



## III. Atmosfera

### 2. Temperatura powietrza



## Promieniowanie Ziemi i atmosfery

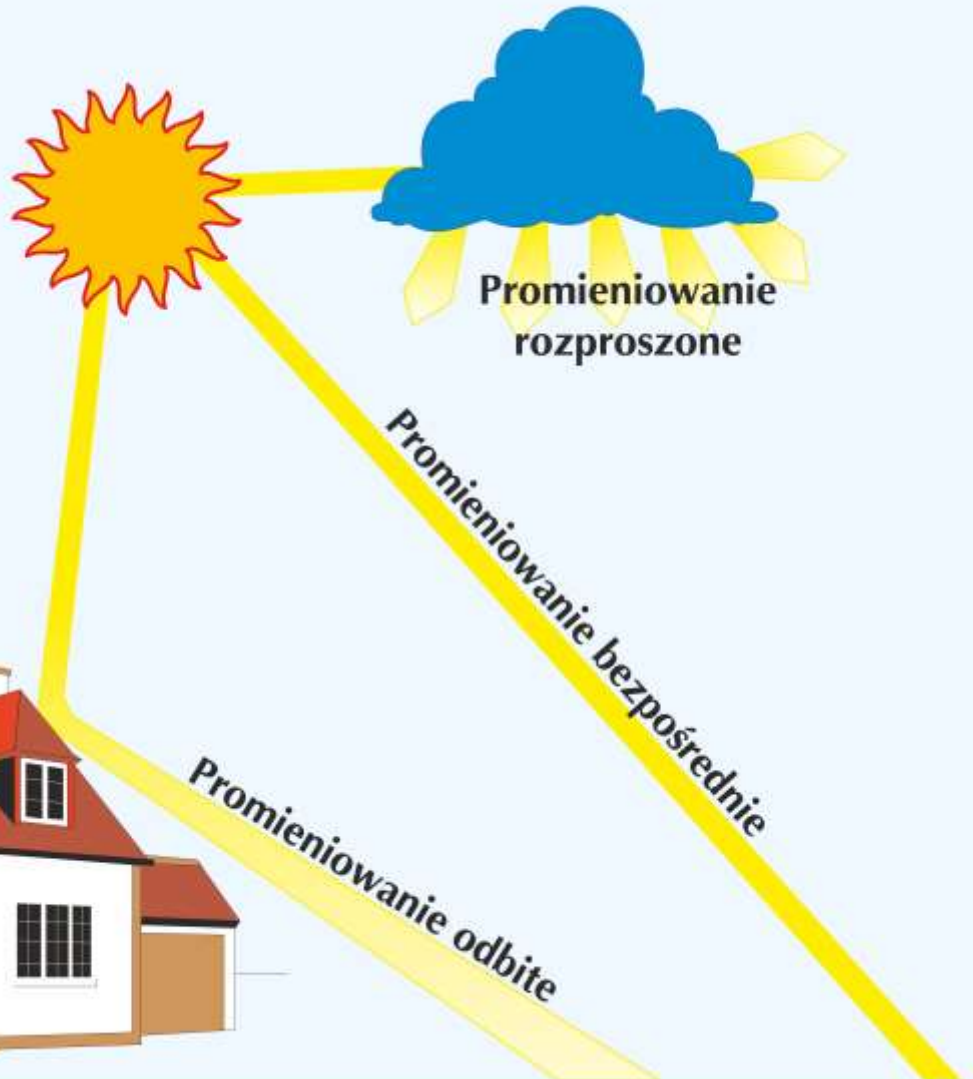
# Promieniowanie Ziemi i atmosfery

- **Głównym źródłem energii dla powierzchni Ziemi**, a za jej pośrednictwem również dla atmosfery, jest **Słońce**.
  - Energia innych gwiazd oraz ciepło płynące z wnętrza Ziemi mają znaczenie marginalne.
- Natężenie promieniowania słonecznego na górnej granicy atmosfery zmienia się nieznacznie w ciągu roku, wraz ze zmianami oddalenia Ziemi od Słońca;
  - dlatego określa się je mianem stałej słonecznej.
- W 99% jest to **promieniowanie krótkofalowe** (o dł. fali 0,1-4,0 nm),
  - w pozostałej części – promieniowanie elektromagnetyczne o innych długościach fal oraz promieniowanie korpuskularne (promieniowanie jądrowe, alfa, beta).



## A. Promieniowanie całkowite

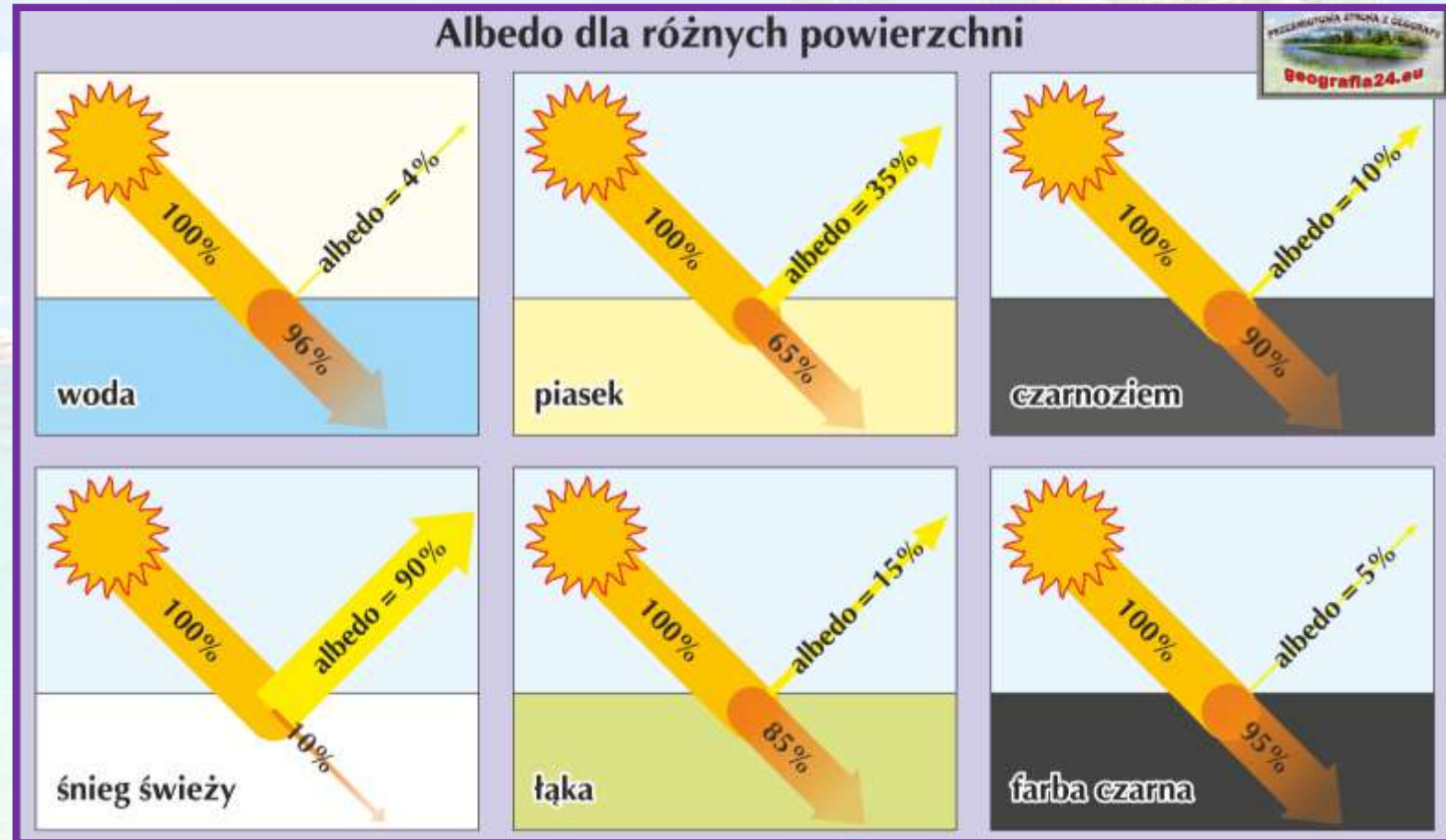
→ **Promieniowanie całkowite** dochodzące do powierzchni Ziemi (czyli suma **promieniowania bezpośredniego** i **rozproszonego**) jest przez nią pochłaniane i odbijane.



# A. Promieniowanie całkowite

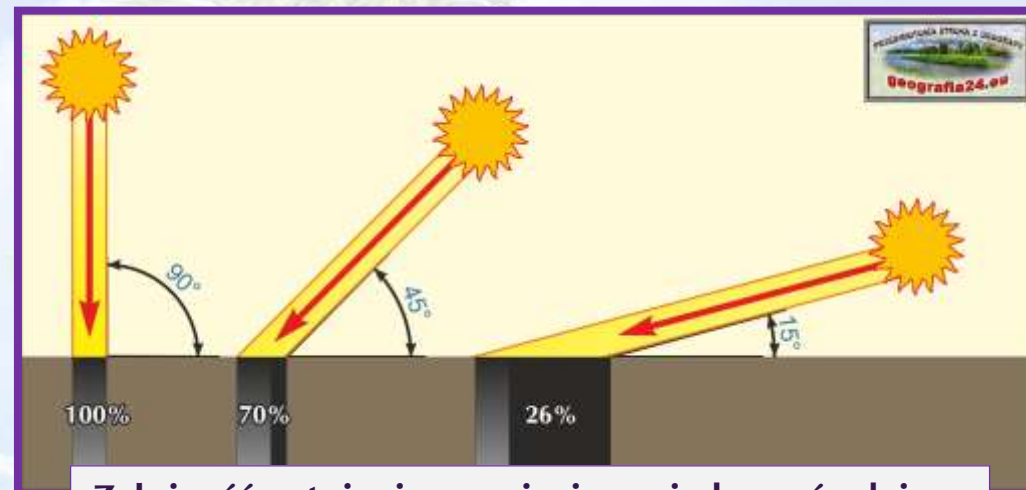
Rodzaj powierzchni	Albedo (w %)
śnieg świeży	90
lód lodowcowy	30
piasek	35
granit	30
wapień	45
gleba	10-30
łąka	15
pole uprawne	15-25
las liściasty	15
las iglasty	10
bagno	10
asfalt	5-20
farba biała	90
farba czarna	5

- Każdy rodzaj podłoża w odmiennym stopniu absorbuje i odbija promieniowanie słoneczne, czyli ma charakterystyczne dla siebie **albedo**.
- **albedo** (łac. *albedo* – biel) stosunek natężenia promieniowania słonecznego **odbitego** od danej powierzchni i **dochodzącego** do niej.
- Zależy od rodzaju i barwy powierzchni oraz od kąta padania i długości fali promieniowania słonecznego.

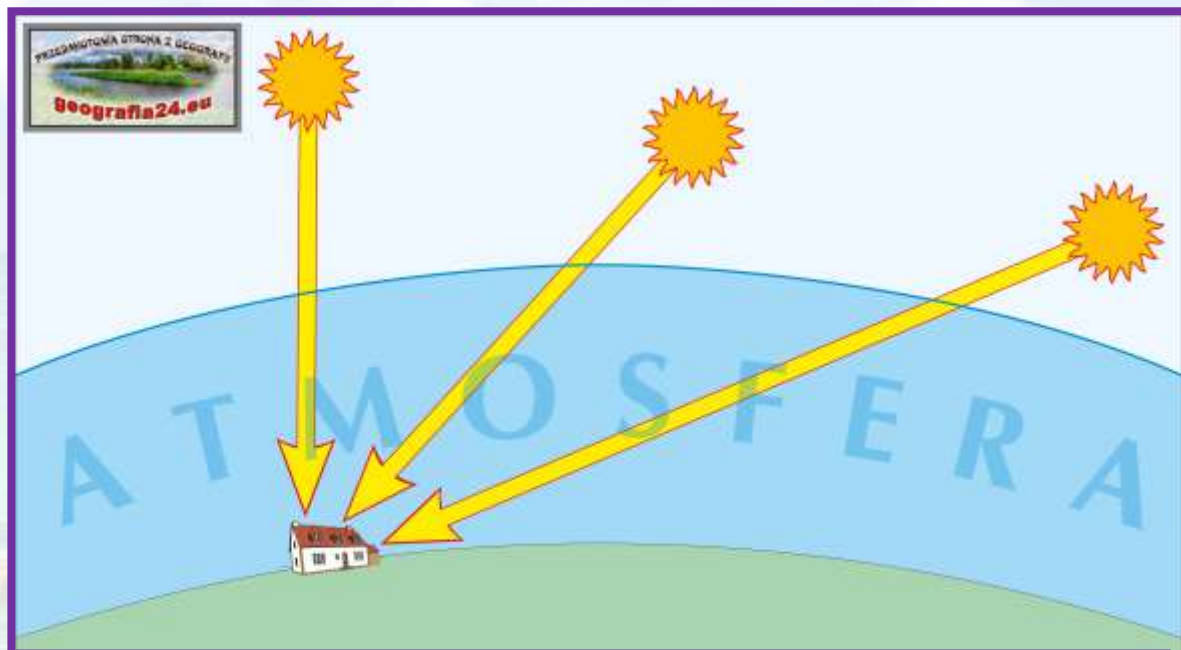


# Promieniowanie bezpośrednie

- Do powierzchni Ziemi przenika bezpośrednio 53% ogólnej ilości promieniowania słonecznego dochodzącego do górnej granicy atmosfery (**promieniowanie bezpośrednie**).
- Reszta jest pochłaniana przez atmosferę, odbijana od zewnętrznej strony chmur i od cząsteczek powietrza, bądź też rozprasza się i dociera do powierzchni Ziemi z opóźnieniem.
- Natężenie promieniowania bezpośredniego zależy głównie od pory roku, a zatem od kąta padania promieni słonecznych.



Zależność natężenia promieniowania bezpośredniego od kąta padania promieni słonecznych



Droga promieni słonecznych w atmosferze w ciągu dnia. Im niżej znajduje się Słońce nad horyzontem, tym długość drogi promieni słonecznych w atmosferze jest większa

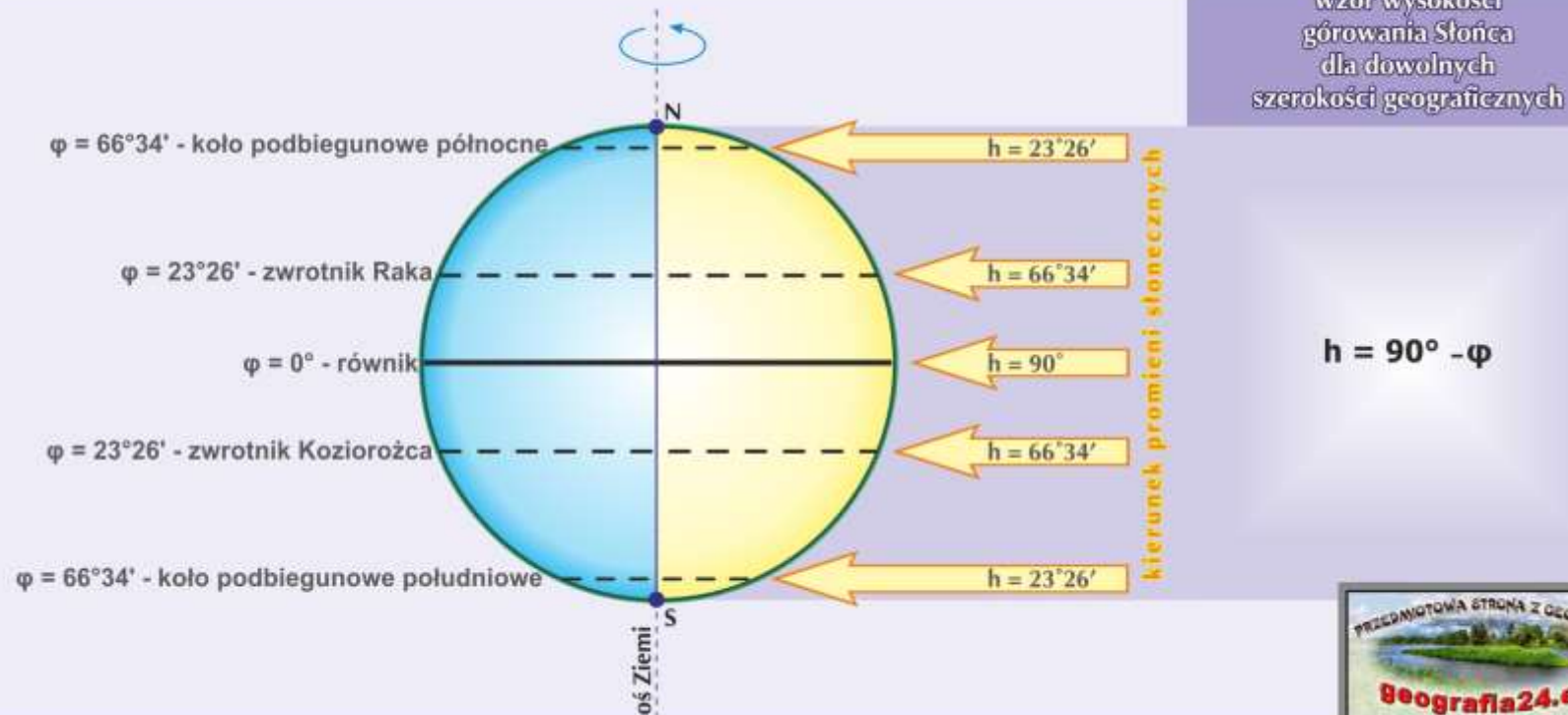


# Promieniowanie bezpośrednie – wpływ kąta padania promieni słonecznych

- Ziemia znajduje się przez cały czas w wiązce równoległe biegnących promieni słonecznych.
- W związku z tym, że jej powierzchnia ma kształt sferyczny, padają one pod różnymi kątami w poszczególnych szerokościach geograficznych, coraz mniejszymi w miarę zbliżania się do biegunów.
- Dlatego też obszary okołorównikowe są bardzo gorące,
  - natomiast okołobiegunowe bardzo zimne.
- Różnice temperatury między nimi łagodzi w pewnym stopniu “ruch” Słońca w strefie międzyzwrotnikowej, w którego konsekwencji zmieniają się kąty padania promieni słonecznych w ciągu roku.

