



Atlas interaktywny warunków hydrometeorologicznych

-  Opady atmosferyczne
-  Zalodzenie
-  Rodzaje chmur
-  Mgły i zamglenia
-  Widzialność
-  Ciśnienie atmosferyczne
-  Ogólna cyrkulacja atmosfery
-  Wiatry na kuli ziemskiej
-  Cyklony tropikalne (huragany, tajfuny)
-  Niże i wyższe baryczne



Stan morza



Zasady prowadzenia pomiarów i obserwacji meteorologicznych



Prowadzenie obserwacji meteorologicznych na statku

Opady atmosferyczne



02:20

Opady atmosferyczne powstają na skutek procesów fizycznych zachodzących w chmurach. W ich wyniku pojedyncze produkty kondensacji pary wodnej – kryształki lodu i kropelki wody o wielkości rzędu od kilku do kilkudziesięciu mikrometrów – osiągają tak duże rozmiary i masę, że są w stanie pokonać opór powietrza i wypadają z chmur.

Najczęstsze postaci opadu:

- deszcz – opad składający się z kropel wody o średnicy od 0,5 mm;
- mżawka – opad tworzący się z drobnych kropel wody o średnicy poniżej 0,5 mm;
- śnieg – opad kryształków lodu mających delikatną, rozgałęzioną, przeważnie sześcioramienną strukturę;
- śnieg z deszczem – opad śniegu i deszczu lub mokrego śniegu występujących przy temperaturach zbliżonych i nieco wyższych od zera;
- grad – opad kulek lub bryłek lodu o średnicy do 0,5 cm, czasem średnica opadu jest większa;

- ziarna lodowe – opad bardzo drobnych, twardych kryształków lodu, o jednolitej budowie – podczas upadku nie rozpryskują się;
- krupa lodowa – opad kulistych, białych ziarenek lodu o dość luźnej budowie, otoczonych jednolitą, cienką i twardą warstwą lodu – przy upadku nie rozpryskują się;
- krupa śnieżna – opad kulistych lub jajowatych białych, nieprzezroczystych ziaren lodu, rozpryskujących się przy upadku.

Geograficzny rozkład opadów:

- równikowy – charakteryzuje się gwałtownymi i obfitymi opadami. Rok ma dwa okresy deszczowe, w czasie gdy słońce znajduje się nad równikiem lub w pobliżu, a więc wiosną i jesienią;
- zwrotnikowy – częstość opadów oraz intensywność nie jest tak znacząca. Pora deszczowa przypada na okres lata danej półkuli i trwa około 4 miesięcy;
- podzwrotnikowy – pora deszczowa jest słabo zaznaczona. Przypada na lato i trwa około 6 miesięcy;
- szerokości umiarkowanych – na większości obszarów lądowych istnieje przewaga opadów okresu letniego nad zimowymi. Nad wschodnimi obszarami oceanów obserwuje się niewielką przewagę opadów zimowych;
- arktyczny (antarktyczny) – nieznaczna przewaga opadów w okresie letnim.

Zalodzenie



00:16

Zalodzenie stanowi zagrożenie dla statku. Po pierwsze jest to niebezpieczeństwo nawigacyjne dla jednostki, która porusza się w lodach. Po drugie jest to niebezpieczeństwo związane z eksploatacją statku, podczas gdy osprzęt na pokładzie ulega zalodzeniu.



Przykładowe zdjęcie jednostki poruszającej się w lodzie.

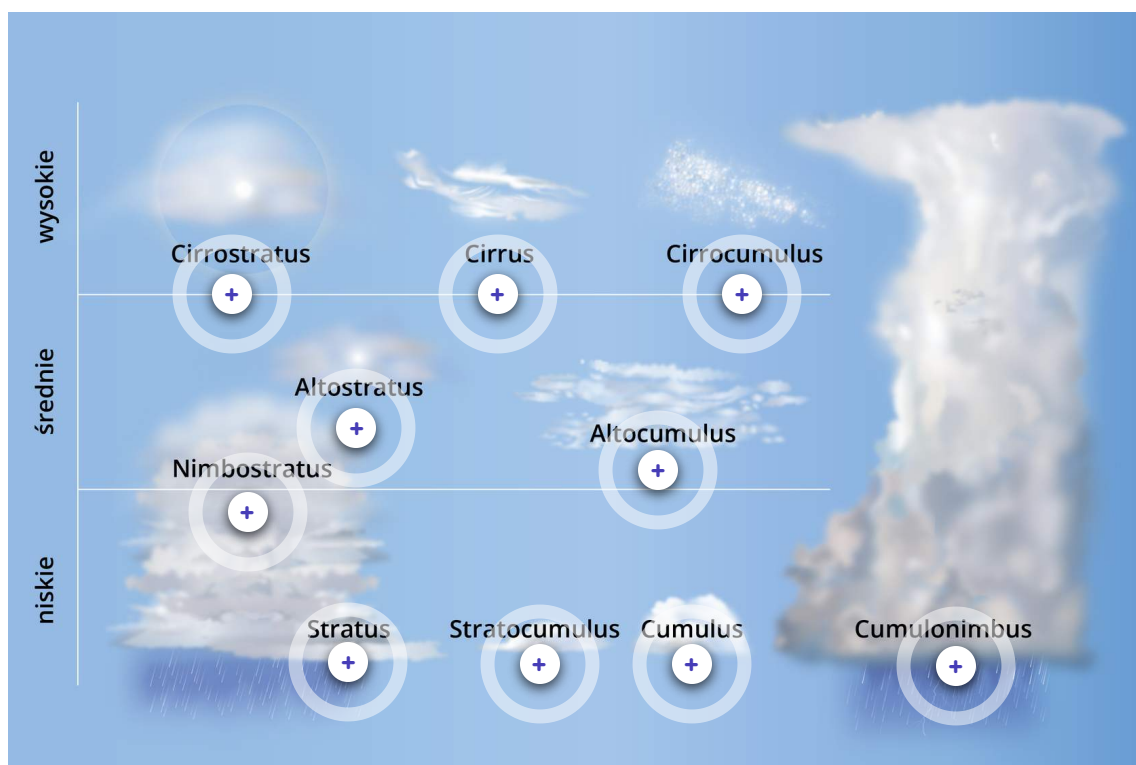
Autor zdjęcia: Elena Perova.

