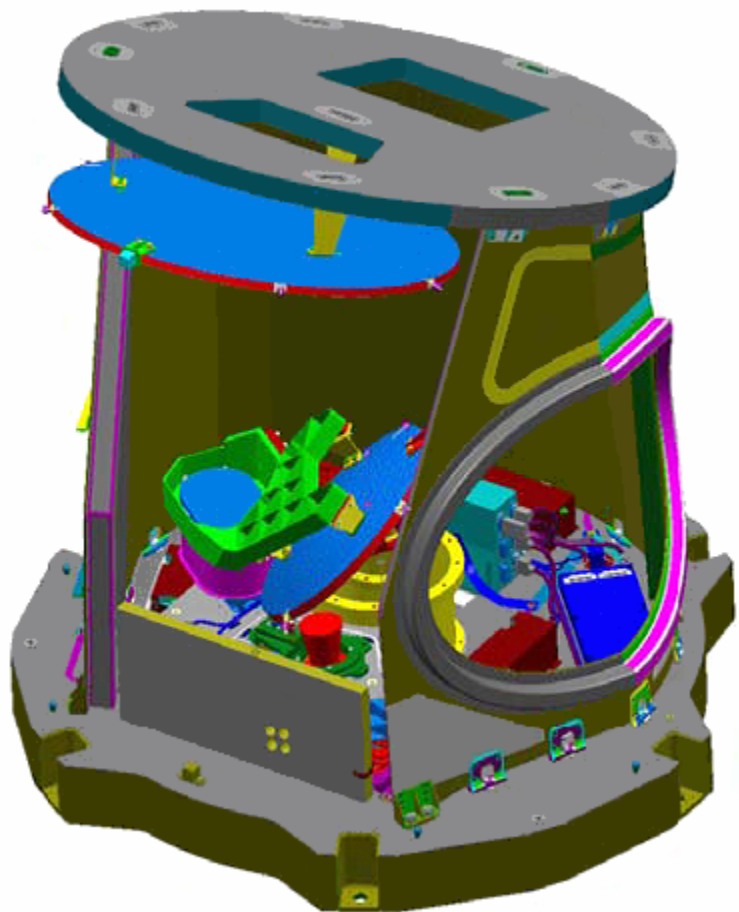
Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures