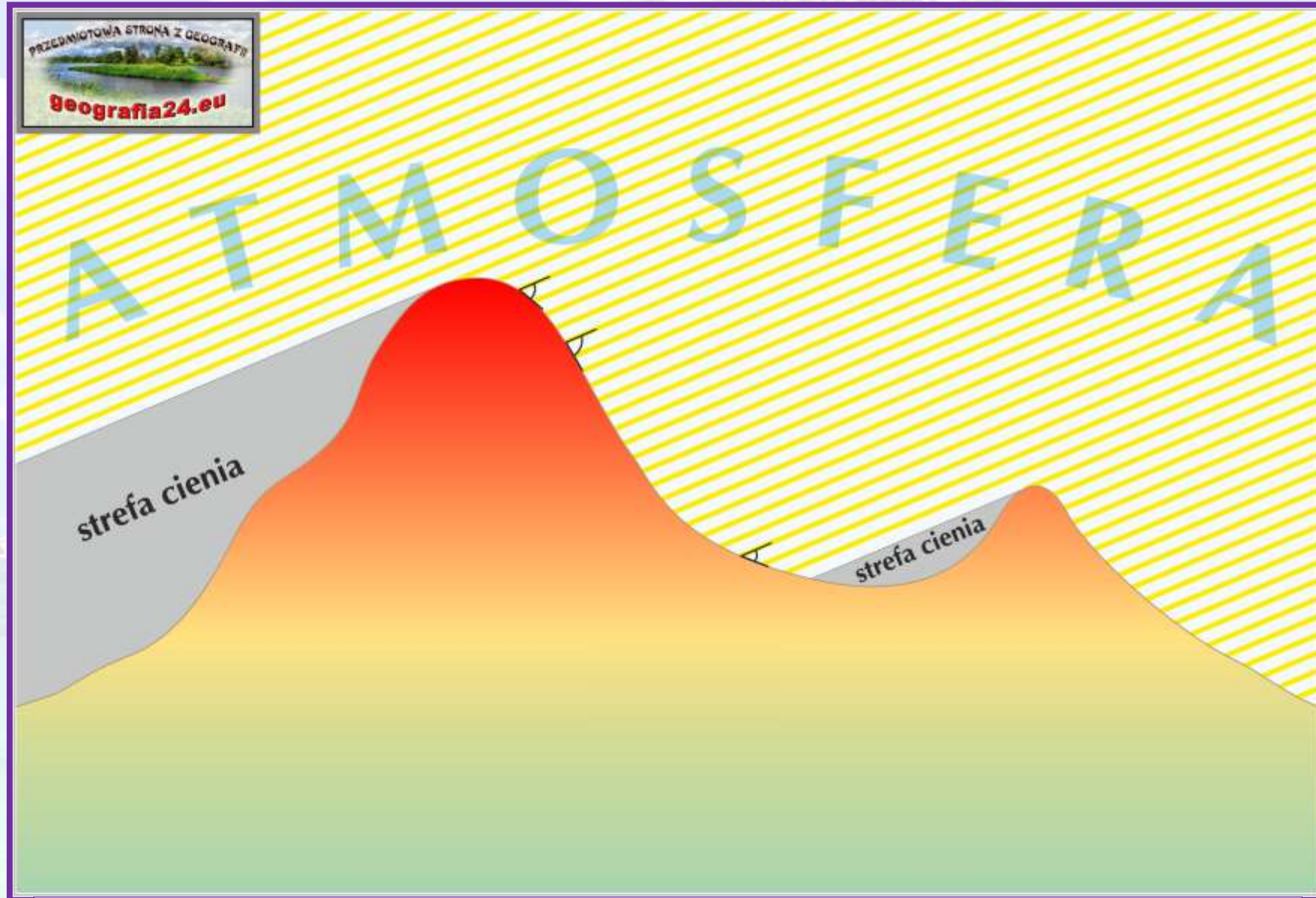
Wysokość górowania słońca w dniach równonocy

21 marca i 23 września



# Promieniowanie bezpośrednie – wpływ ekspozycji stoków

- Na lądach kąt padania promieni słonecznych jest uzależniony od nachylenia i ekspozycji stoków.
- **W wyniku ruchu obrotowego Ziemi** zmienia się również **kąt padania promieni słonecznych w ciągu dnia** (mierzony w płaszczyźnie dziennego ruchu Słońca) oraz długość ich drogi w atmosferze.
- W rezultacie:
  - **najwięcej energii słonecznej** doływa do powierzchni Ziemi w południe słoneczne,
  - **najmniej rano i wieczorem** – szczególnie w miejscach położonych w **strefie cienia** (wzniesienia uniemożliwiają bezpośrednie dotarcie w dane miejsce).



Zróżnicowanie kąta padania promieni słonecznych w zależności od nachylenia i ekspozycji stoków



# Promieniowanie rozproszone

- Z ogólnej ilości promieniowania słonecznego dochodzącego do górnej granicy atmosfery część rozprasza się w atmosferze.
- Z czasem jednak większość dociera do powierzchni Ziemi w postaci **promieniowania rozproszonego**, czyli takiego, którego pierwotny kierunek został zmieniony.



W czasie dużego zachmurzenia nieba promieniowanie dociera głównie jako promieniowanie rozproszone

# Promieniowanie rozproszone

- Największe natężenie osiąga ono w południe słoneczne.
- W dni pochmurne do powierzchni Ziemi dociera wyłącznie promieniowanie rozproszone.
  - Wtedy też, a także przed wschodem i po zachodzie Słońca (czyli o świcie i o zmierzchu), to promieniowanie daje światło.



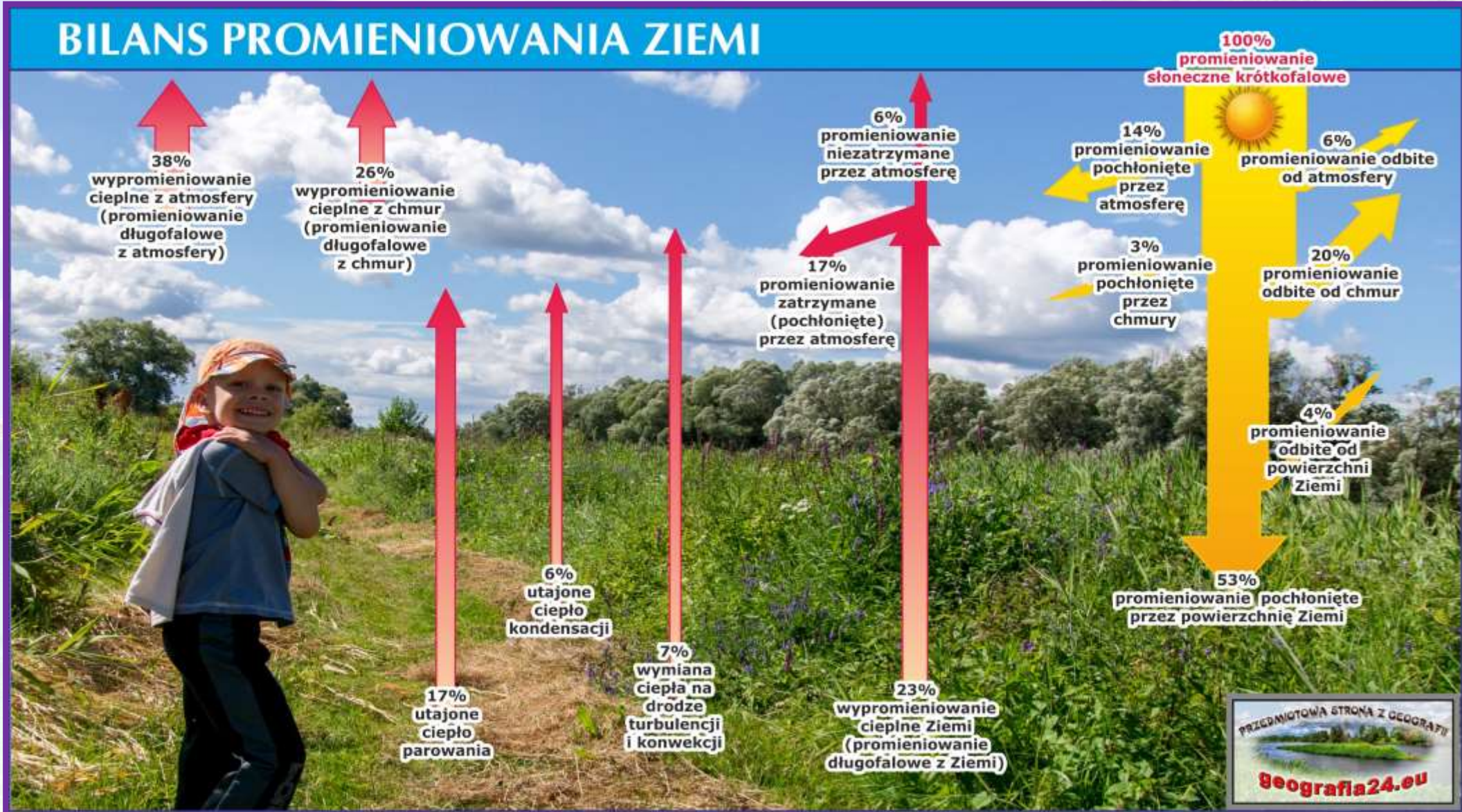
Droga promieni słonecznych przez atmosferę jest najdłuższa w czasie wschodu lub zachodu Słońca



Zmierzch (promieniowanie rozproszone sprawia, że pomimo, iż Słońce jest poniżej horyzontu to jest "jasno")

# Bilans promieniowania Ziemi

→ Ziemia znajduje się w stanie równowagi – dopływ promieniowania krótkofalowego (od Słońca – omówionego we wcześniejszej części prezentacji) jest równoważony przez emisję promieniowania długofalowego (od Ziemi).



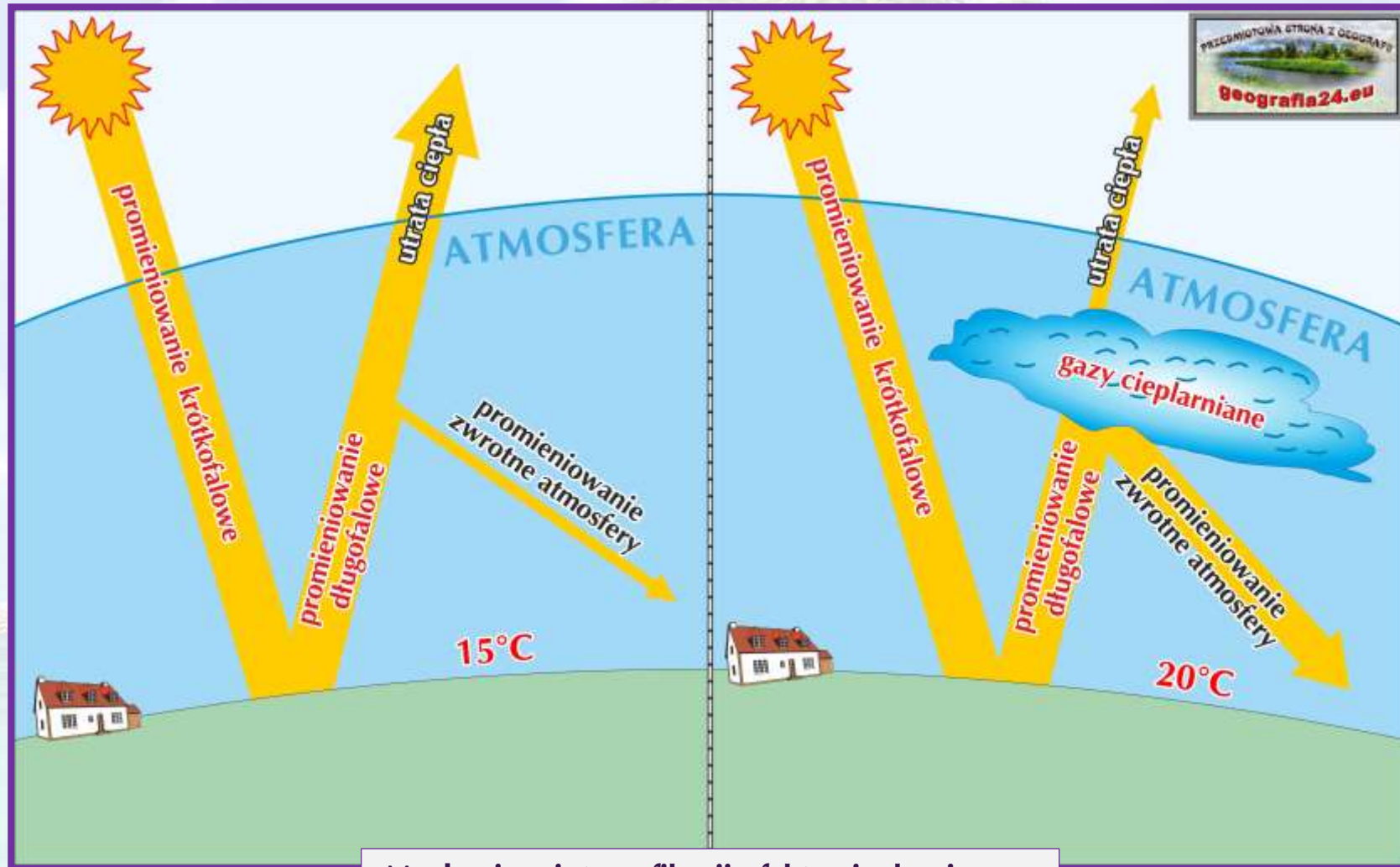
## B. Promieniowanie długofalowe

- Powierzchnia Ziemi nagrzana w wyniku pochłaniania krótkofalowego promieniowania słonecznego staje się źródłem **promieniowania długofalowego (ciepła)**.
- To promieniowanie, emitowane przez całą dobę, jest pochłaniane przez atmosferę, a zwłaszcza przez znajdującą się w niej wodę w różnych stanach skupienia oraz przez dwutlenek węgla.
- Dolne warstwy atmosfery, zawierające zwykle znaczne ilości tych substancji, są więc w stanie dość długo utrzymywać ciepło.
- Ma to duże znaczenie dla podtrzymywania temperatury w okresach, kiedy promieniowanie słoneczne staje się mniej intensywne lub przestaje doptywać, a więc w chłodnym półroczu oraz w nocy.



# Promieniowanie długofalowe – promieniowanie zwrotne

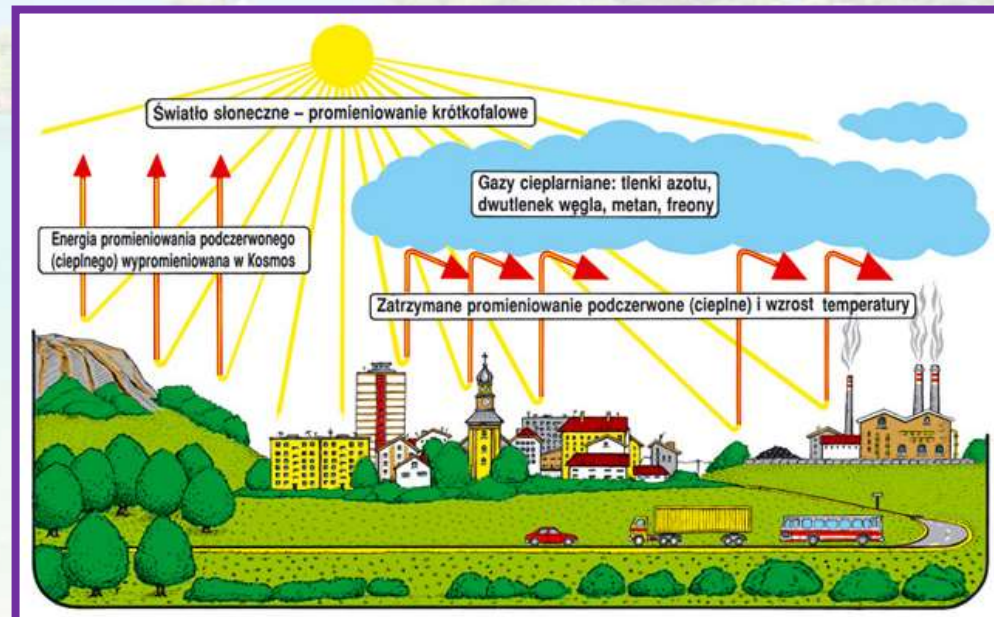
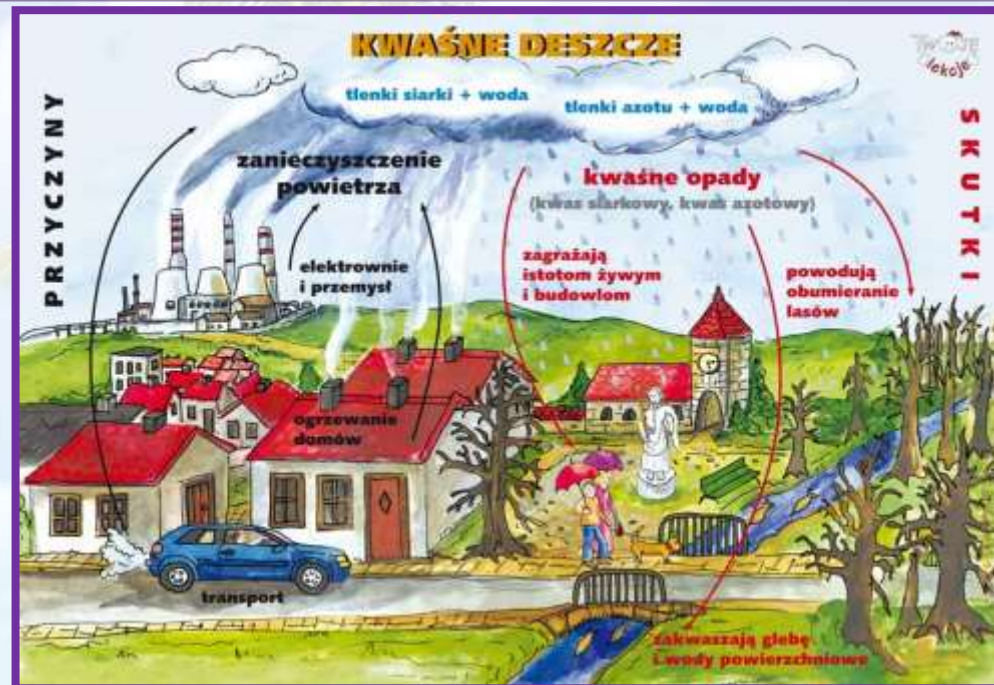
- Ciepło oddawane troposferze przez powierzchnię Ziemi w większości wraca jako **promieniowanie zwrotne** atmosfery.
- Reszta tego ciepła uchodzi do górnych warstw atmosfery i w końcu w przestrzeń międzyplanetarną.
- Natężenie promieniowania zwrotnego zależy nie tylko od ilości ciepła emitowanego przez powierzchnię Ziemi, ale również od zawartości w powietrzu **pary wodnej, dwutlenku węgla oraz różnych zanieczyszczeń**.
- Przy dużym stężeniu tych substancji promieniowanie zwrotne atmosfery nasila się i wpływa na znaczne podwyższenie temperatury przy powierzchni Ziemi – nasilenie **efektu cieplarnianego**.