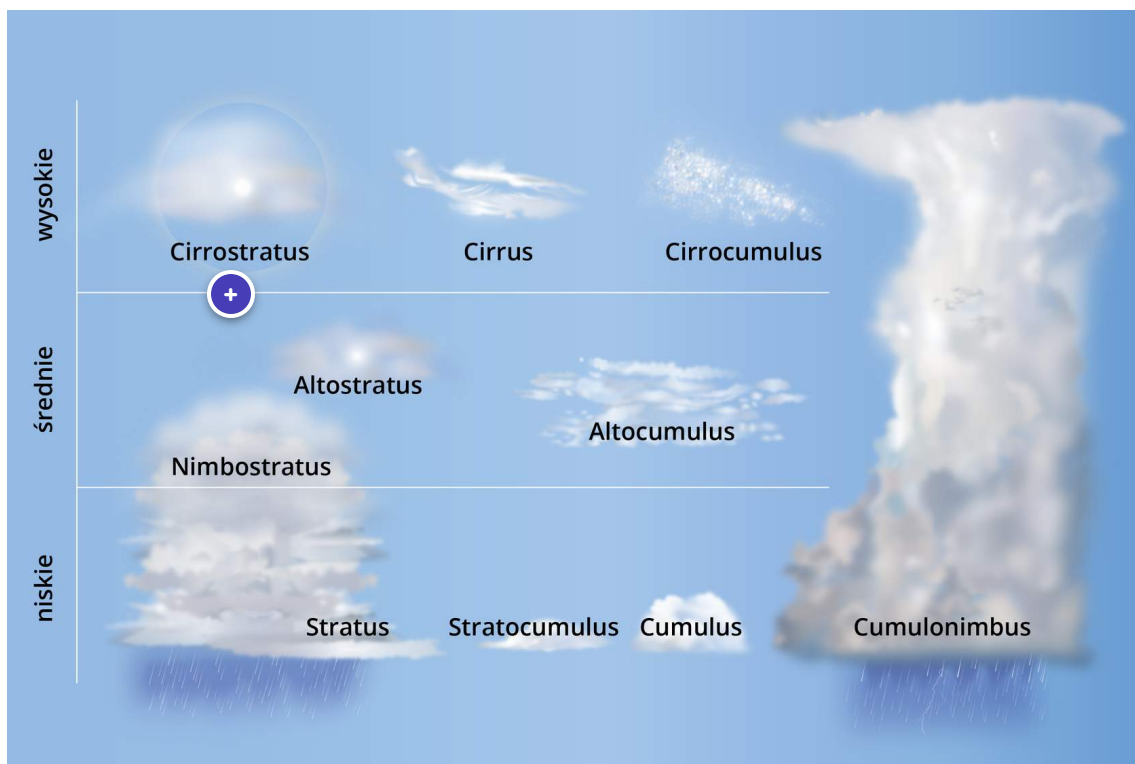
Źródło: <https://www.istockphoto.com/pl/zdjecie/lodo%C5%82amacz-p%C5%82ynie-po-morzu-w%C5%9Br%C3%B3d-lodu-gm1367906527-438032430?phrase=ship%20winter%20ice>