Radiometryczne obrazowanie wielo-spektralne

MADRAS

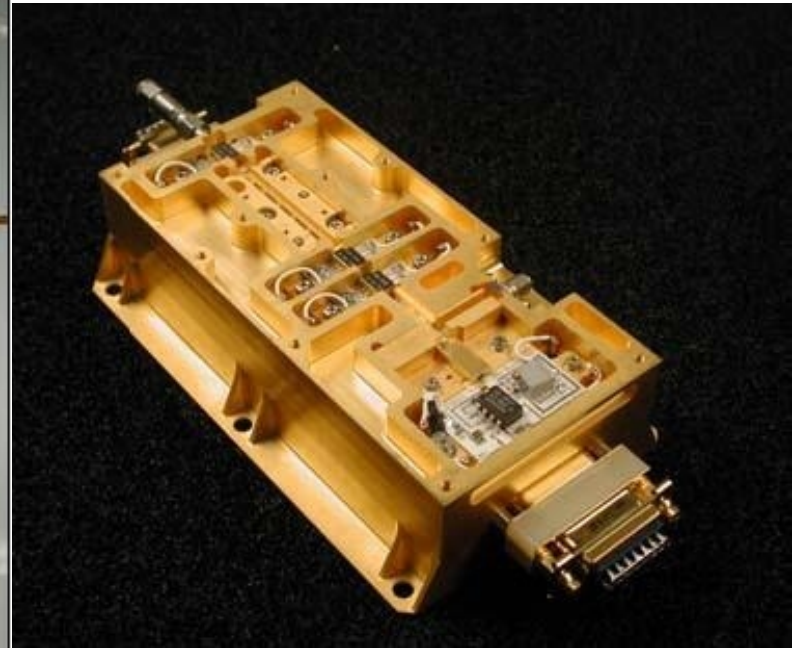
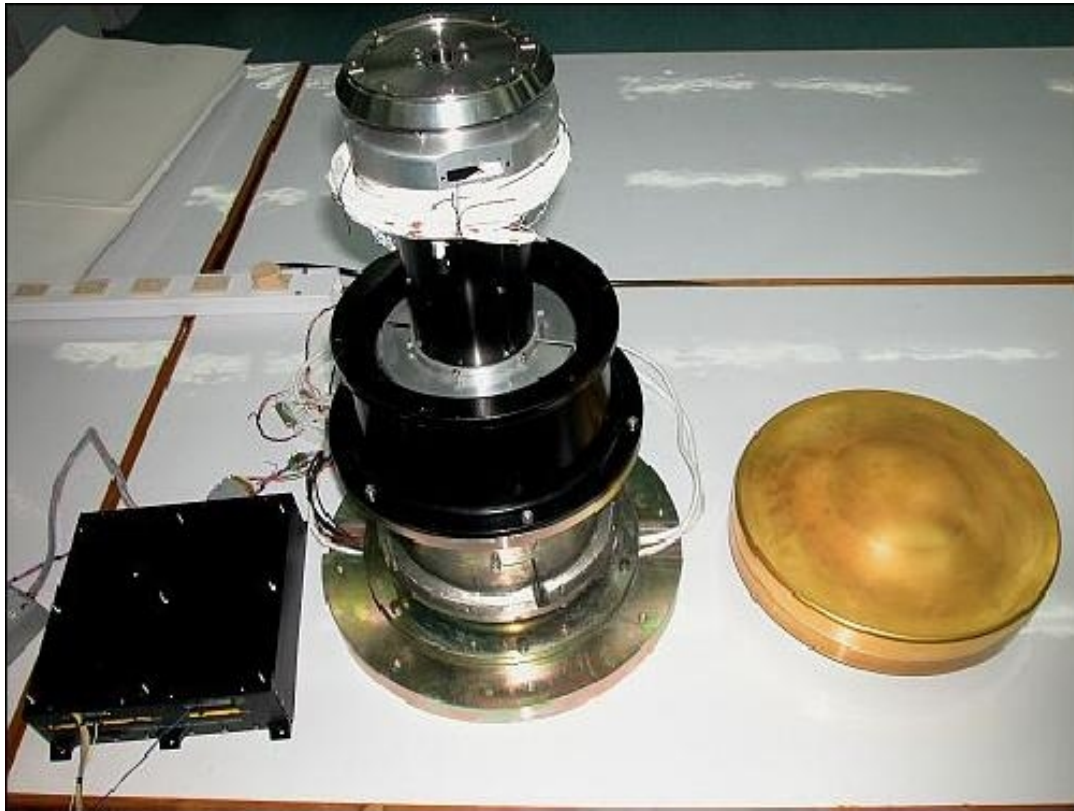
Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures



Radiometryczne obrazowanie wielo-spektralne

MADRAS

Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures



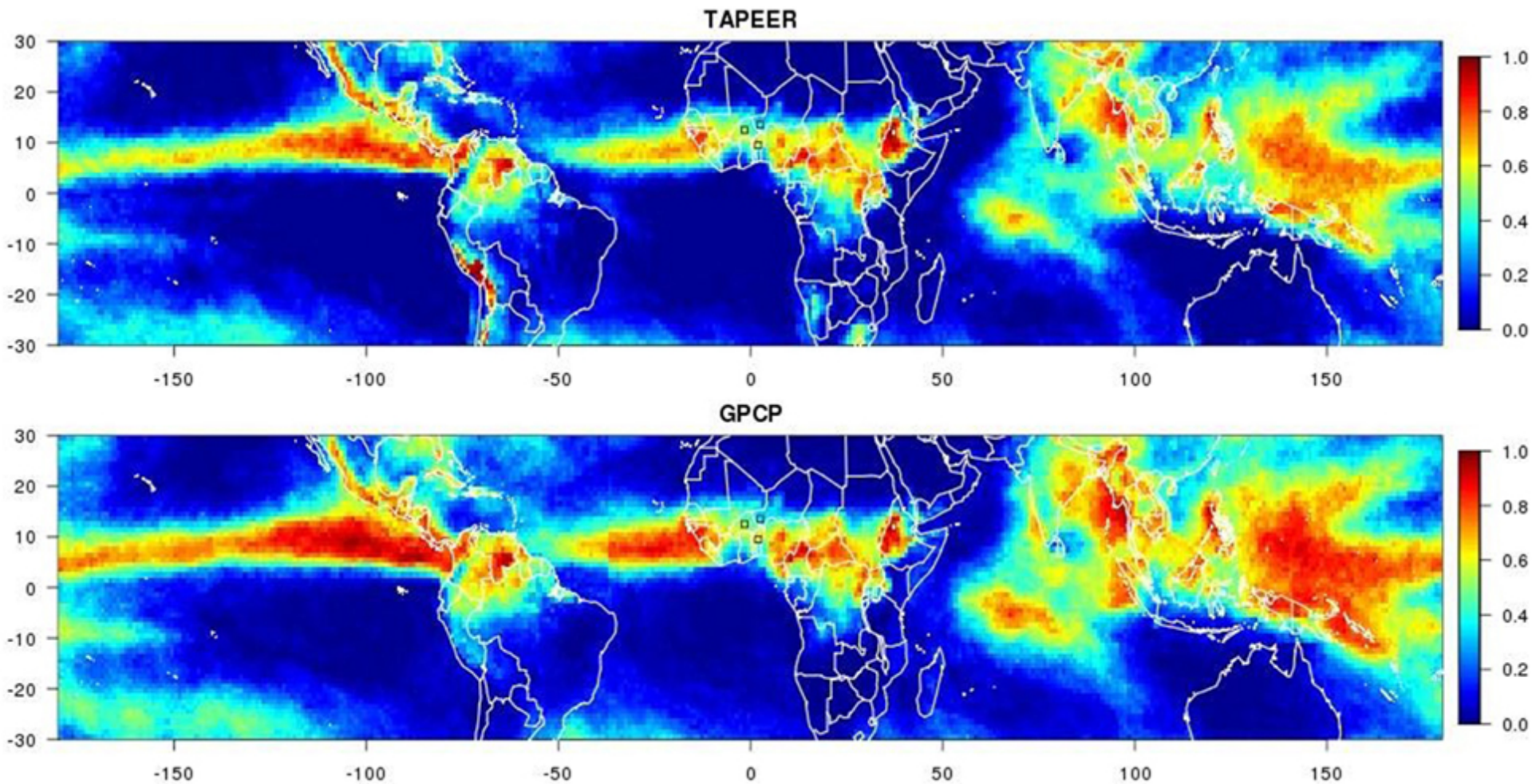
Radiometryczne obrazowanie wielo-spektralne

MADRAS

Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures

Frequencies	Main mission objective
18.7 GHz	Rain above oceans
23.8 GHz	Integrated water vapour
36.5 GHz	Liquid water in clouds, rain above sea
89 GHz	Convective rain areas over land and sea
157 GHz	Ice detection in clouds

Channel nb.	Frequencies	Polarization	Spatial resolution (km)
M1	18.7 GHz	H + V	40
M2	23.8 GHz	V	40
M3	36.5 GHz	H + V	40
M4	89 GHz	H + V	10
M5	157 GHz	H + V	6



Ułamek dni z opadami powyżej 1mm/dobę w sezonie JJAS (June-Sep).
TAPPER: The Tropical Amount of Precipitation with an Estimation of Error
GPCP: Global Precipitation Climatology Project