Mechanizm intensyfikacji efektu cieplarnianego

# Efekt cieplarniany

- **Efekt cieplarniany (szklarniowy)** – podwyższenie temperatury przy powierzchni Ziemi dzięki istnieniu atmosfery.
- Przepuszcza się, że powierzchnia Ziemi pozbawiona powietrznej otuliny miałaby średnią temperaturę ok.  $-15^{\circ}\text{C}$ ,
  - czyli niższą o ponad  $30^{\circ}\text{C}$  od obecnej średniej.
- Główną przyczyną efektu cieplarnianego jest **promieniowanie zwrotne atmosfery**, które rośnie w miarę powiększania się w niej zawartości **wody i pary wodnej** oraz **gazów cieplarnianych** utrzymujących się w powietrzu przez dłuższy czas – **dwutlenku węgla, tlenków azotu, metanu i freonów**.
- Z tego wynika, że ten efekt nasila się szczególnie nad obszarami aglomeracji miejskich, gdzie emisja tych substancji do atmosfery jest duża, a możliwości ich odprowadzania na inne obszary są ograniczone:
  - np. obszary leżące w kotlinach – Ateny, Kraków.





**Wymiana ciepła w atmosferze i przemiany adiabaticzne**

# Wymiana ciepła w atmosferze i przemiany adiabatyczne

- Pomędzy podłożem a atmosferą odbywa się stała wymiana ciepła.
- Przyczyniają się do niej przemiany **fazowe wody** (parowanie, skraplanie), a także **turbulencja** i **konwekcja** oraz wspomniane powyżej **promieniowanie**.
- Temperatura powietrza atmosferycznego zależy więc od dostawy promieniowania słonecznego, czyli podlega zmianom w cyklu rocznym i dobowym.
- Innym czynnikiem wpływającym na temperaturę powietrza jest występowanie **przemian adiabatycznych**, czyli zachodzących bez wymiany ciepła z otoczeniem.





# Turbulencja

- Jednym z efektywniejszych sposobów wymiany ciepła jest **turbulencja**.
- Polega ona na chaotycznym przemieszczaniu się cząsteczek powietrza atmosferycznego, wskutek czego następuje szybkie przenoszenie ciepła między warstwami, zawsze w kierunku od warstw cieplejszych do chłodniejszych.
- Jest to proces, który prowadzi do łagodzenia kontrastów termicznych w przebiegu dobowym.



Silny wiatr, charakterystyczny dla turbulencji

# Konwekcja

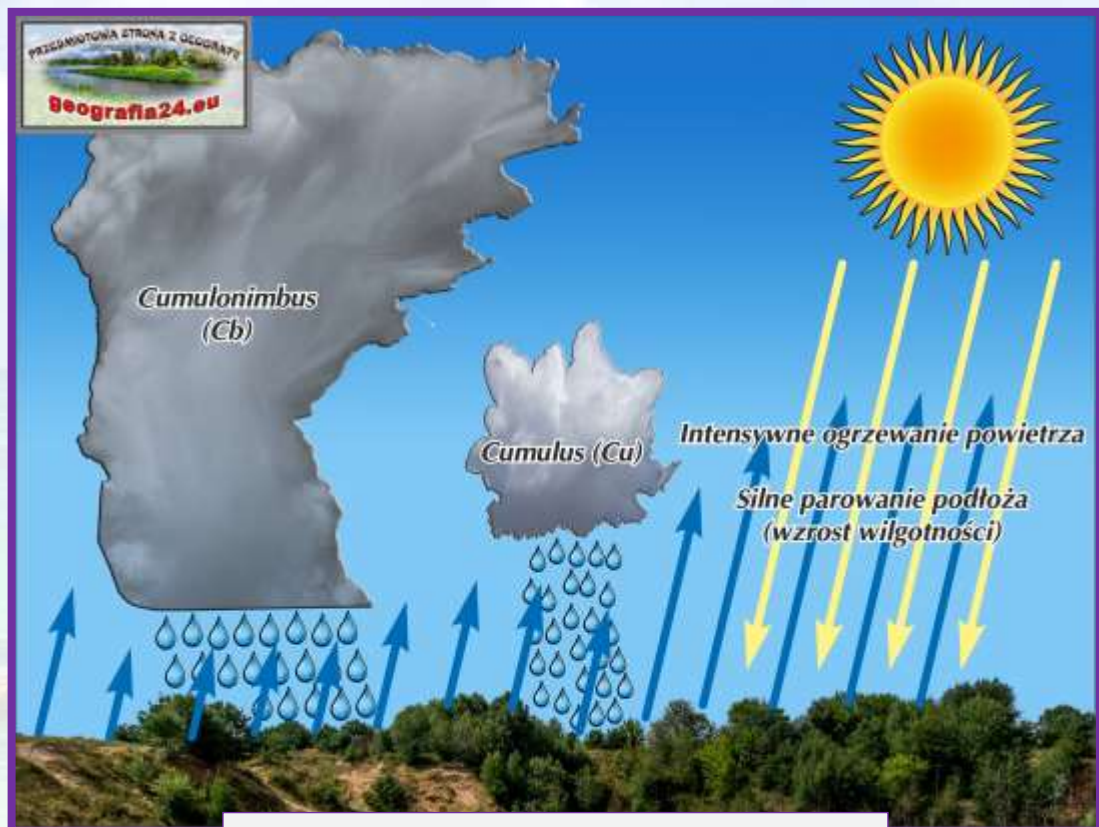
- Ciepło może być przenoszone na duże wysokości (nawet do górnej granicy troposfery) w wyniku ruchów wznoszących, czyli **prądów konwekcyjnych**.
- Ciepłe powietrze cechuje się mniejszą gęstością od powietrza otaczającego, dlatego unosi się do góry.
- Widocznym przejawem tych ruchów są silnie rozbudowane w pionie chmury kłębiaste.
- Ten sposób wymiany ciepła między powierzchnią Ziemi a atmosferą jest najbardziej wydajny.



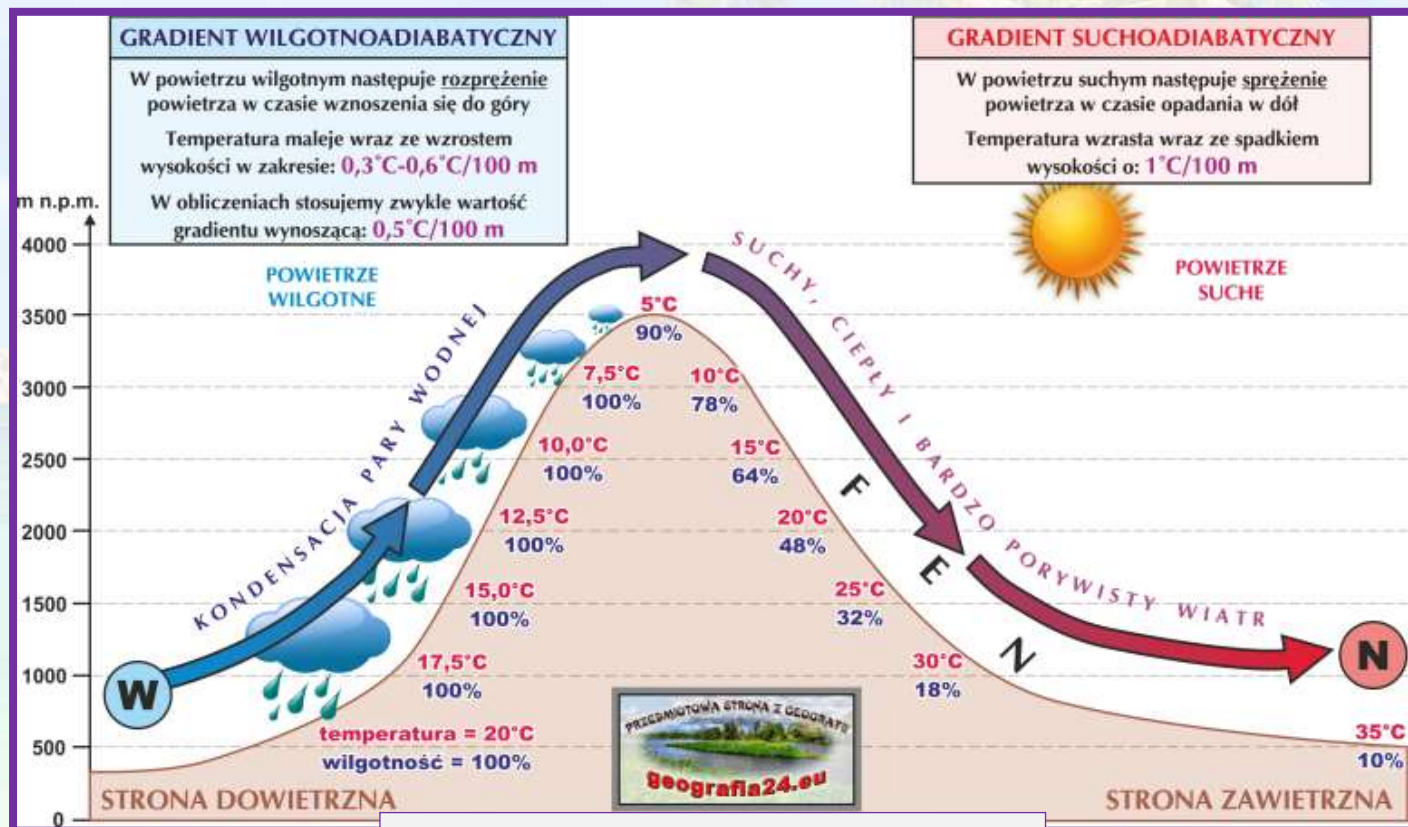
Chmura kłębiasta (cumulonimbus) silnie wypiętrzona. **Prądy konwekcyjne** powodujące rozrost chmur w pionie (ciepłe powietrze unosi się do góry)

# Konwekcja

- **Konwekcja w atmosferze** (łac. *convectio* - unoszenie) – szybkie wznoszenie się dużych objętości powietrza:
  - **konwekcja dynamiczna** albo **wymuszona** – natrafiającego na przeszkody orograficzne (łańcuchy górskie),
  - **konwekcja termiczna** albo **swobodna** – nagrzewającego się od podłoża lub od niżej położonej warstwy troposfery.
- Jest jednym z ważniejszych czynników przemieszczania ciepła pomiędzy warstwami troposfery, a więc wpływa na jej pionowe uwarstwienie termiczne.



Konwekcja termiczna (swobodna)



Konwekcja dynamiczna (wymuszona)

# Adwekcja

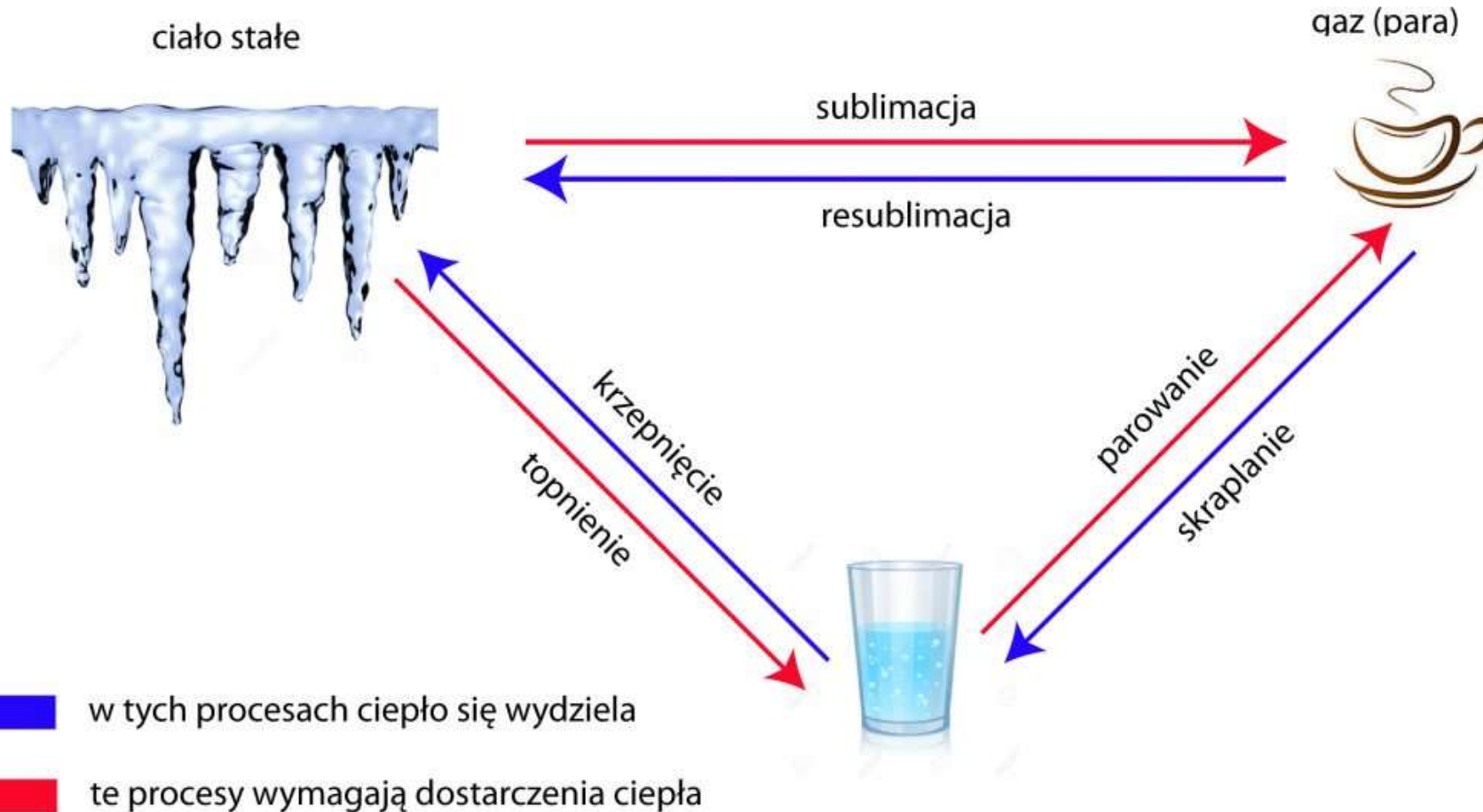
- **Adwekcja** – poziomy ruch powietrza, powstający w wyniku nierównomiernego ogrzewania się powierzchni Ziemi.
- Adwekcja wpływa na zmianę temperatury powietrza danego miejsca, która zmienia się pod wpływem napływającego powietrza o innej temperaturze.
- Tego rodzaju zmiany noszą nazwę **adwekcyjnych**.



ADWEKCJA

# Przemiany fazowe (zmiany stanu skupienia)

- **Przemiany fazowe wody** – **zmiany stanu skupienia** – to kolejny proces powodujący wymianę ciepła w atmosferze.
- W wyniku dostarczenia ciepła do Ziemi dochodzi do **parowania wody** z jej powierzchni (**utajone ciepło parowania**).
- Podczas skraplania pary wodnej następuje oddanie ciepła atmosferze (**jawne ciepło kondensacji**).
- Rzadko ma miejsce taka sytuacja, że skroplenie następuje w tym samym miejscu, z którego pochodzi para wodna.
- Dochodzi więc do rozprowadzania ciepła.



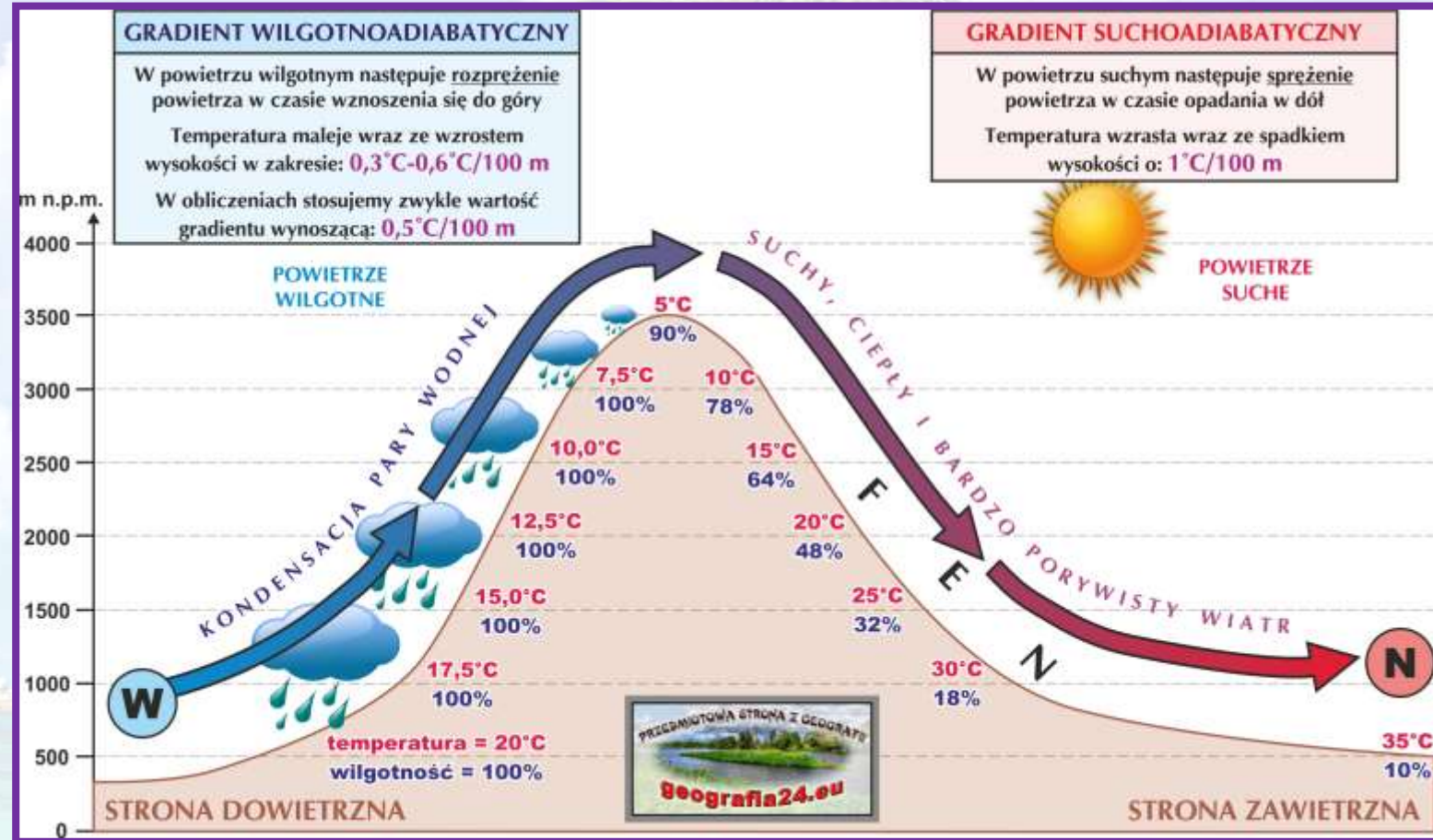
# Przemiany adiabaticzne

- Temperatura powietrza w troposferze zmienia się również bez udziału wymiany ciepła z otoczeniem, czyli w wyniku **przemian adiabaticznych**.
- Jej spadek lub wzrost jest wówczas rezultatem zmian ciśnienia w przestrzeni zajmowanej przez przemieszczającą się pionowo masę powietrza (rozprężania się powietrza lub jego sprężania).