Rodzaje chmur



01:31

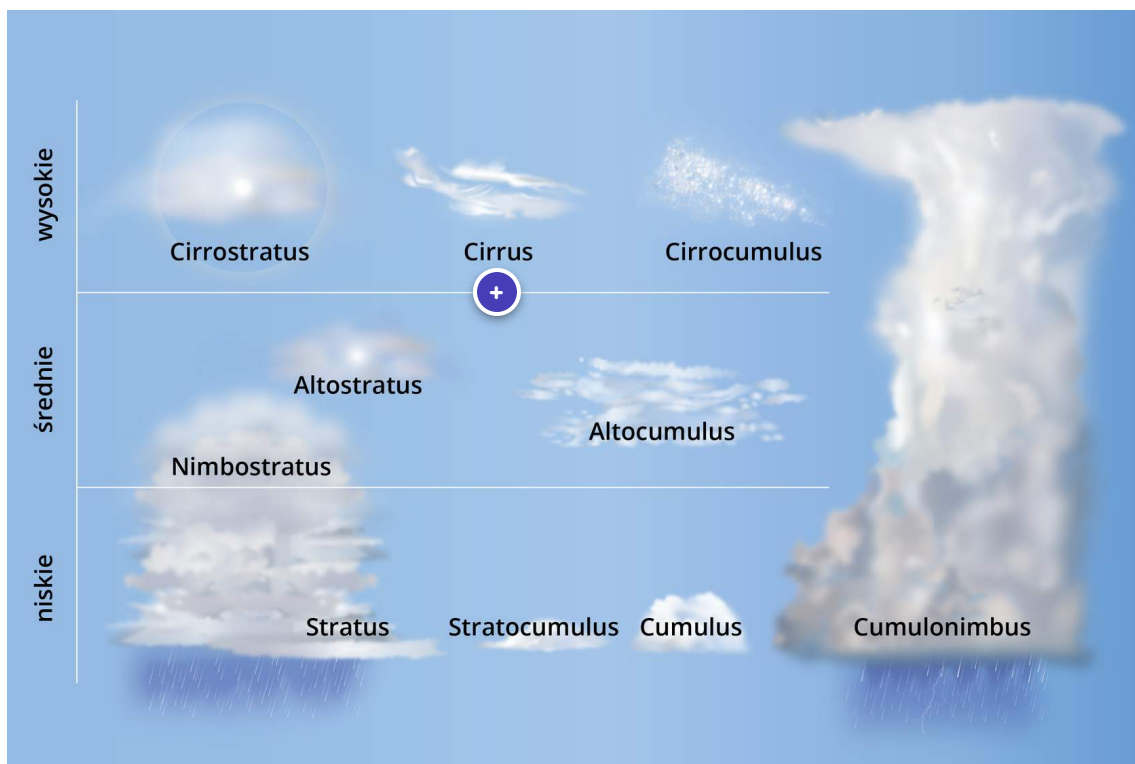




Cirrostratus Cs



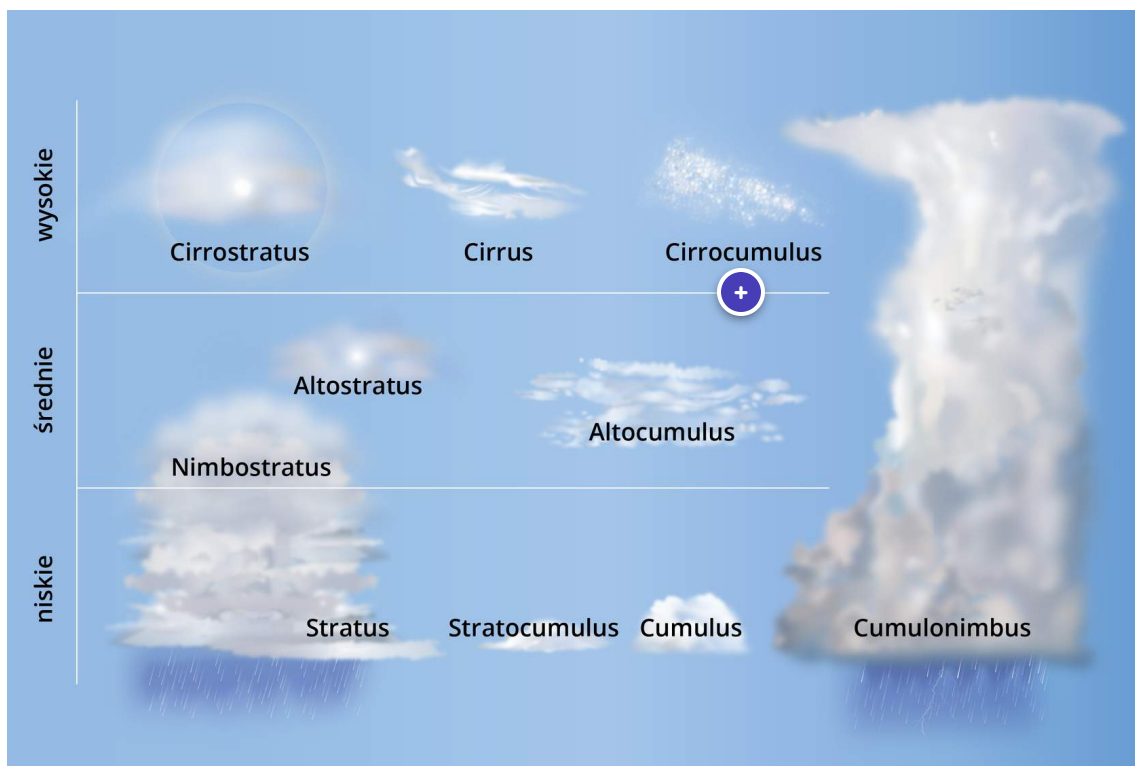
Chmury wysokie, warstwowe. Włóknista chmura o przejrzystej, mglistej postaci przypominającej welon.



Cirrus Ci



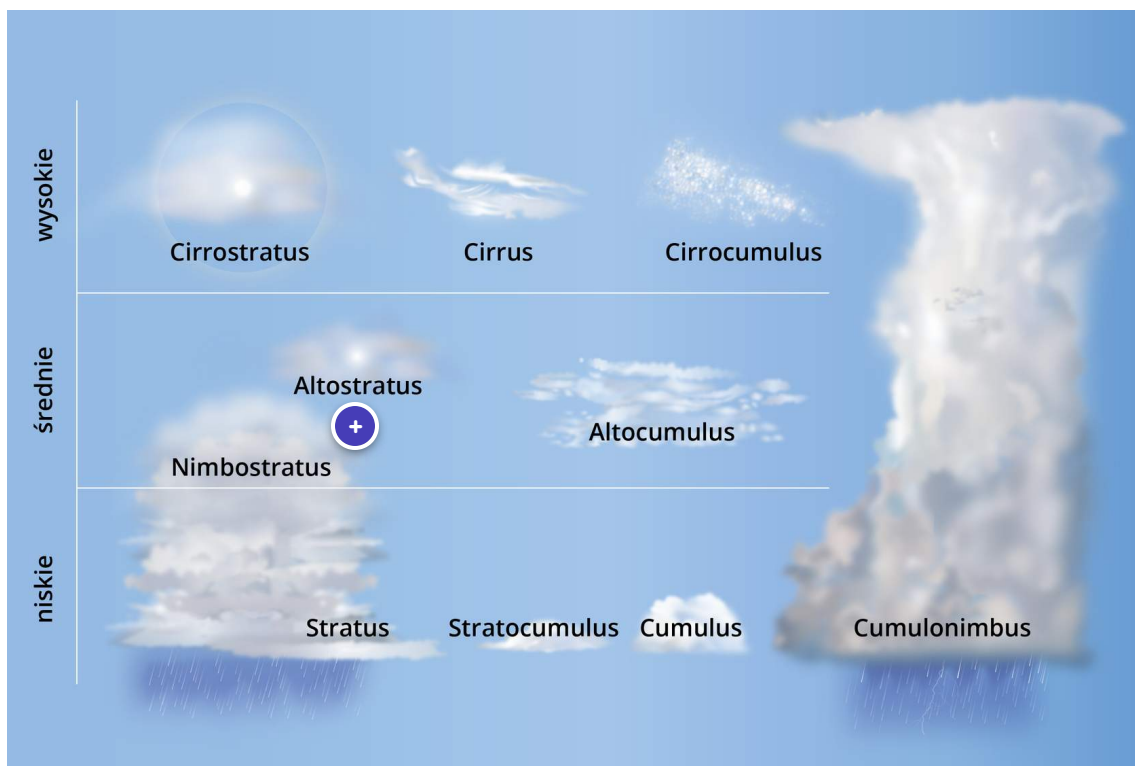
Chmury wysokie, pierzaste. Delikatne smugi przypominające pióra.