# Przemiany adiabaticzne

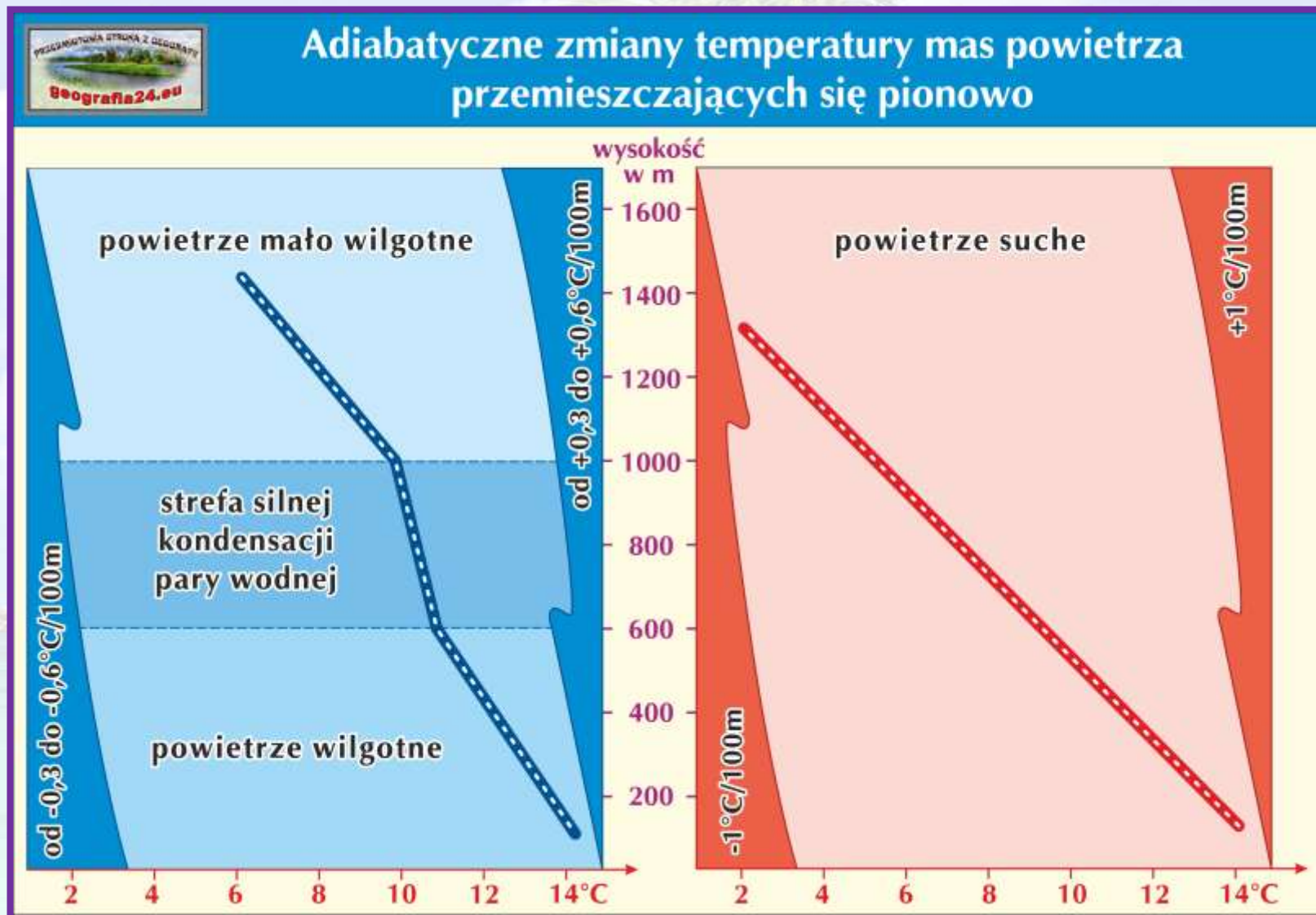
- Adiabaticzne zmiany temperatury zależą od wilgotności powietrza.
- W suchym powietrzu dochodzą do  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  – **gradient suchoadiabaticzny**.
- W powietrzu nasyconym parą wodną są powolniejsze, ponieważ adiabaticzne ochładzanie wznoszącego się powietrza jest spowalniane w wyniku oddawania ciepła przez kondensowaną parę wodną, zaś adiabaticzne ocieplanie opadającego powietrza jest ograniczane w związku z zużyciem części energii na przemianę kropelek wody w parę wodną.
- W rezultacie **gradient wilgotnoadiabaticzny** wynosi ok.  $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  ( $0,3\text{-}0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ).



# Adiabatyczne zmiany temperatury

→ W powietrzu suchym temperatura wraz ze wzrostem wysokości maleje w sposób stosunkowo równomierny – przeciętnie o  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  – **gradient suchoadiabatyczny**.

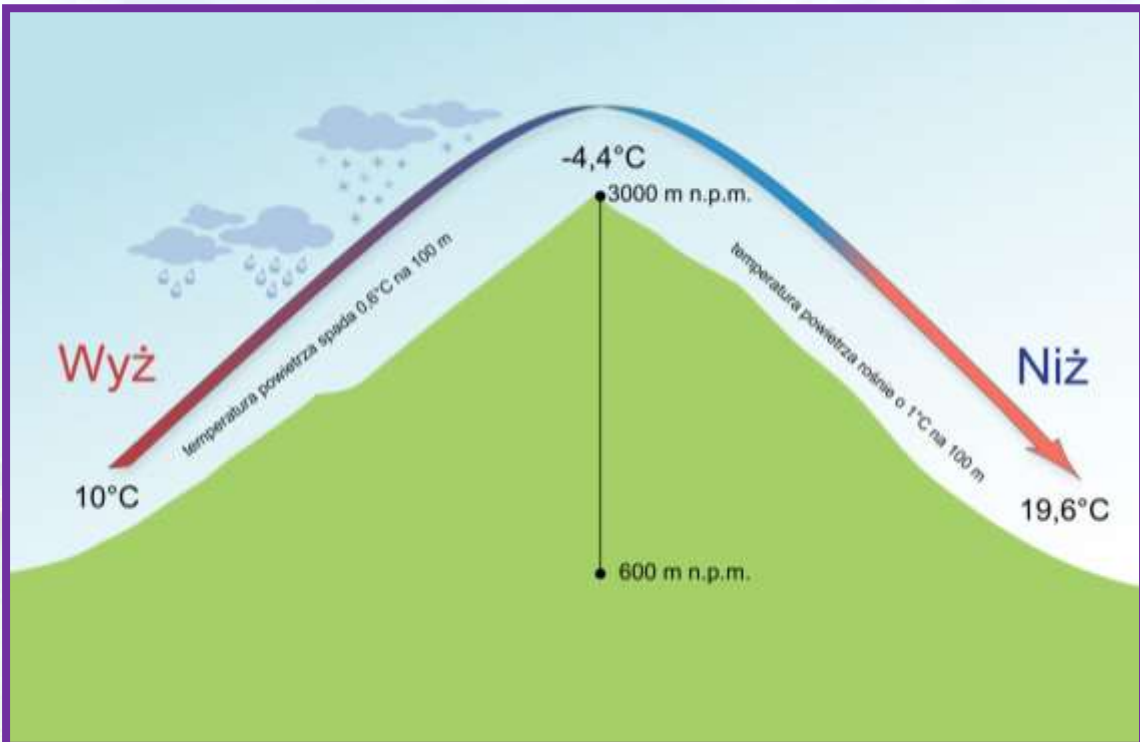
→ W powietrzu wilgotnym (**gradient wilgotnoadiabatyczny**) spadek temperatury zwykle nie jest już tak równomierny. I tak w miejscach gdzie powietrze jest najbardziej wilgotne (np. na wysokości przemieszczania się chmur) obserwujemy najwolniejszy spadek temperatury wraz z wysokością (tylko około  $0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ), zaś w warstwach atmosfery poniżej i powyżej nieco szybszy ( $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ).





# Rzeczywisty pionowy gradient temperatury

- W rezultacie wymiany ciepła między powierzchnią Ziemi i atmosferą oraz przemian adiabatycznych temperatura w troposferze zmienia się wraz z wysokością przeciętnie o  **$0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$**  (spada wraz ze wzrostem wysokości, rośnie w miarę jej spadku).
- Skala tych zmian nosi nazwę **rzeczywistego pionowego gradientu temperatury**.
  - Znajomość tego gradientu pozwala wyeliminować wpływ wysokości na temperaturę, a więc zredukować temperatury (oraz izotermy) na poziomie rzeczywistym do temperatur, jakie ukształtowałyby się w danych miejscach, gdyby leżały one na poziomie morza.
  - Jest to konieczne do pokazania faktycznego wpływu szerokości geograficznej i rodzaju podłoża na rozkład temperatury przy powierzchni Ziemi.



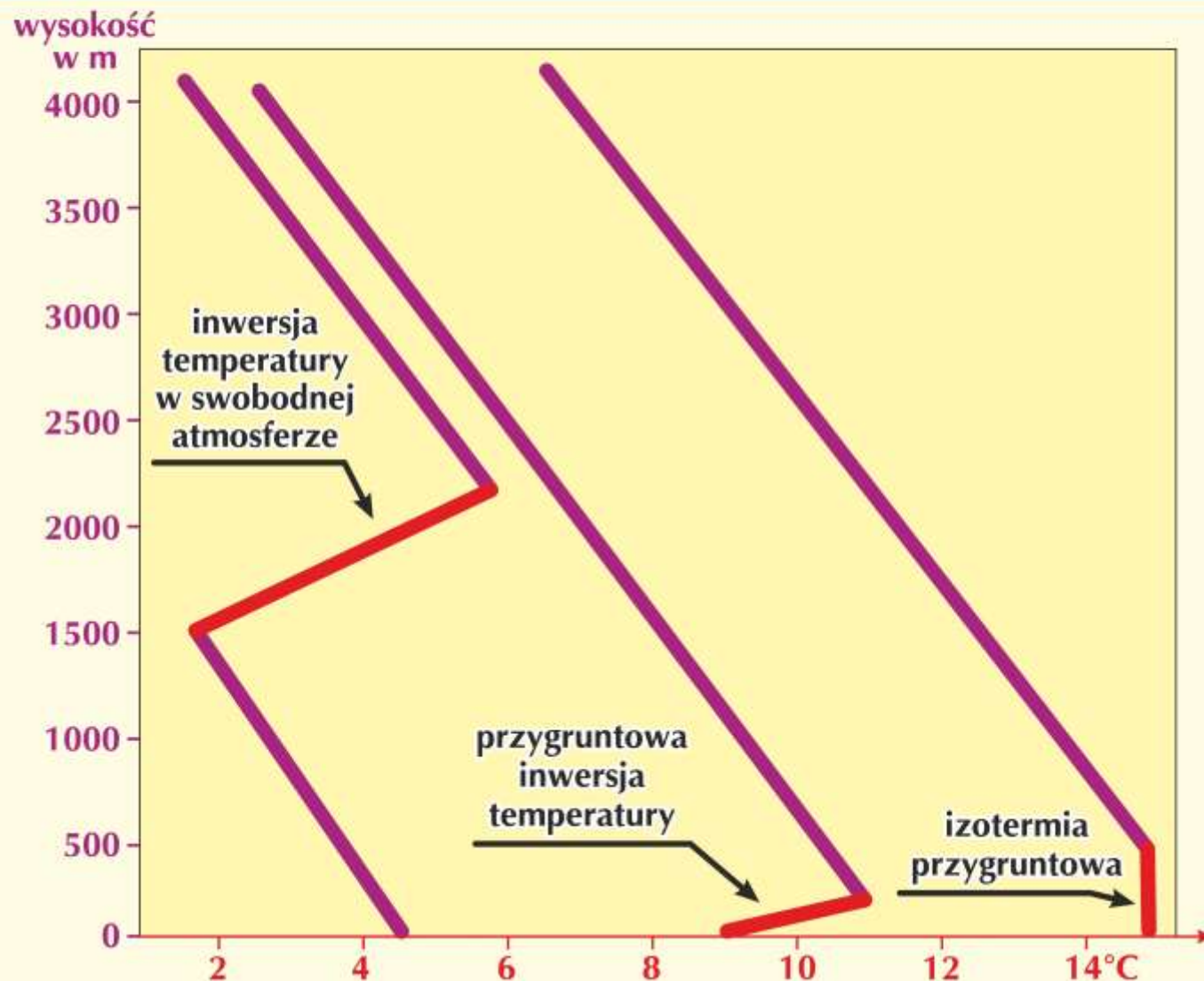
# Inwersja i izotermia temperatury

- Czasami jednak wraz ze wzrostem wysokości, temperatura również wzrasta.
- To zjawisko, nazywane **inwersją temperatury**, pojawia się wtedy, gdy nad wychłodzone podłoże napływają ciepłe masy powietrza i zaczynają się od niego oddolnie oziębiać.
- Na różnych wysokościach może również utrzymywać się przez pewien czas taka sama temperatura powietrza.
- Jest to **izotermia**, zazwyczaj znamionująca rychłą inwersję temperatury.

Unoszący się dym zatrzymywany jest przez znajdującą się powyżej warstwę ciepłego powietrza



## Inwersja i izotermia temperatury powietrza atmosferycznego

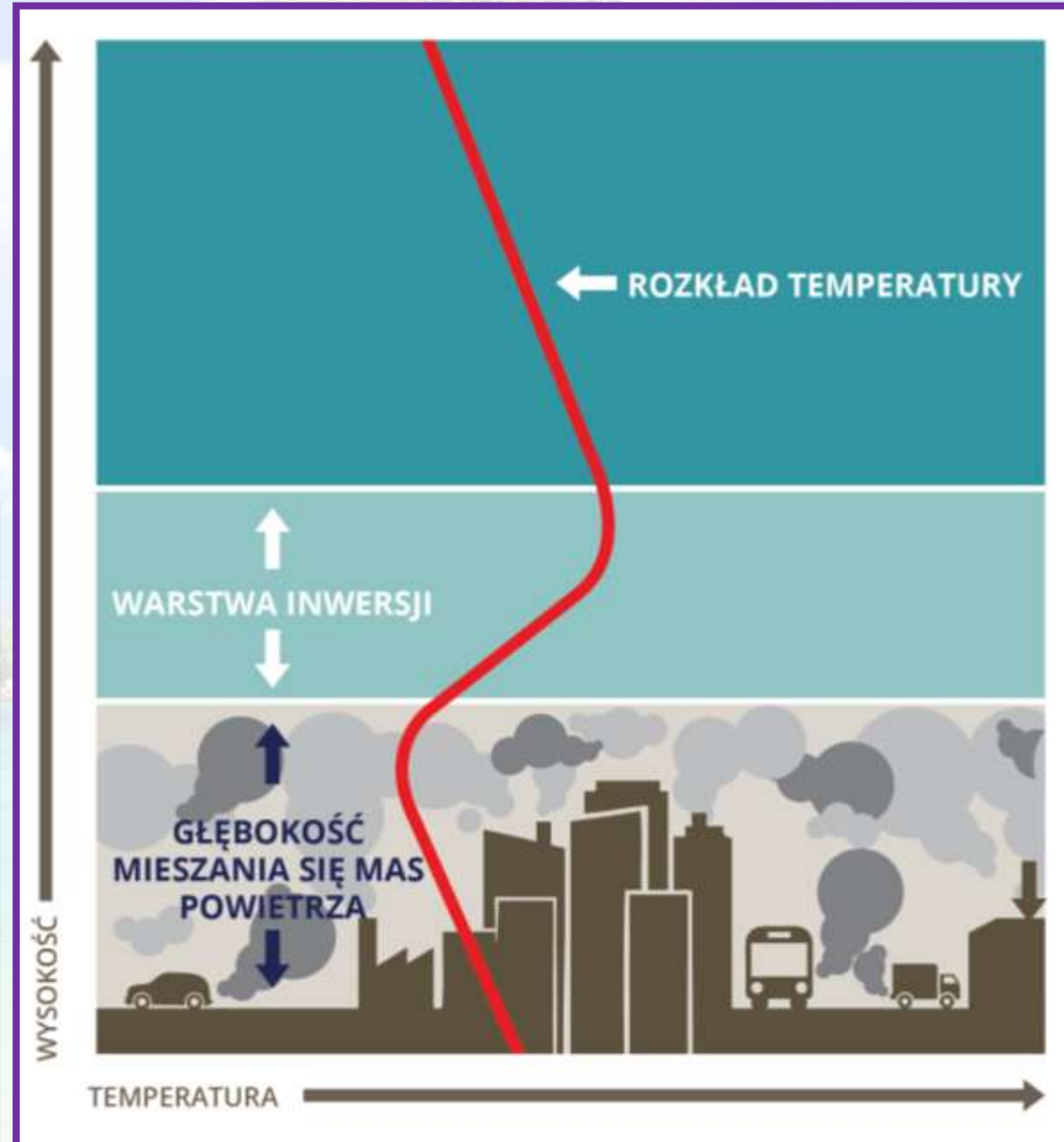


# Przyczyny inwersji

- Inwersja temperatury powietrza może mieć kilka przyczyn:
  - **inwersja frontowa** powstaje, gdy na powietrze zalegające przy powierzchni Ziemi górną napływa powietrze cieplejsze (front ciepły);
  - **inwersja radiacyjna (z wypromieniowania)** powstaje wskutek silnego wychłodzenia podłoża podczas intensywnego wypromieniowania;
  - **inwersje napływowe (adwekcyjne)** związane są z napływem ciepłego powietrza nad chłodniejsze podłoże.

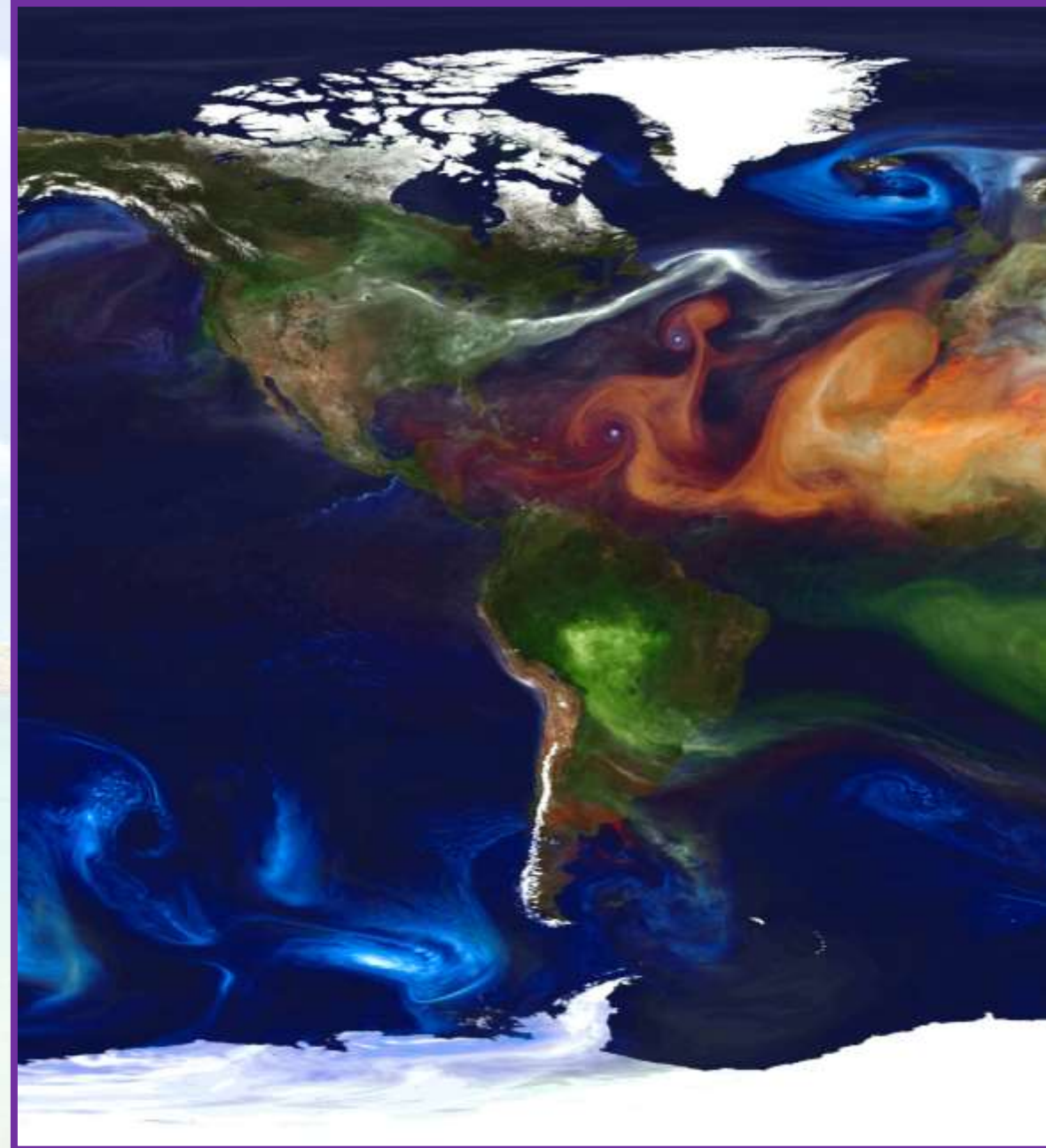


Znaczna inwersja temperatury utrzymująca chmury nad Kotliną Jeleniogórską. Widok z Kopy na Karpacz



# Bilans promieniowania Ziemi

- Wieloletnie obserwacje dowiodły, że **Ziemia znajduje się w stanie równowagi cieplnej**, czyli pochłania tyle samo energii w postaci promieniowania krótkofalowego, ile traci, emitując ciepło (promieniowanie długofalowe) ze swej powierzchni.
- To jednak nie oznacza, że wszędzie na Ziemi utrzymuje się równowaga termiczna.
  - Stwierdzono bowiem, że obszary leżące pomiędzy szerokościami geograficznymi  $35^{\circ}\text{N}$  i  $30^{\circ}\text{S}$  mają nadwyżki energii (więcej jej pochłaniają niż są w stanie wyemitować),
    - podczas gdy obszary położone w wyższych szerokościach geograficznych charakteryzują się niedoborami energii (mniej jej pochłaniają niż emitują).
  - Nadwyżki ciepła ze strefy międzyzwrotnikowej są przekazywane do średnich i wysokich szerokości geograficznych za pośrednictwem strumieni powietrza cyrkulacji planetarnej oraz wody przenoszonej przez prądy morskie (dzięki **adwekcji**).
  - W wysokich szerokościach geograficznych ilości ciepła doptywającego z rejonów tropikalnych są większe od pozyskiwanych w wyniku pochłaniania promieniowania słonecznego.





**Temperatura powietrza na Ziemi**

# Czynniki kształtujące temperaturę powietrza

→ **Najwyższe wartości temperatur** powietrza na naszej planecie zanotowano:

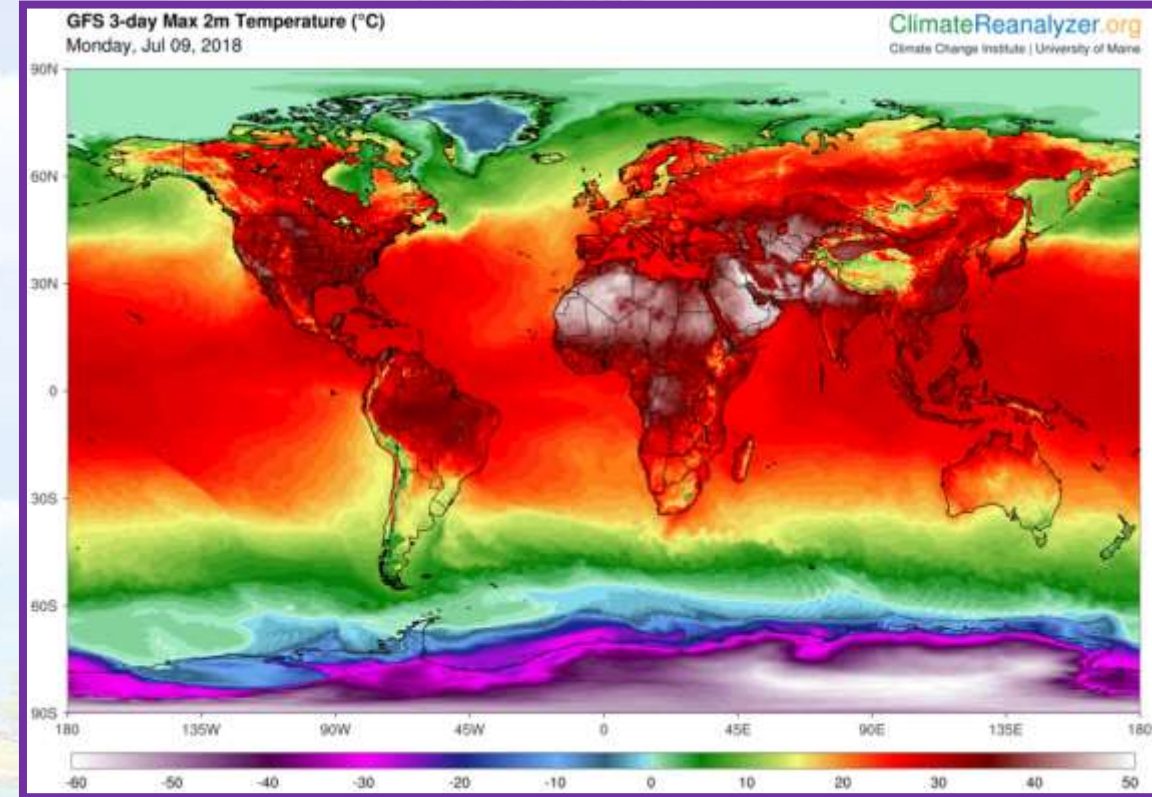
- **na pustyni Lut w Iranie** (temperatura przygruntowa  $+70,7^{\circ}\text{C}$ ; wg pomiarów satelitarnych – przy poziomie gruntu),
- **w Al-Azizijja w Libii** ( $+57,8^{\circ}\text{C}$ ; wg niektórych nie uznawana, była ona prawdopodobnie o kilka  $^{\circ}\text{C}$  niższa),
- **w Furnace Creek w kalifornijskiej Dolinie Śmierci w USA** ( $+56,7^{\circ}\text{C}$ ; najczęściej uznawany rekord).

→ **Najniższą wartość temperatury powietrza** zanotowano natomiast:

- **na stacji badawczej Wostok na Antarkydzie** ( $-89,2^{\circ}\text{C}$ ).

→ **Rozkład temperatury na Ziemi** zależy od:

- szerokości geograficznej,
- rozmieszczenia lądów i oceanów,
- prądów morskich,
- wysokości nad poziomem morza,
- rzeźby terenu,
- rodzaju i charakteru podłoża,
- zachmurzenia.



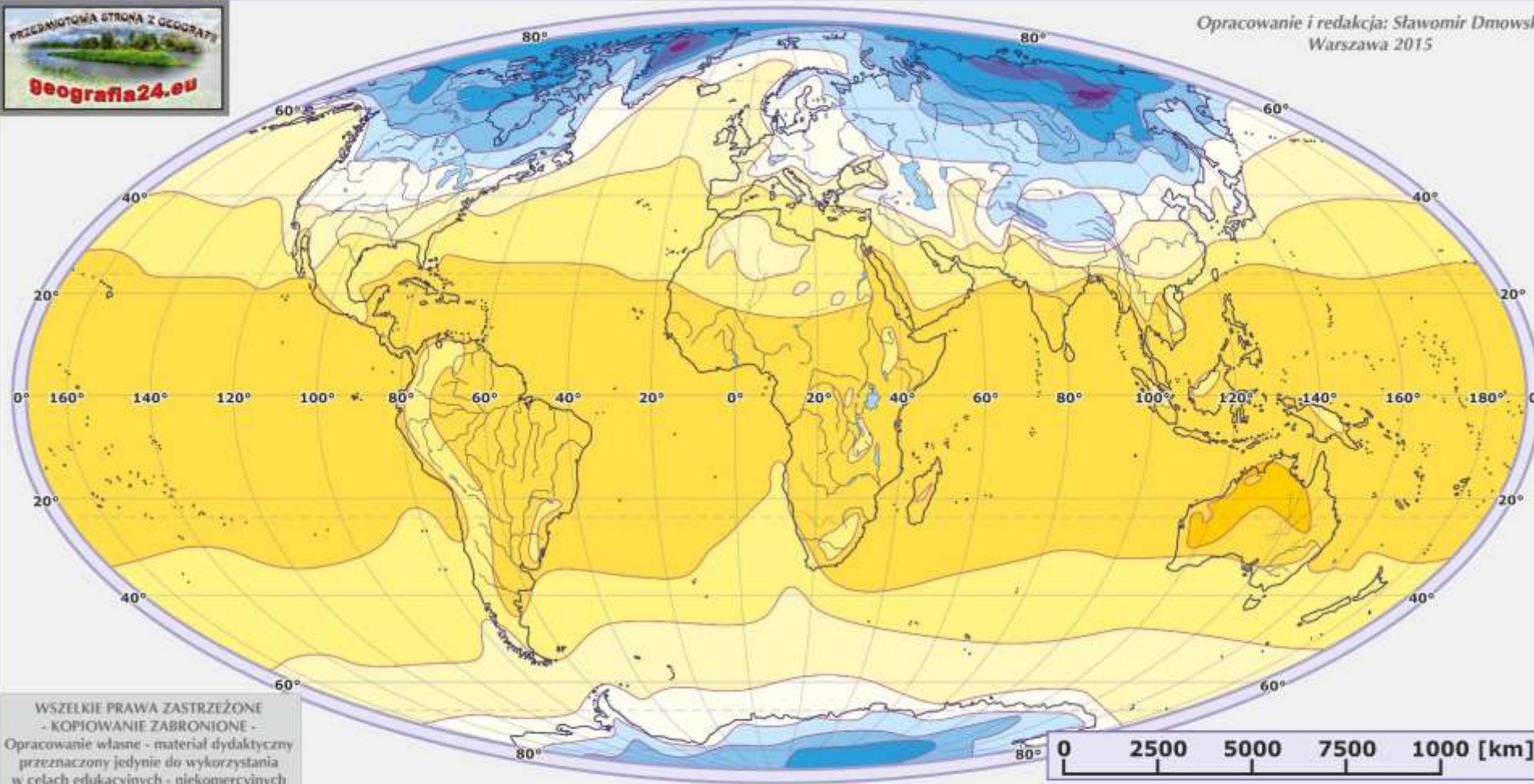
# Wpływ szerokości geograficznej na temperaturę powietrza

→ W związku z kulistym kształtem naszej planety dopływ promieniowania słonecznego nie jest taki sam wszędzie.

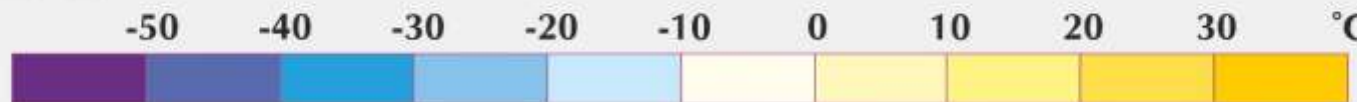
## Średnia temperatura powietrza na poziomie rzeczywistym w styczniu



Opracowanie i redakcja: Sławomir Dmowski  
Warszawa 2015



WSZELKIE PRAWA ZASTRZEŻONE  
- KOPIOWANIE ZABRONIONE -  
Opracowanie własne - materiał dydaktyczny  
przeznaczony jedynie do wykorzystania  
w celach edukacyjnych - niekomercyjnych



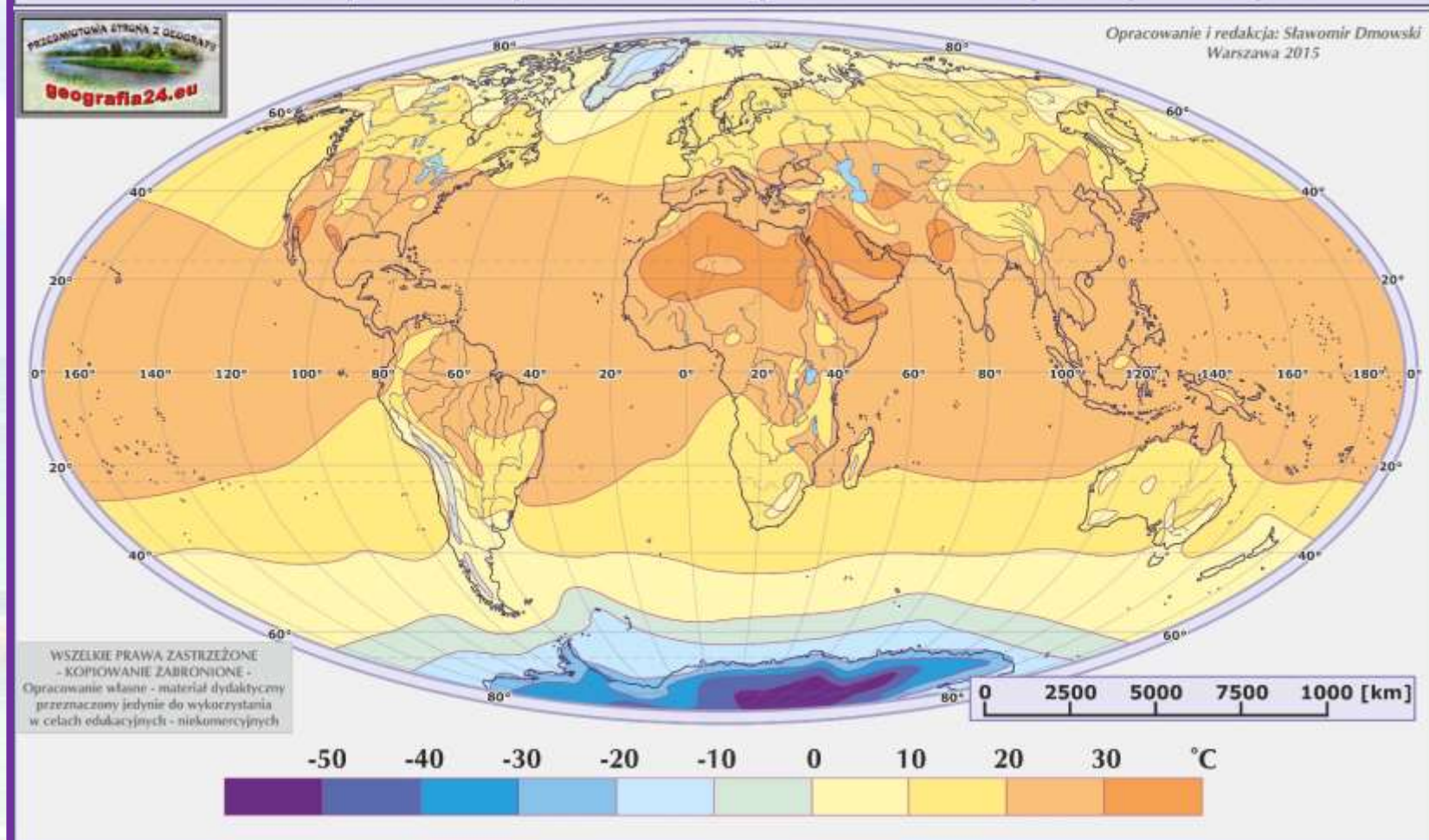
# Wpływ szerokości geograficznej na temperaturę powietrza

→ Ze wzrostem szerokości geograficznej maleje dopływ energii słonecznej:

→ im bliżej ku biegunom tym temperatura się obniża – średnio o  $10^{\circ}\text{C}$  co każde  $20^{\circ}$  szerokości geograficznej;

→ wyjątek stanowi jedynie strefa okołorównikowa, w której znacząca utrata ciepła związana z intensywnym parowaniem obniża nieco temperaturę.

Średnia temperatura powietrza na poziomie rzeczywistym w lipcu





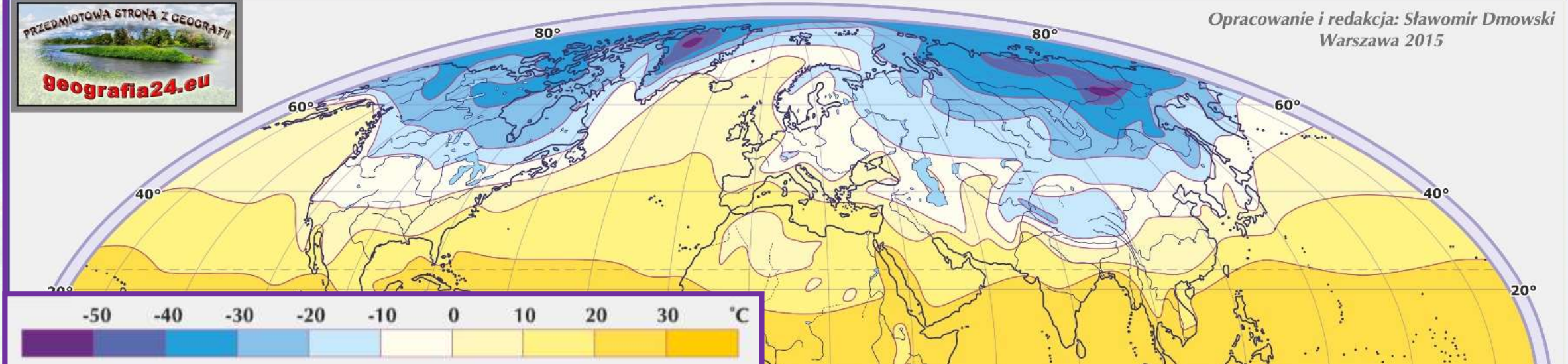
# Wpływ rozmieszczenia lądów i oceanów na temperaturę powietrza

- **Rozmieszczenie lądów i oceanów** znacząco modyfikuje temperatury na Ziemi w związku z istnieniem odmiennie wpływających powierzchni:
  - **nad terenami morskimi** – woda nagrzewa się wolniej i również wolniej oddaje ciepło,
    - latem nad oceanami panują niższe, zaś zimą wyższe temperatury,
    - generalnie nad obszarami znajdującymi się w pobliżu dużych zbiorników wodnych (najlepiej otoczonych nimi) panują bardziej wyrównane temperatury – klimat jest łagodny (panuje **odmiana klimatu morska**);
  - **nad terenami lądowymi** jest odwrotnie – lądy nagrzewają się szybciej (szybko oddają ciepło),
    - latem nad lądami panują wyższe, zaś zimą niższe temperatury,
    - na obszarach położonych z dala od wielkich zbiorników wodnych, w głębi kontynentu, konsekwencją są większe amplitudy temperatur i klimat bardziej surowy (panuje **odmiana klimatu kontynentalnego**).