Cirrocumulus Cc



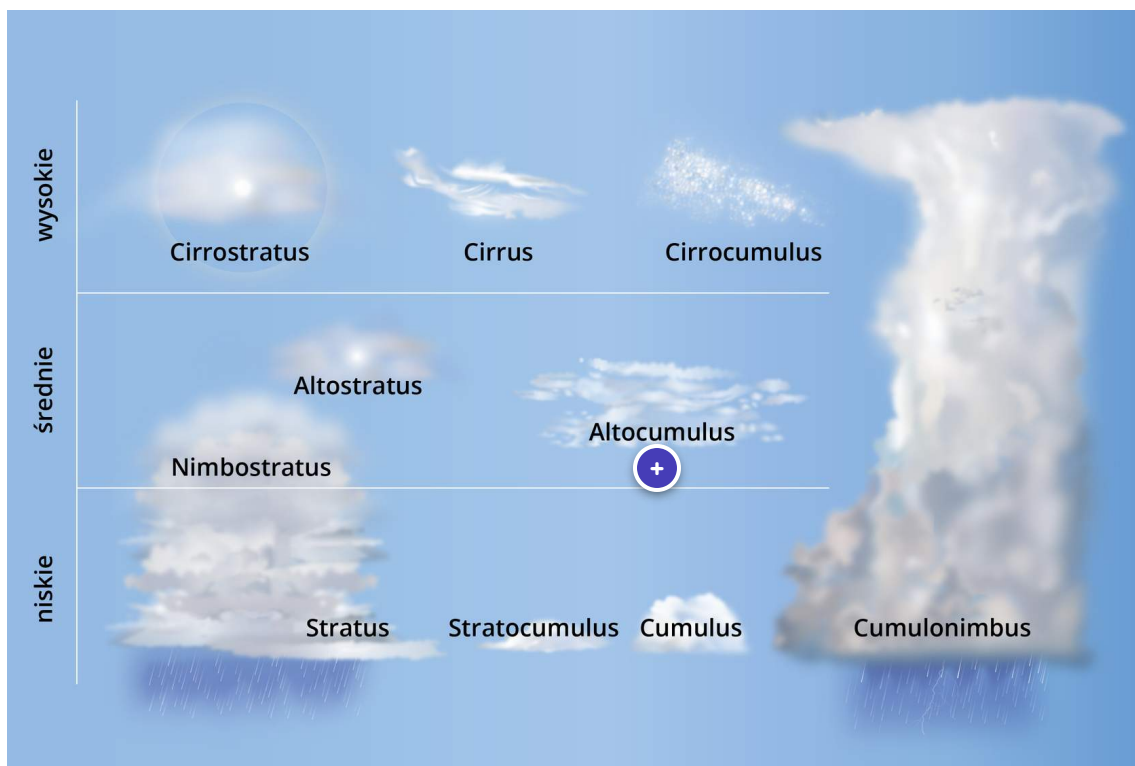
Chmury wysokie, kłębiaste. Małe białe płatki lub kłębki, często uporządkowane.



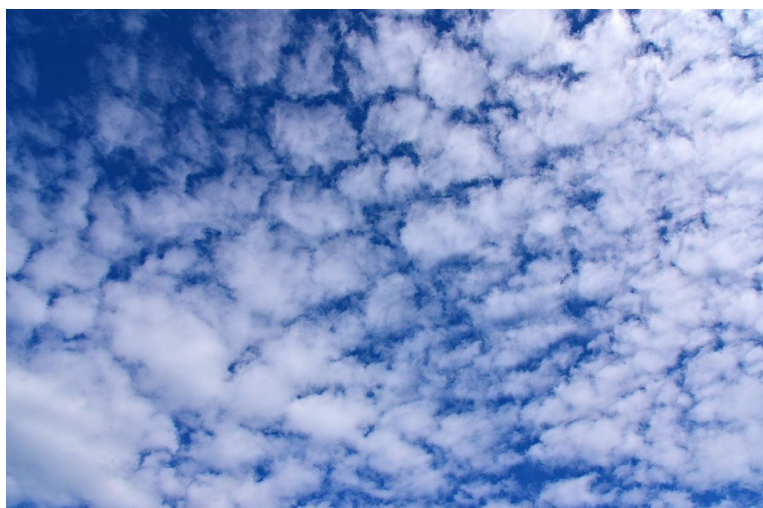
Altostarus As



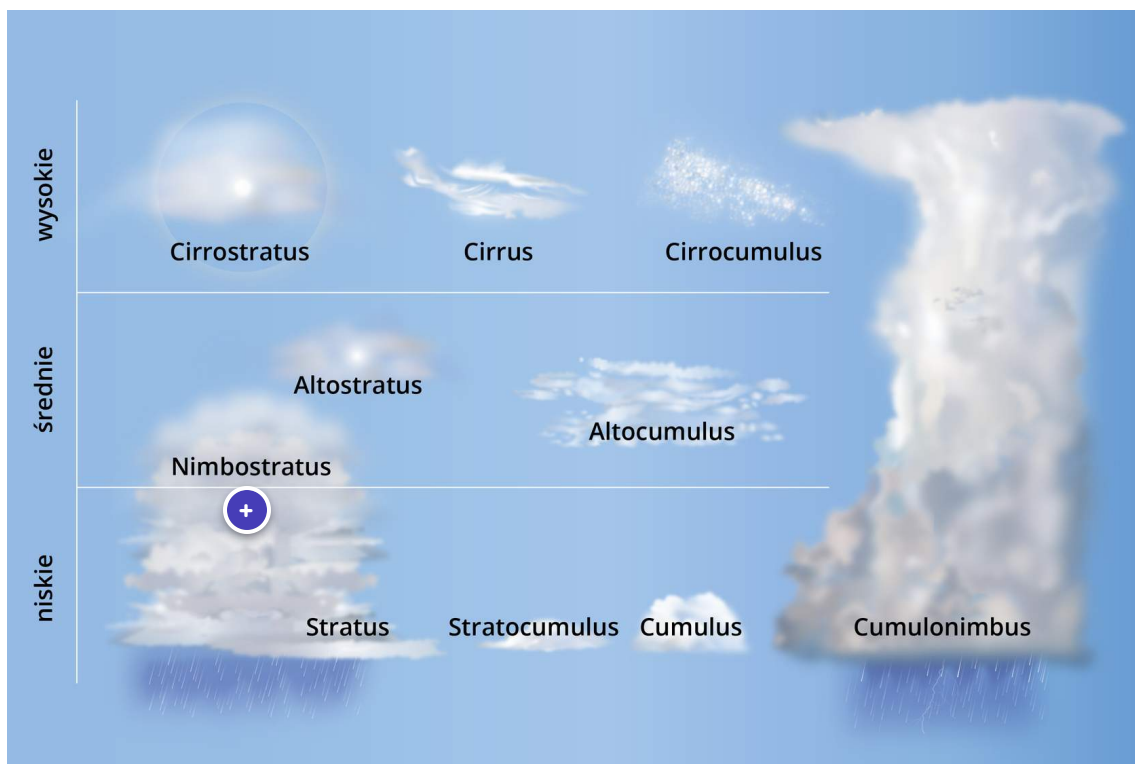
Chmury średnie, warstwowe. Niebieska lub szara warstwa gęstej chmury, przez którą widać słońce niczym przez mleczne szkło.



Altocumulus Ac



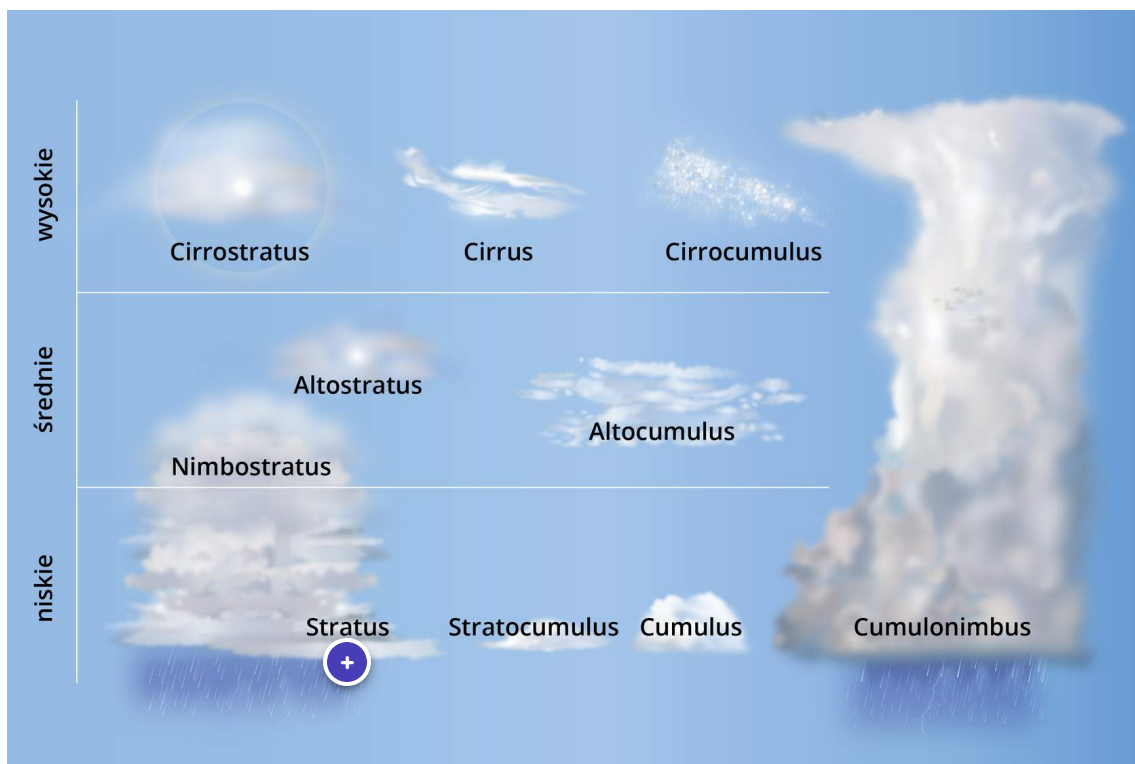
Chmury średnie, kłębiaste. Białe lub szare obłoki, które mogą się zrastać i tworzyć warstwę.



Nimbostratus Ns



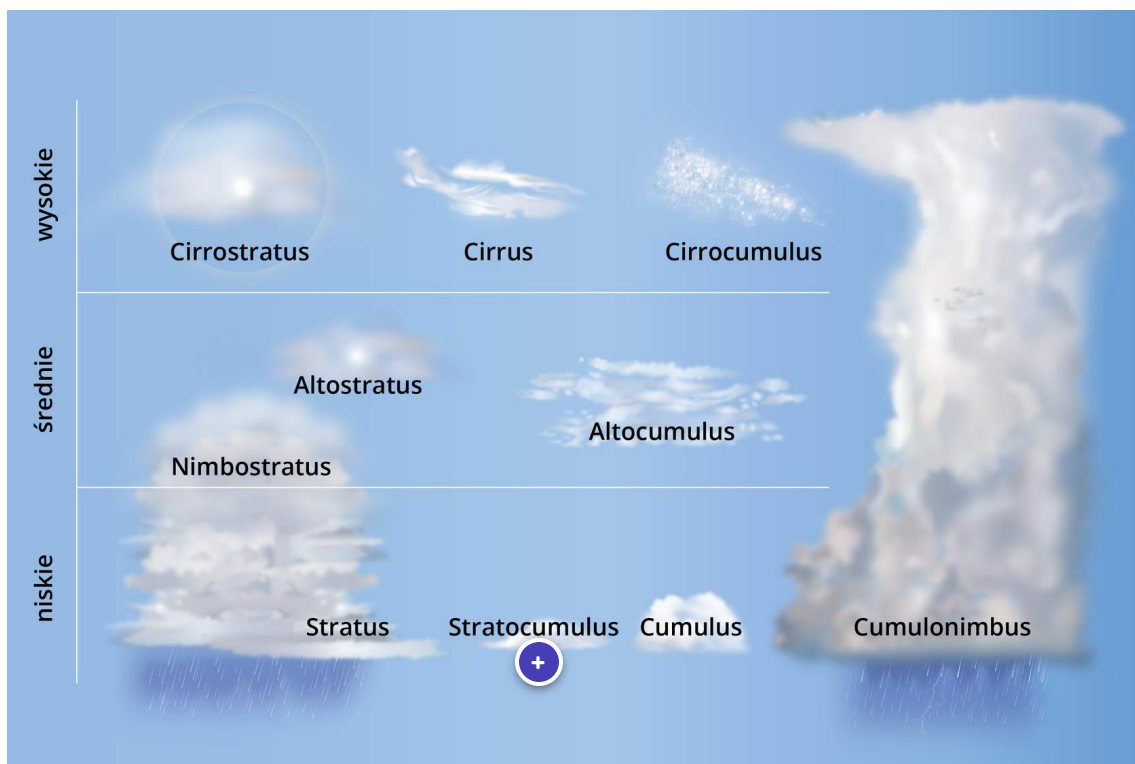
Chmury pionowe, warstwowe. Szara, ciemna i gruba warstwa chmur dająca ciągły opad deszczu lub śniegu.