## Średnia temperatura powietrza na poziomie rzeczywistym w styczniu



Opracowanie i redakcja: Sławomir Dmowski  
Warszawa 2015

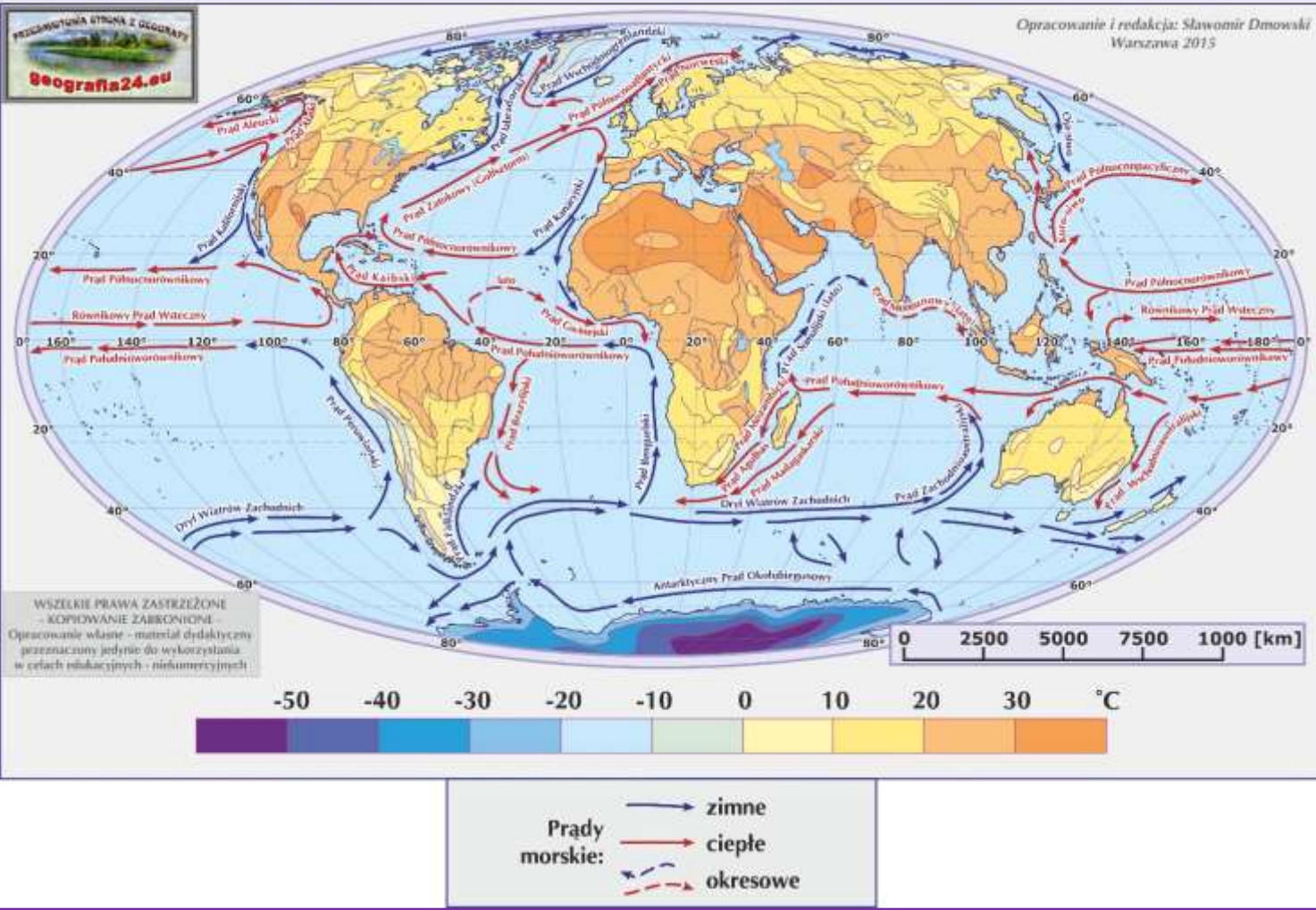


# Wpływ prądów morskich na temperaturę powietrza

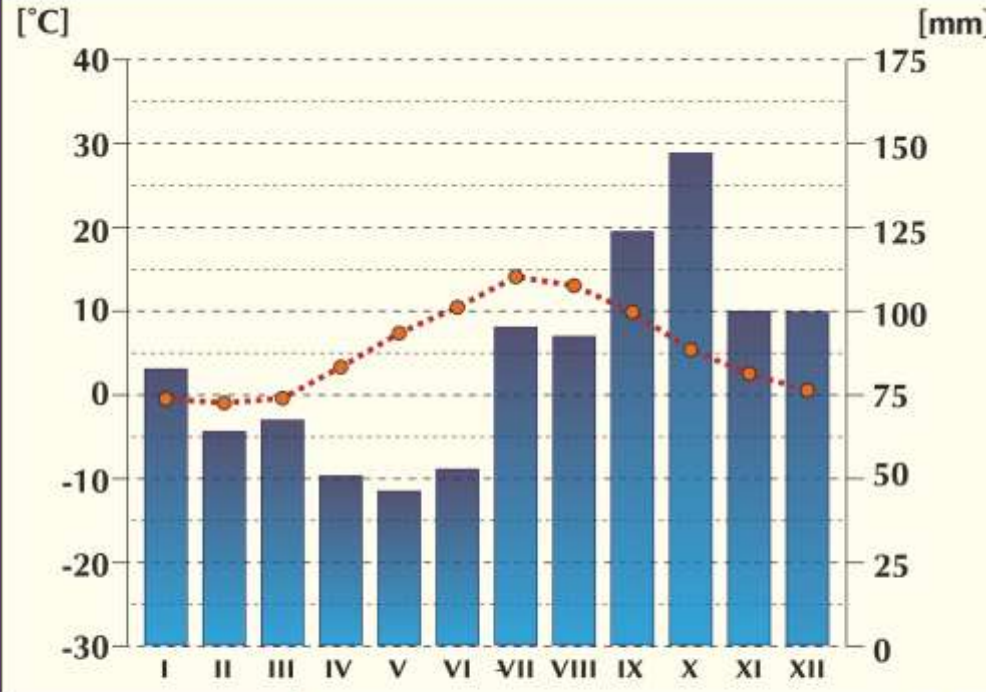
- Prądy morskie także wpływają na zróżnicowanie temperatur:
  - **ciepłe prądy morskie** oddziałują na **wzrost** temperatury powietrza,
  - **zimne prądy morskie** zaś **obniżają** temperaturę powietrza.

Wpływ prądów morskich na przebieg temperatury powietrza w Bodo (prąd ciepły)

Prądy morskie i średnie temperatury na poziomie rzeczywistym w lipcu



Bodo – Norwegia (67°17'N; 14°24'E)



●●● temperatura  
 ■ opady

Średnia roczna temperatura powietrza: 5,4°C  
 Średnia roczna amplituda temperatur: 15,5°C  
 Suma roczna opadów: 1020 mm  
 Suma opadów w półroczu letnim: 565 mm  
 Suma opadów w półroczu zimowym: 455 mm



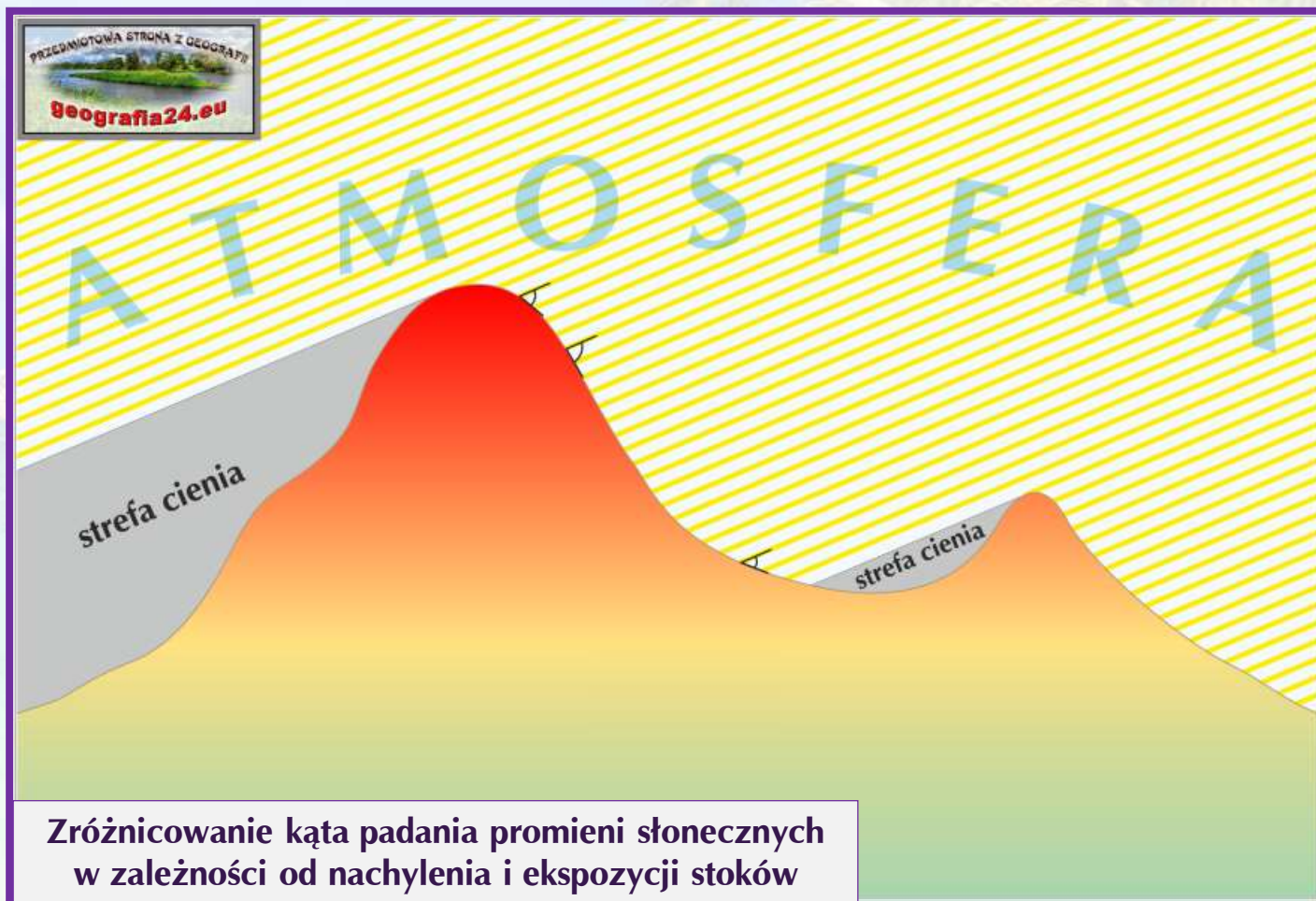
# Wpływ **wysokości nad poziomem morza** na temperaturę powietrza

- Wskutek zmian wysokości nad poziomem morza obserwujemy zazwyczaj spadek temperatur powietrza wraz ze wzrostem wysokości bezwzględnych.
  - I tak na Ziemi w troposferze temperatura spada średnio o około  $0,65^{\circ}\text{C}$  na każde 100 m wysokości i jest to tzw. **gradient termiczny**.
  - Sytuację w której notujemy wzrost temperatury z wysokością nazywamy **inwersją temperatury**.
  - Z sytuacją tą możemy zetknąć się m.in. na terenach górskich nad którymi zalegają zimne masy powietrza, w czasie napływu górą cieplejszych i wilgotnych mas powietrza (ponad nimi intensywnie będzie oddziaływać Słońce – dodatkowo podgrzewając warstwę nad chmurami), co skutkować będzie istnieniem:
    - warstwy przyziemnej z niższymi temperaturami,
    - warstwy położonej powyżej w której temperatury będą wzrastać do pewnej wysokości.



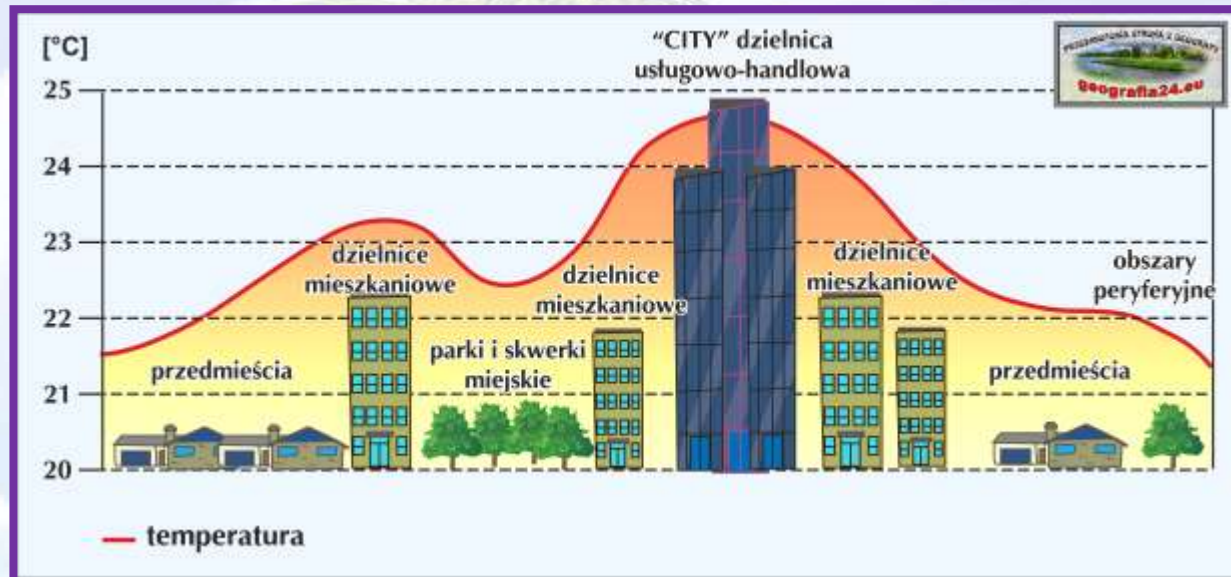
# Wpływ rzeźby terenu na temperaturę powietrza

- Rzeźba terenu poprzez zmianę nachylenia i ekspozycji stoków wywiera także wpływ na temperaturę powietrza i tak stoki intensywnie ogrzewane przez Słońce padające na nie pod wysokim kątem otrzymują więcej energii od płaskich terenów równinnych lub stoków na które promienie w ogóle nie docierają w czasie dnia:
  - na półkuli północnej szybciej nagrzewają się obszary o ekspozycji południowej,
  - na półkuli południowej szybciej nagrzewają się tereny o ekspozycji północnej.



# Wpływ rodzaju, charakteru podłoża na temperaturę powietrza

- Rodzaj podłoża poprzez swoje główne cechy wpływa na zmiany temperatur zgodnie z zasadą, że:
  - im ciemniejsza jest **barwa powierzchni podłoża**, tym większe jest pochłanianie promieniowania słonecznego i oddawanie ciepła atmosferze,
  - w przypadku naturalnego **pokrycia terenu** w formie kompleksów leśnych w lecie notujemy nieco niższe temperatury, zaś w zimie nieco wyższe,
    - tereny takie wpływają na łagodzenie kontrastów termicznych,
  - na terenach silnie zurbanizowanych przez cały rok notujemy wyższe temperatury powietrza (tzw. miejska wyspa ciepła).



# Wpływ zachmurzenia na temperaturę powietrza

- Znaczący wpływ na zmiany temperatur powietrza odgrywa także zachmurzenia i tak:
  - w ciągu dnia gęsta pokrywa chmur pochłania znaczną część promieniowania słonecznego, powodując spadek temperatury nad powierzchnią Ziemi,
  - w ciągu nocy gęsta pokrywa chmur działa jak “kołderka” – utrudnia utratę ciepła przez powierzchnię i warstwę powietrza znajdującego się pod nią.



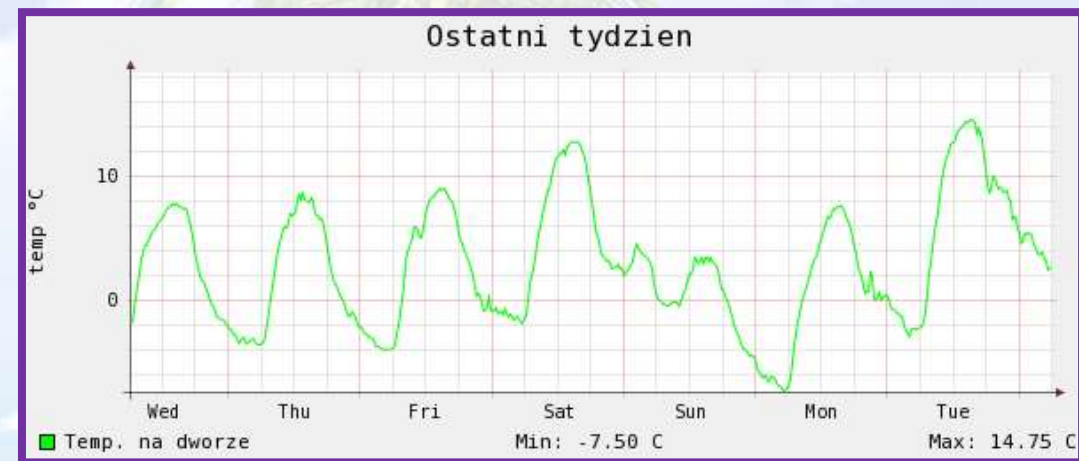
# Podstawowe pojęcia

- Analizując dany teren pod względem **temperatury** możemy określić:
  - **temperaturę aktualną powietrza** – chwilową temperaturę na danym terenie;
  - **dobową amplitudę temperatury powietrza** – różnicę pomiędzy najwyższą (zwykle około godziny 14.00) a najniższą (zwykle tuż przed świtem) temperaturą powietrza w ciągu doby;
  - **średnią dobową temperaturę powietrza** – zwykle licząc średnią arytmetyczną temperatury najwyższej i najniższej oraz wartości z godzin: 7.00, 19.00;
  - **średnią miesięczną temperaturę powietrza** – jest obliczana na podstawie średnich, dobowych temperatur powietrza ze wszystkich dni w miesiącu;
  - **średnią roczną temperaturę powietrza** – liczymy na podstawie średnich arytmetycznych temperatur z wszystkich miesięcy w danym roku;
  - **roczną amplitudę temperatury powietrza** – różnicę pomiędzy średnią temperaturą powietrza w najcieplejszym i najchłodniejszym miesiącu danego roku.