Stratus St



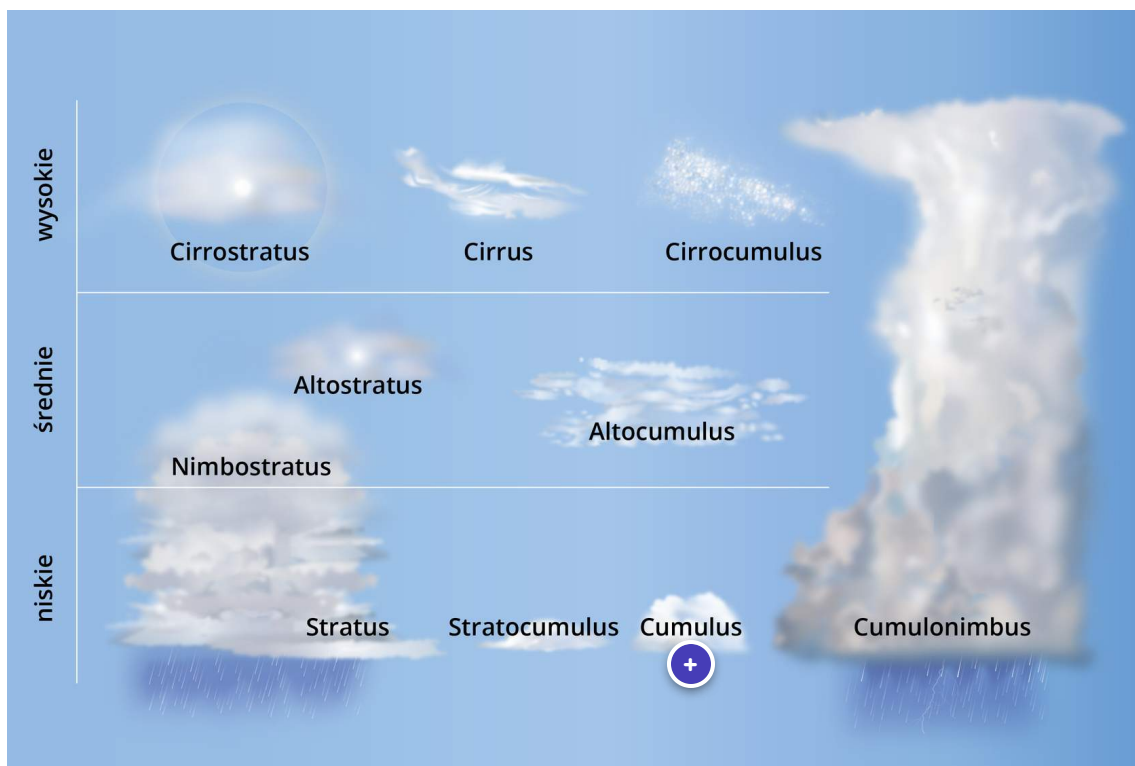
Chmura niska, kłębiasta. Szara jednorodna warstwa chmur dająca opad mżawki lub drobnego śniegu.



Stratocumulus Sc



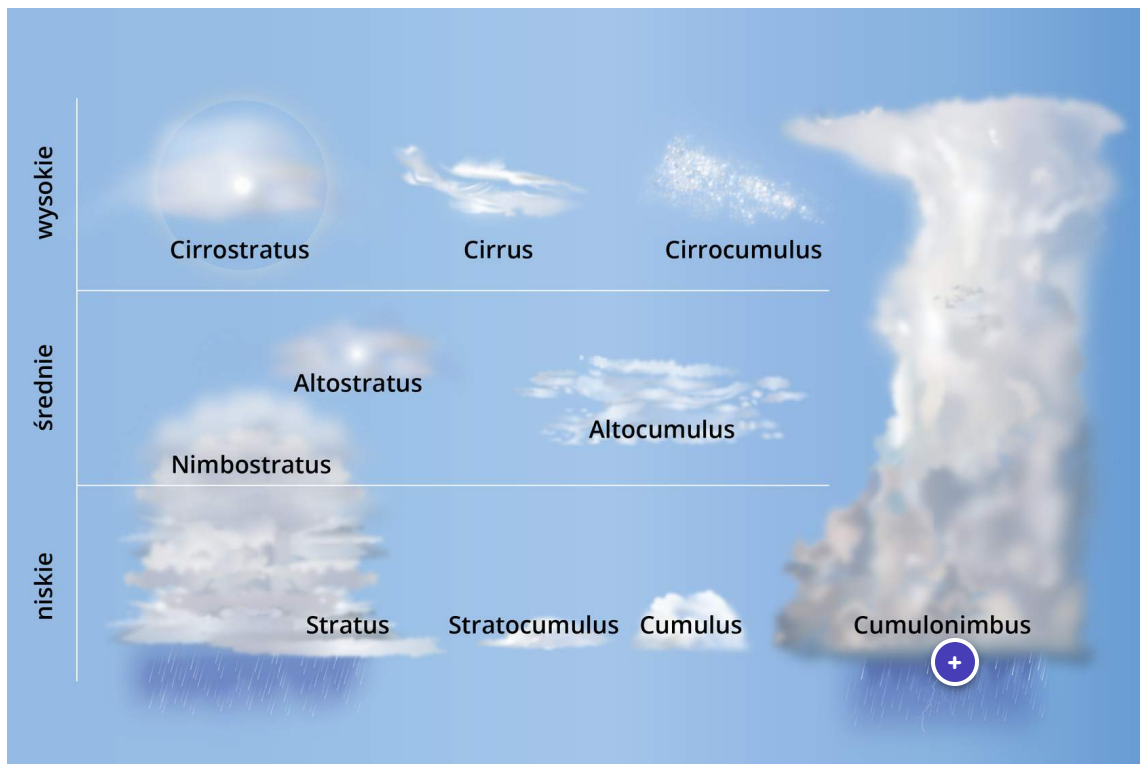
Chmura niska, kłębiasta. Szare i/lub białawe płyty chmur układające w spłaszczone bryły.



Cumulus Cu



Chmura niska, kłębiasta. Górna część pojedynczych chmur przypomina śnieżnobiały kalafior, podczas gdy dolna jest ciemna i spłaszczona.



Cumulonimbus Cb



Chmura pionowa, kłębiasta. Jest to potężna i gęsta chmura, której górna część układa się w charakterystyczne kowadło, a dolna jest bardzo ciemna, niska i poszarpana.

Mgły i zamglenia



02:52

1. Mgły z ochłodzenia:

a) radiacyjne – wypromieniowanie,

b) adwekcyjne – napływ ciepłego powietrza na chłodne podłoże.

1. Mgły frontowe.

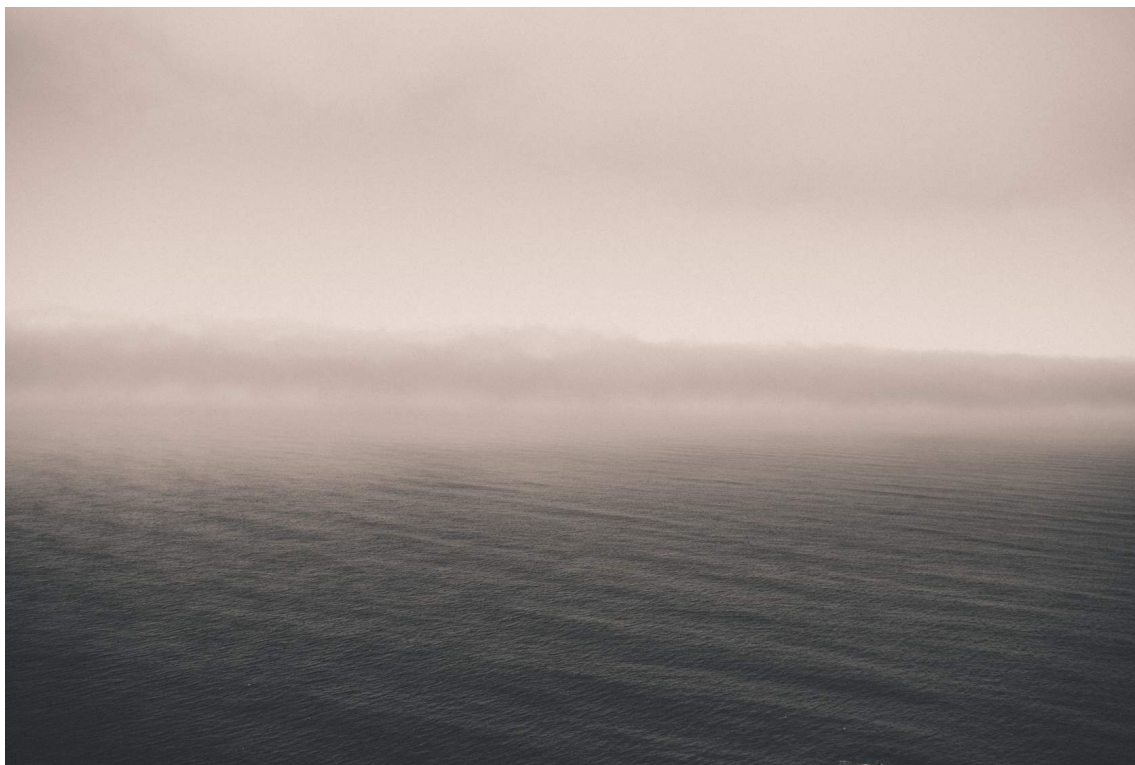
2. Mgły orograficzne.

3. Mgły z parowania – dymienie morza.

Mgły i zamglenia



Mgła radiacyjna



Mgły radiacyjne – są wywołane obniżeniem temperatury podłoża na skutek zaistniałego w nocy wypromieniowania ciepła z powierzchni Ziemi. Tworzy się początkowo przy powierzchni, a następnie rozwija w kierunku pionowym. Mgły te nie rozprzestrzeniają się na znacznych obszarach, występują lokalnie. Warunki sprzyjające ich powstawaniu:

- bezchmurna pogoda lub małe zachmurzenie;
- chłodna i wilgotna gleba wieczorem;
- wysoka wilgotność warstwy przyziemnej;
- słaby wiatr.