# Temperatura aktualna powietrza

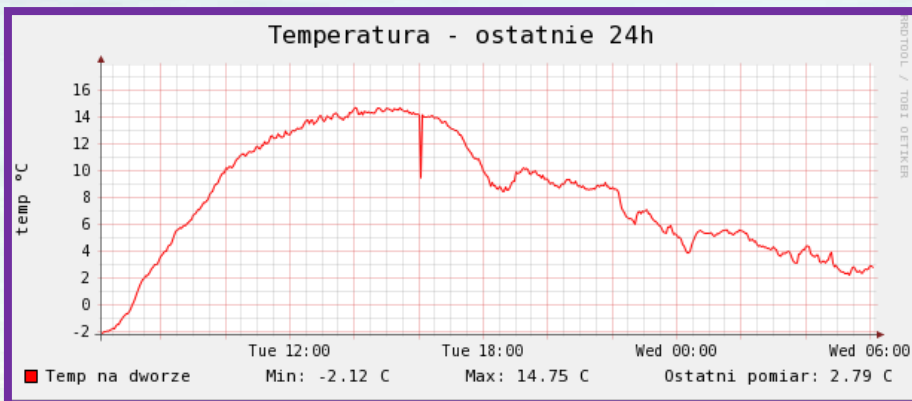
- W ciągu doby **temperatura aktualna powietrza** zmienia się z niewielkim opóźnieniem w stosunku do zmian ciepłoty podłoża.
- Najniższa jest tuż po wschodzie Słońca, po czym wzrasta, osiągając maksimum około godziny 14.00 (w dni pochmurne nieco wcześniej, w pogodne nieco później).
- Od tego momentu sukcesywnie spada, aż do ponownego wschodu Słońca.
- Najczęściej w ciągu doby występuje jedno maksimum temperatury powietrza oraz jedno minimum.





# Dobowa amplituda temperatury powietrza

- Porównanie temperatury w tych momentach pozwala ustalić **dobową amplitudę temperatury powietrza**.
- Jej wielkość zależy przede wszystkim od:
  - szerokości geograficznej,
  - pory roku,
  - orografii terenu,
  - ogólnego zachmurzenia,
  - oddalenia od zbiorników wodnych.
- Największe dobowe amplitudy notuje się latem przy bezchmurnym niebie w niskich szerokościach geograficznych.
- W miejscach położonych w głębi lądów, we wklęsłościach terenu pozbawionych roślinności (lub pokrytych skąpą szatą roślinną) notuje się w nocy niskie temperatury powietrza.



# Średnia temperatura miesiąca i roku

- Na podstawie **średnich temperatur dobowych** liczymy **średnią temperaturę miesiąca**,
  - na podstawie **średnich temperatur wszystkich miesięcy** – **średnią temperaturę roku**.
- Na **półkuli północnej**:
  - **najcieplejszymi miesiącami** są:
    - na lądach lipiec, zaś na oceanach sierpień i wrzesień;
  - **najchłodniejszymi miesiącami** są:
    - na lądach styczeń, zaś na oceanach luty i marzec.
  - Wyraźne (zwłaszcza na oceanach) przesunięcie w czasie skrajnych temperatur powietrza w stosunku do okresów największego (najmniejszego) nasłonecznienia jest konsekwencją adwekcji ciepła związanej z ogólną cyrkulacją atmosfery i hydrosfery.

Szerokość geograficzna	Temperatura w °C	
	Półkula PN.	Półkula PD.
90°	-22,0	-33,1
80°	-17,2	-27,0
70°	-10,7	-13,6
60°	-1,1	-3,4
50°	5,8	5,8
40°	14,1	11,9
30°	20,4	18,4
20°	25,3	22,9
10°	26,7	25,3
0°	26,2	26,2

Średnie temperatury roku na różnych szerokościach geograficznych



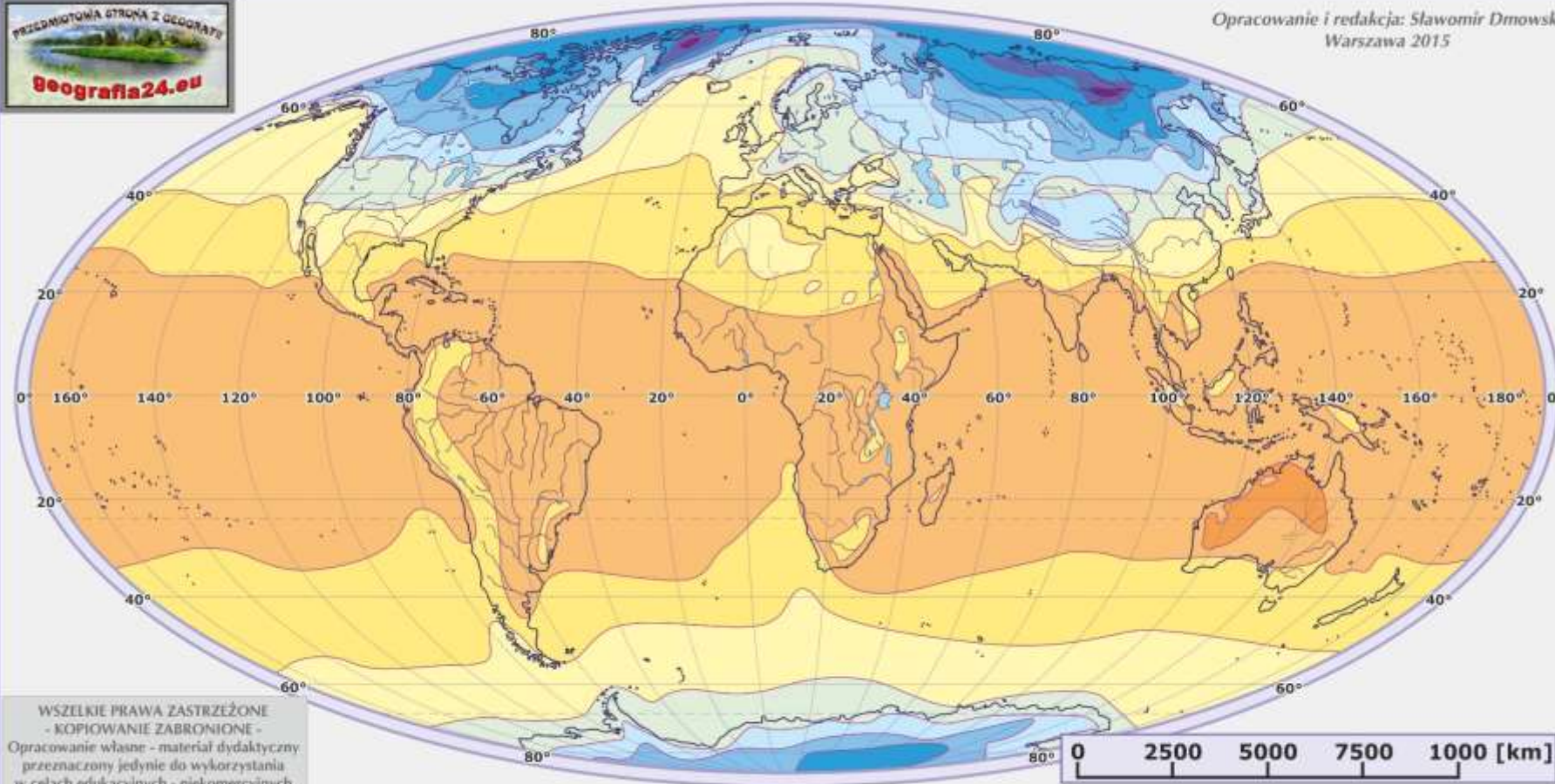
# Średnia temperatura powietrza na poziomie rzeczywistym w styczniu

→ W styczniu najniższe średnie temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym obserwujemy przede wszystkim na Syberii i w obrębie Grenlandii (nieco wyższe temperatury panują na Antarktydzie – trwa tu dzień polarny).

## Średnia temperatura powietrza na poziomie rzeczywistym w styczniu

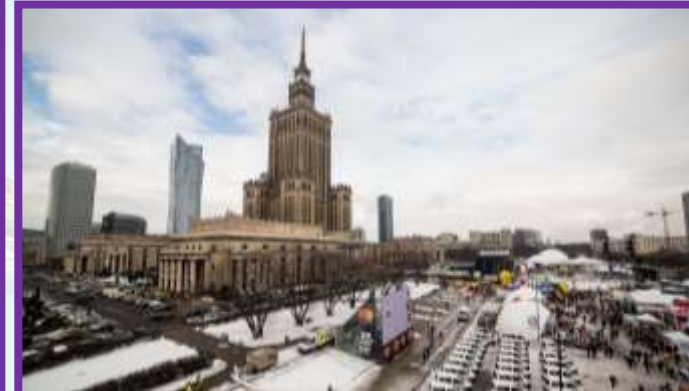


Opracowanie i redakcja: Sławomir Dmowski  
Warszawa 2015



WSZELKIE PRAWA ZASTRZEŻONE  
- KOPIOWANIE ZABRONIONE -  
Opracowanie własne - materiał dydaktyczny  
przeznaczony jedynie do wykorzystania  
w celach edukacyjnych - niekomercyjnych

-50 -40 -30 -20 -10 0 10 20 30 °C



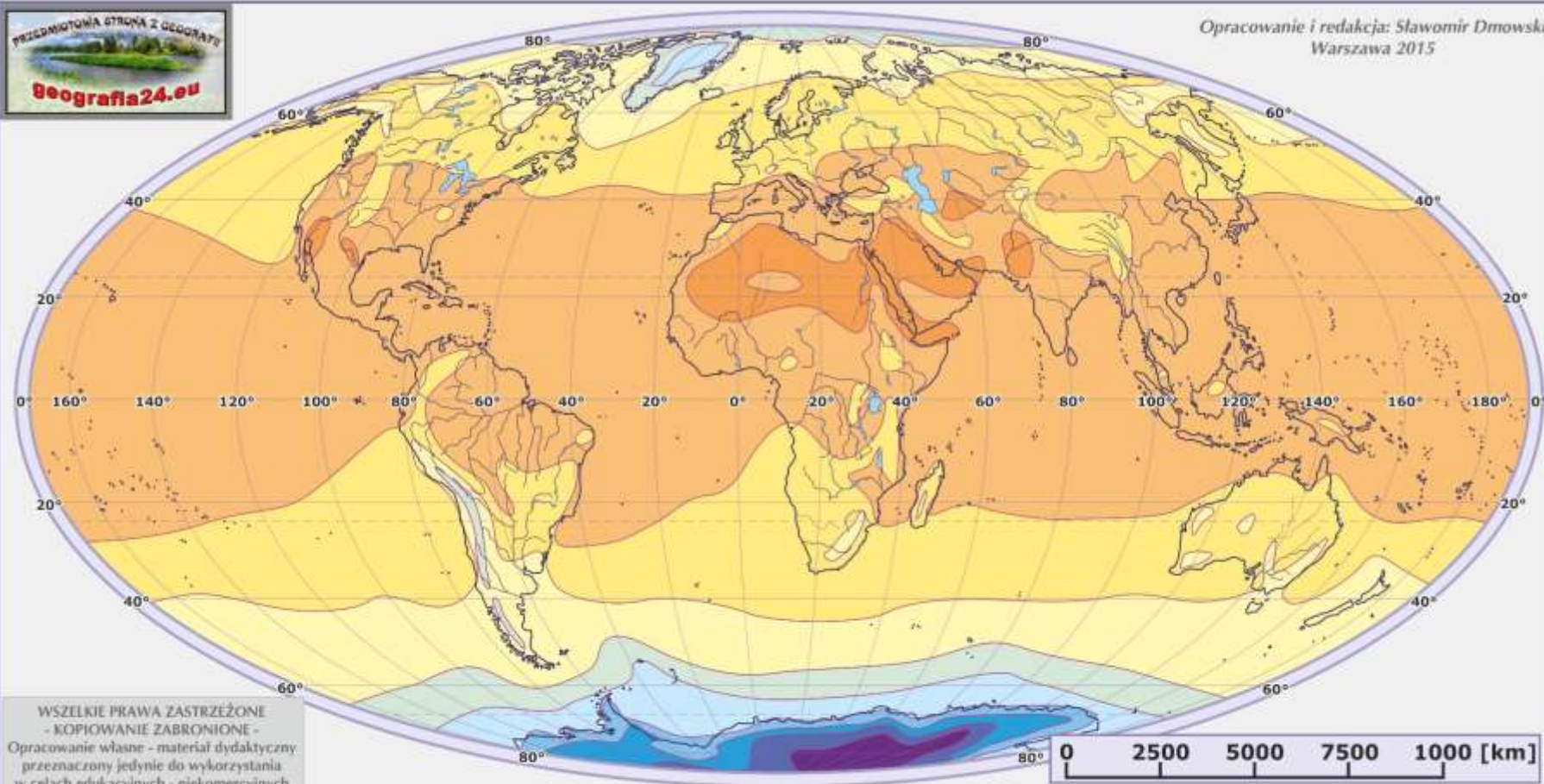
# Średnia temperatura powietrza na poziomie rzeczywistym w lipcu

→ W lipcu najniższe średnie temperatury powietrza na poziomie rzeczywistym występują na Antarktydzie (trwa tu noc polarna), zaś najwyższe na Saharze, w Azji Mniejszej oraz w Dolinie Śmierci w USA.

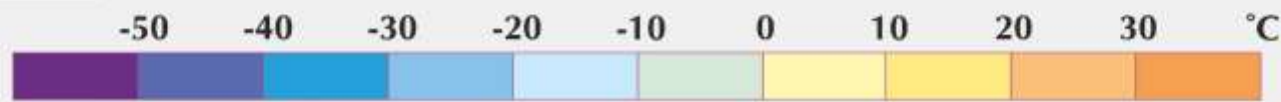
## Średnia temperatura powietrza na poziomie rzeczywistym w lipcu



Opracowanie i redakcja: Sławomir Dmowski  
Warszawa 2015

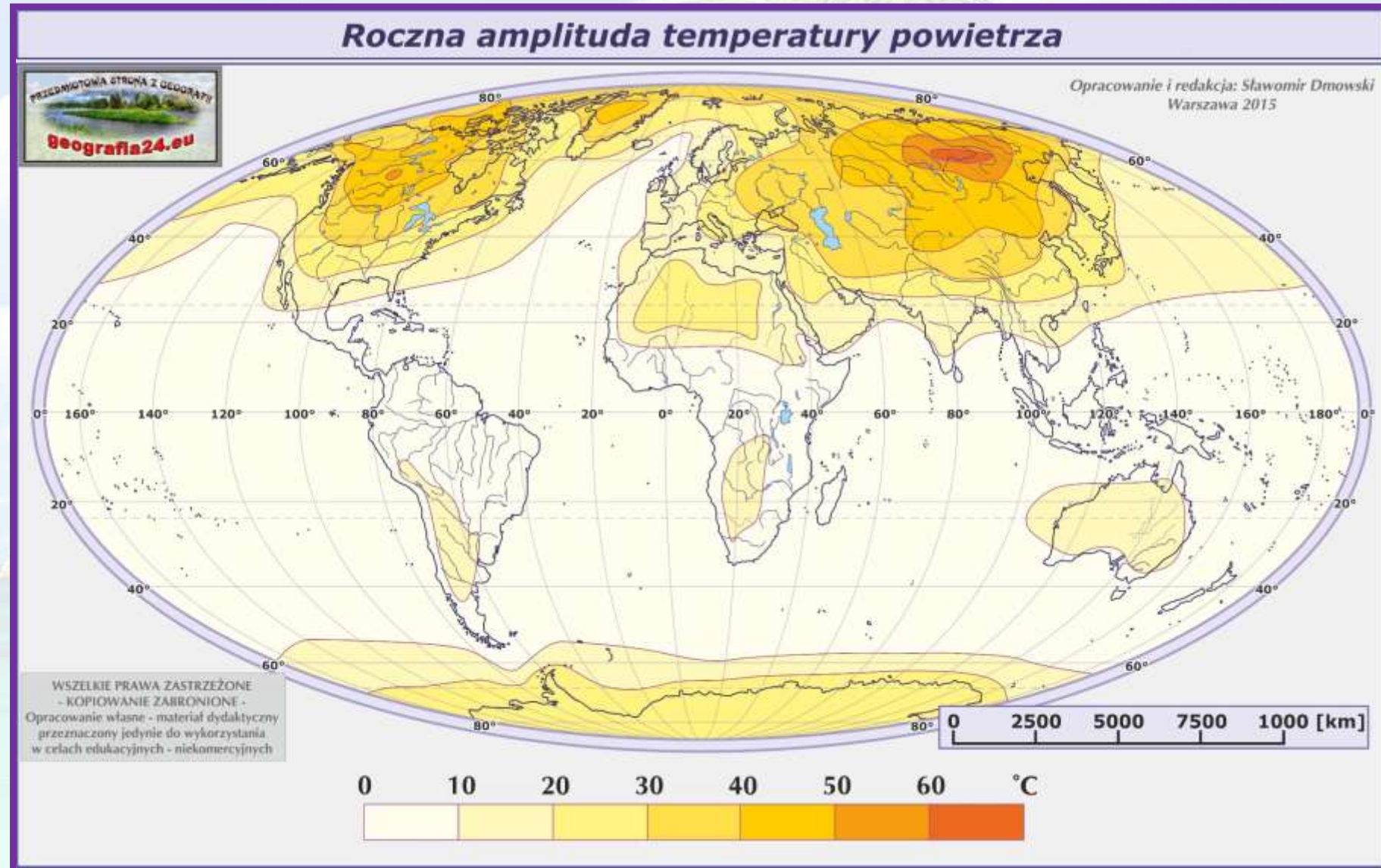


WSZELKIE PRAWA ZASTRZEŻONE  
- KOPIOWANIE ZABRONIONE -  
Opracowanie własne - materiał dydaktyczny  
przeznaczony jedynie do wykorzystania  
w celach edukacyjnych - niekomercyjnych



# Roczna amplituda temperatury powietrza

- Różnica pomiędzy średnią temperaturą powietrza w najcieplejszym i najchłodniejszym miesiącu jest **roczną amplitudą temperatury powietrza**.
- Roczne amplitudy zależą od:
  - **szerokości geograficznej**,
    - w zasadzie zwiększają się wraz z nią aż do kół podbiegunowych;
  - **rodzaju podłoża**,
    - na tej samej szerokości geograficznej są zazwyczaj większe nad lądami niż nad oceanami;
  - **wysokości nad poziomem morza**,
    - zmniejszają się wraz ze wzrostem wysokości.



# Typy rocznego przebiegu temperatury

→ Ze względu na szerokość geograficzną i okresy kształtowania się ekstremalnych temperatur wyróżnia się następujące główne typy:

→ **1. Typ równikowy**, charakteryzuje się małą roczną amplitudą temperatury powietrza z uwagi na niewielkie w ciągu roku różnice natężenia promieniowania dochodzącego do powierzchni Ziemi;

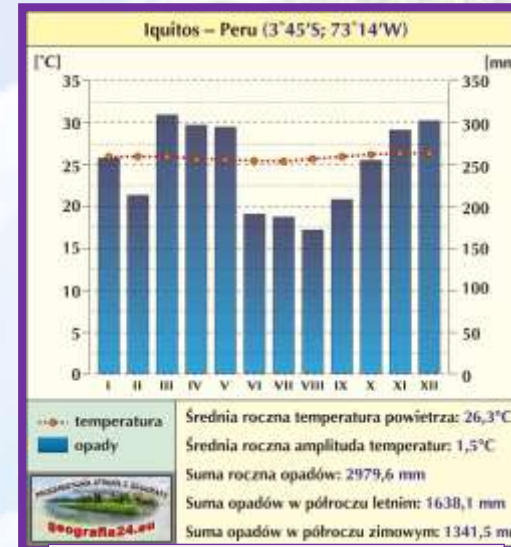
→ temperatury pozostają tam w ścisłym związku z aktualnym kątem padania promieni słonecznych:

- max. – po dniach równonocy (w kwietniu i w październiku),
- min – po dniach przesilenia letniego i zimowego;

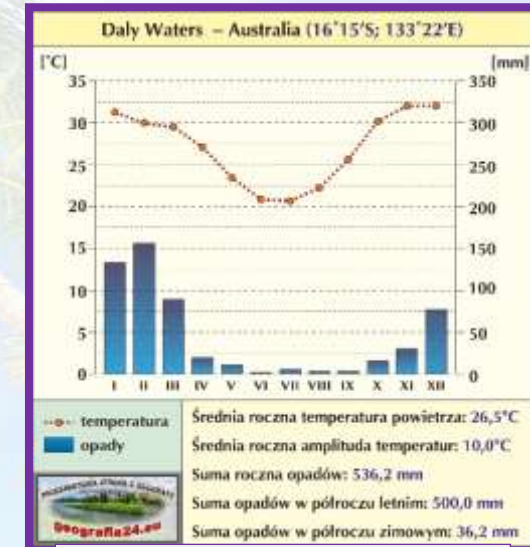
→ **2. Typ zwrotnikowy**, w którym w odróżnieniu od typu równikowego w ciągu roku występuje tylko:

- jedno maksimum temperatury powietrza,
  - po przesileniu letnim,
  - w strefie monsunów – przed nadejściem monsonu letniego,
- jedno minimum,
  - po przesileniu zimowym;

→ w tym typie roczne amplitudy temperatury powietrza nad oceanami wynoszą średnio ok. 3°C, a nad lądami nie przekraczają 20°C;



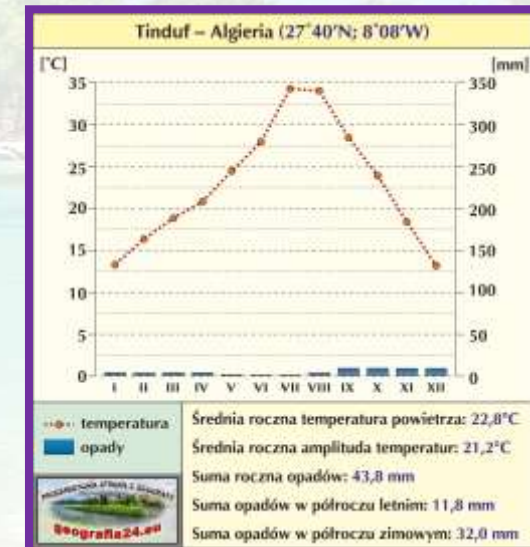
Klimat równikowy  
wybitnie wilgotny



Klimat podrównikowy  
suchy



Klimat zwrotnikowy  
wilgotny



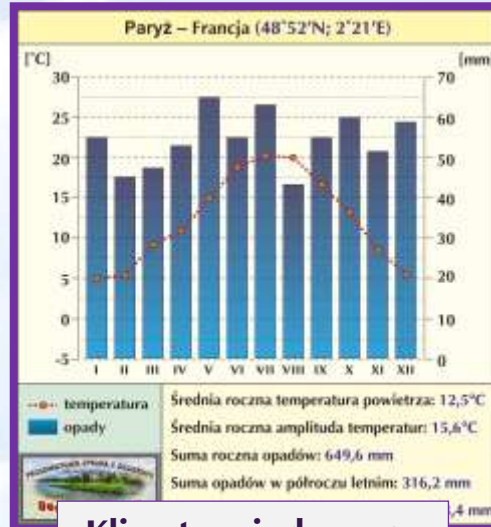
Klimat zwrotnikowy  
kontynentalny suchy

# Typy rocznego przebiegu temperatury

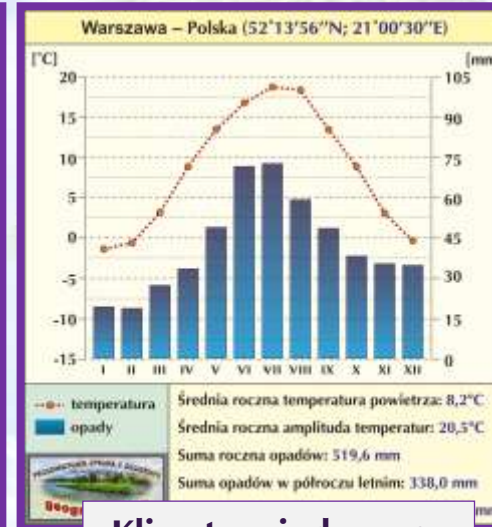
→ **3. Typ strefy umiarkowanej**, w którym w ciągu roku występuje:

- jedno maksimum temperatury powietrza,
  - po przesileniu letnim,
- jedno minimum,
  - po przesileniu zimowym;

→ w tym typie roczne amplitudy temperatury powietrza nad oceanami dochodzą do  $15^{\circ}\text{C}$ , a nad lądami przekraczają  $40^{\circ}\text{C}$ ;



Klimat umiarkowany morski



Klimat umiarkowany przejściowy

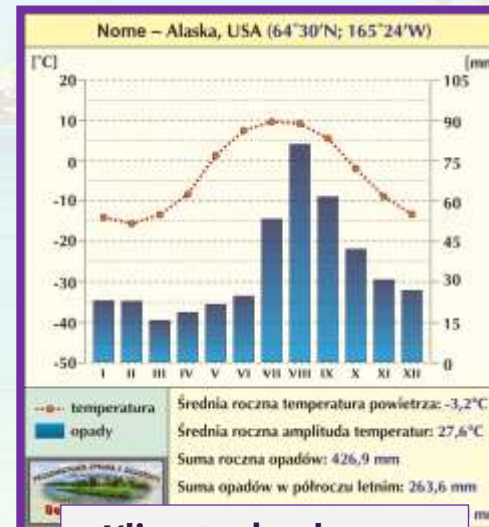


Klimat umiarkowany kontynentalny

→ **4. Typ strefy podbiegunowej**, w którym w ciągu roku:

- najniższe temperatury powietrza kształtują się przed końcem nocy polarnej,
- najwyższe w środku dnia polarnego;

→ w tym typie roczne amplitudy temperatury powietrza nad lądami dochodzą do  $40^{\circ}$ - $50^{\circ}\text{C}$ , a nad oceanami do  $20^{\circ}$ - $25^{\circ}\text{C}$ .



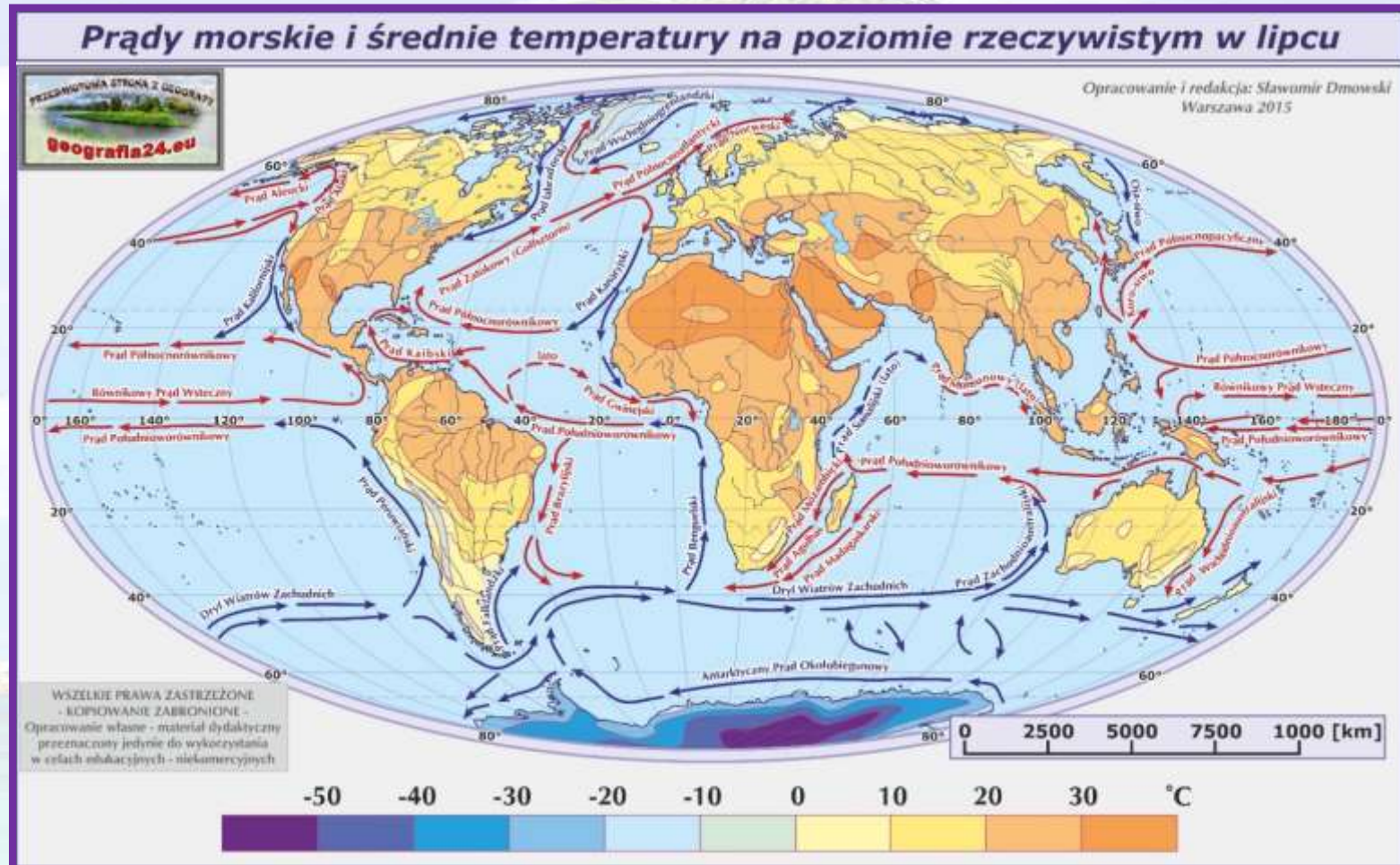
Klimat subpolarny – podbiegunowy morski



Klimat polarny – biegunowy morski

# Izotermy miesięczne i roczne zredukowane do poziomu morza

- **Izotermy poszczególnych miesięcy oraz izotermy roczne zredukowane do poziomu morza często znacznie się odchylają od odpowiednich równoleżników, niekiedy nawet układają się południkowo.**
- **W miejscowościach leżących na tej samej szerokości geograficznej mogą się więc kształtować temperatury powietrza odbiegające od średniej dla danego równoleżnika, czyli **anomalie termiczne**.**
- **Zależą one przede wszystkim od:**
  - **charakteru prądów morskich przepływających w pobliżu,**
  - **oddalenia od oceanów i mórz oraz dużych zbiorników wody na lądach,**
  - **orografii terenu.**
- **W mniejszym stopniu są związane z:**
  - **bujnością szaty roślinnej,**
  - **skutkami działalności człowieka.**





# Anomalie termiczne

- **Najmniejsze anomalie termiczne** – występują w strefie międzyzwrotnikowej – zwykle nie przekraczają  $+2^{\circ}\text{C}$ , a na obszarach znajdujących się pod wpływem zimnych prądów morskich  $-8^{\circ}\text{C}$ ,
- **Największe anomalie termiczne** – w półroczu zimowym w pobliżu północnego koła podbiegunowego:
  - w styczniu w północno-wschodniej Azji dochodzą do  $-24^{\circ}\text{C}$ , zaś na północnym Atlantyku – do  $+24^{\circ}\text{C}$ .
- Anomalie termiczne zmieniają się w ciągu roku pod wpływem cyklicznych zmian czynników klimatycznych
  - np. w lipcu na północnym Atlantyku panują temperatury typowe dla tych szerokości geograficznych (anomalie termiczne są bliskie  $0^{\circ}\text{C}$ ).
- Dla klimatologów ważniejsze są jednak ich zmiany w długich okresach, określane na podstawie porównań średnich temperatur w poszczególnych latach ze średnią temperaturą wieloletnią.
  - Pozwalają one bowiem przewidywać długotrwałe trendy w klimacie Ziemi.

Port w Murmańsku leżący około 69 równoleżnika, który praktycznie nigdy nie zamarza (na tej szerokości geograficznej leży m.in. Grenlandia i Antarktyda).



# Zadanie 1

Korzystając z danych klimatycznych, można obliczyć średnią roczną temperaturę powietrza oraz roczną amplitudę temperatur powietrza we Włodawie.

Miesiące	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Temperatura [°C]	-2,8	-1,4	2,7	8,6	14,1	17,3	19,2	18,3	13,9	7,9	2,7	-0,8

1. Obliczanie średniej rocznej temperatury powietrza.

- .....
- .....
- .....

2. Obliczanie rocznej amplitudy temperatur powietrza.

- .....
- .....
- .....

Odp. Średnia roczna temperatura powietrza we Włodawie wynosi ....., zaś roczna amplituda temperatur powietrza .....

# Zadanie 1 – odpowiedź

Korzystając z danych klimatycznych, można obliczyć średnią roczną temperaturę powietrza oraz roczną amplitudę temperatur powietrza we Włodawie.

Miesiące	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Temperatura [°C]	-2,8	-1,4	2,7	8,6	14,1	17,3	19,2	18,3	13,9	7,9	2,7	-0,8

## 1. Obliczanie średniej rocznej temperatury powietrza.

$$t_{\text{sr.roczna}} = \frac{(-2,8) + (-1,4) + 2,7 + 8,6 + 14,1 + 17,3 + 19,2 + 18,3 + 13,9 + 7,9 + 2,7 + (-0,8)}{12} \text{ [}^\circ\text{C]}$$

$$t_{\text{sr.roczna}} = \frac{99,7}{12} \text{ [}^\circ\text{C]}$$

$$t_{\text{sr.roczna}} = \mathbf{8,3^\circ\text{C}}$$

## 2. Obliczanie rocznej amplitudy temperatur powietrza.

- najwyższą średnią miesięczną temperaturę powietrza zanotowano w lipcu ( $19,2^\circ\text{C}$ )
- najniższą średnią miesięczną temperaturę powietrza zanotowano w styczniu ( $-2,8^\circ\text{C}$ )

$$t_{\text{roczna amplituda}} = \text{max średnia miesięczna} - \text{min średnia miesięczna} \text{ [}^\circ\text{C]}$$

$$t_{\text{roczna amplituda}} = 19,2 - (-2,8) \text{ [}^\circ\text{C]} = \mathbf{22,0^\circ\text{C}}$$

Odp. Średnia roczna temperatura powietrza we Włodawie wynosi  $8,3^\circ\text{C}$ , zaś roczna amplituda temperatur powietrza  $22,0^\circ\text{C}$ .

## Zadanie 2

Oblicz temperaturę powietrza na szczycie Szczelińca Wielkiego (919 m n.p.m.) w czasie, gdy w Kudowie Zdroju (350 m n.p.m.) wynosiła ona  $+15^{\circ}\text{C}$ . Ponieważ jest pochmurny dzień z przelotnym deszczem, przyjmij, że gradient wilgotnoadiabatyyczny wynosi  $0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Zapisz wykonywane obliczenia.

Miejsce na obliczenia:

- .....
- .....
- .....
- .....
- .....

Odp. Temperatura na szczycie Szczelińca Wielkiego: .....  $^{\circ}\text{C}$ .

## Zadanie 2 – odpowiedź

Oblicz temperaturę powietrza na szczycie Szczelińca Wielkiego (919 m n.p.m.) w czasie, gdy w Kudowie Zdroju (350 m n.p.m.) wynosiła ona  $+15^{\circ}\text{C}$ . Ponieważ jest pochmurny dzień z przelotnym deszczem, przyjmij, że gradient wilgotnoadiabatyyczny wynosi  $0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Zapisz wykonywane obliczenia.

1. Obliczamy różnicę wysokości pomiędzy szczytem Szczelińca Wielkiego a podaną wysokością w Kudowie Zdroju:

$$919\text{ m n.p.m.} - 350\text{ m n.p.m.} = 569\text{ m}$$

2. Obliczamy (za pomocą proporcji) wartość temperatury o jaką będzie niższa temperatura na Szczycie Szczelińca Wielkiego:

$$0,4^{\circ}\text{C} - 100\text{ m}$$

$$x^{\circ}\text{C} - 569\text{ m}$$

$$\rightarrow X^{\circ}\text{C} = \frac{0,4 \cdot 569}{100} [^{\circ}\text{C}]$$

$$\rightarrow X^{\circ}\text{C} = 2,3^{\circ}\text{C}$$

3. Obliczamy temperaturę na szczycie Szczelińca Wielkiego

$$15^{\circ}\text{C} - 2,3^{\circ}\text{C} = 12,7^{\circ}\text{C}$$

Odp. Temperatura na szczycie Szczelińca Wielkiego:  $12,7^{\circ}\text{C}$ .

# KONIEC



**Materiały pomocnicze do nauki**  
**Opracowane w celach edukacyjnych (niekomercyjnych)**

Opracowanie i redakcja: *Sławomir Dmowski*  
Kontakt: *kontakt@geografia24.eu*

**WSZELKIE PRAWA ZASTRZEŻONE**  
**- KOPIOWANIE ZABRONIONE -**