Źródło: <https://pxhere.com/en/photo/970986>

Krok 2

Mgła adwekcyjna

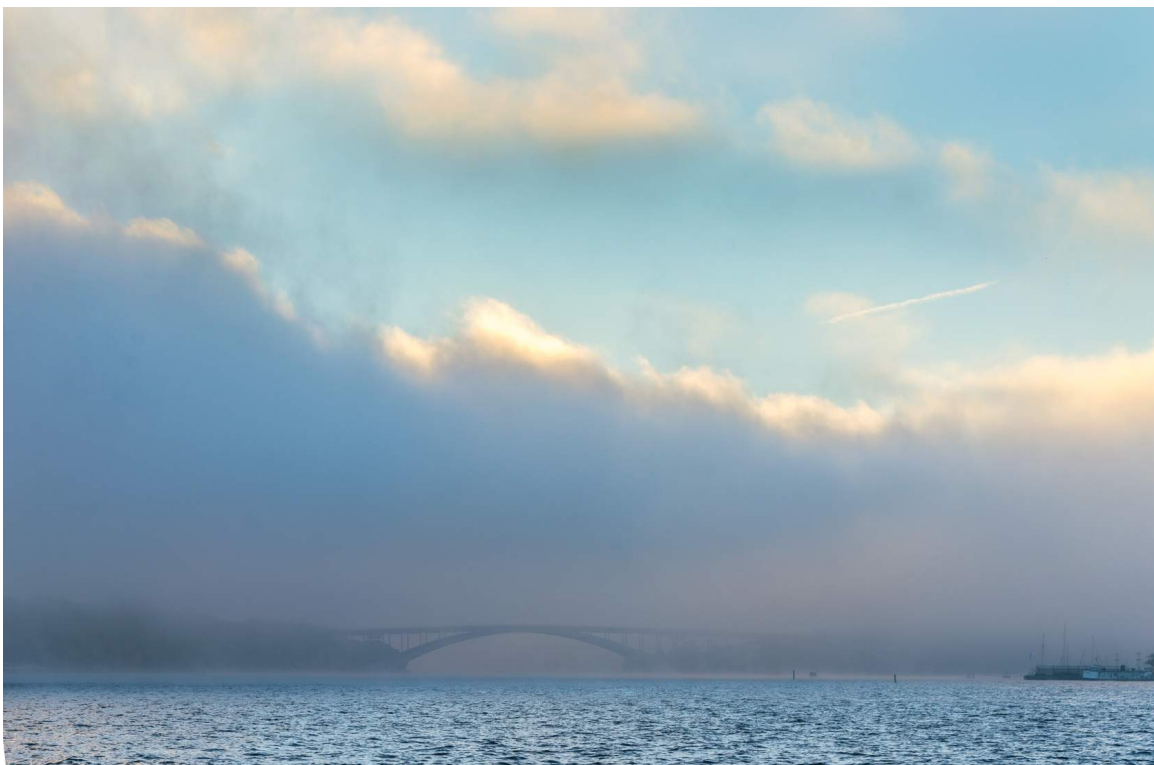


Mgły adwekcyjne – powstają w ciepłym powietrzu o dużej wilgotności, które napływa nad ciepłe podłoże (temperatura podłoża jest niższa, od temperatury punktu rosy powietrza). Występują o każdej porze dnia i mogą utrzymywać się nawet przez kilka dni. Mają również znaczny zasięg zarówno poziomy, jak i pionowy. Warunki sprzyjające ich powstawaniu:

- różnice temperatur podłoża i powietrza,
- wilgotność powietrza napływającego,
- długotrwałość procesu ochładzania.

Źródło: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Advection_fog_in_Helsinki_2014.jpg

Mgły frontowe



Mgły frontowe – powstają w wyniku turbulencyjnego mieszania się dwóch mas powietrza, różniących się od siebie temperaturą – chłodnej i ciepłej. Temperatura masy ciepłej obniża się do temperatury punktu rosy, zaczyna się proces kondensacji i wytwarza się mgła. Warunki sprzyjające ich powstawaniu:

- ochłodzenie,
- mieszanie się dwóch mas powietrza.

Źródło: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Frontal_fog_in_Stockholm_2015_06.jpg

Mgły orograficzne



Mgły orograficzne – powstają na skutek ochłodzenia na pograniczu wód i wysokich przybrzeżnych gór i na terenach górzystych.

Źródło: <https://www.flickr.com/photos/oaaphotolib/5033367878>

Krok 5

Mgły z parowania



Mgły z parowania – dymienie morza. Proces występujący nad obszarami morskimi. Aby zaszedł proces „dymienia morza”, konieczna jest znaczna różnica temperatur między powietrzem napływającym a wodą. Warunki sprzyjające powstawaniu:

- wyparowywanie ciepłej powierzchni morza, w przemieszczającą się chłodną masę powietrza (proces obserwowany zwłaszcza w chłodnej porze roku);
- inwersja o znacznej grubości.

Prędkości wiatru umożliwiające obserwację tego zjawiska mogą być zarówno niewielkie, jak i bardzo znaczne - dochodzące do około 30 m/s. Jeśli nad powierzchnią wody znajduje się warstwa inwersyjna, wtedy występująca pod nią para może utworzyć mgłę o nawet bardzo znacznej gęstości.

Źródło: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Lac_Genin_3.jpg

Widzialność



02:23

“Widzialność meteorologiczna – największa odległość, z której można dostrzec i rozpoznać czarny przedmiot odpowiednich rozmiarów na horyzoncie niebieskim, bądź w wypadku obserwacji nocnych – największa odległość, z której można by ten przedmiot dostrzec i rozpoznać, gdyby ogólne oświetlenie odpowiadało normalnemu poziomowi światła dziennego.”

- Widzialność meteorologiczna według „Spis świateł i sygnałów nawigacyjnych”,
wydawnictwo BHMW

Widzialność pozioma jest to największa możliwa odległość umożliwiająca dostrzeżenie obserwowanego obiektu.

Na morzu prawidłowe określenie widzialności jest trudne, wymaga doświadczenia. Często brak jest jakichkolwiek punktów odniesienia (inne obiekty, inne jednostki, znaki nawigacyjne, porównanie obserwacji wzrokowej z radarową), dlatego obserwacje widzialności prowadzi się w innej skali niż na

stacjach lądowych. Jeżeli w pobliżu nie ma żadnych obiektów, najlepsze wyniki uzyskuje się z oceny obserwacji widoczności widnokregu.

Stopień	Określenie słowne widzialności	Przyczyna obniżenia widzialności	Zasięg widzialności [m] i [Mm]
0	Bardzo zła (very bad)	Wyjątkowo gęsta mgła	0-50 m
1	Bardzo zła (very bad)	Gęsta mgła, bardzo gęsty śnieg	50-200 m
2	Zła (bad)	Umiarkowana mgła, gęsty śnieg, intensywny opad deszczu	200-500 m
3	Obniżona (low)	Słaba mgła, umiarkowany śnieg, bardzo intensywny opad deszczu	500 m-0,5 Mm
4	Słaba (poor)	Umiarkowany śnieg, zamglenie, silny opad deszczu	0,5-1,0 Mm
5	Słaba (poor)	Zamglenie, gęsta mżawka, słaby śnieg, umiarkowany opad deszczu	1,0-2,0 Mm

6	Umiarkowana (moderate)	Słabe zamglenie, silne zmętnienie, słaby opad deszczu, mżawka	2,0-5,0 Mm
7	Dobra (good)	Zmętnienie, zazwyczaj bez zamgleń czy opadów	5-11 Mm
8	Bardzo dobra (very good)	Bez opadów i zmętnień	11-28 Mm
9	Niezwykłe dobra (exceptional)	Wyjątkowo przezroczyste powietrze, superrefrakcja (refrakcja anomalna)	powyżej 28 Mm

Czynniki geograficzne widzialności poziomej na morzu:

- wysokość pionowa obserwowanego obiektu (im wyżej będzie zlokalizowany obserwowany obiekt, tym z większej odległości będzie możliwy do zobaczenia);
- wysokość oka obserwatora ponad powierzchnią Ziemi (im wyżej jest zlokalizowane oko obserwatora, tym większy będzie zasięg widoczności).

Wzór określający geograficzny zasięg widoczności:

$$D = 2.08 \times ((\sqrt{H}) + (\sqrt{z}))$$

gdzie:

D – zasięg widoczności w milach morskich [Mm]

H – wysokość obserwowanego obiektu ponad powierzchnią wody w metrach [m]

z – wysokość oka obserwatora ponad powierzchnią wody w metrach [m]

Wysokość oka obserwatora nad poziomem wody	Stopień widzialności	Widoczność widnokładu
1-7	8-9	Widnokład widoczny ostro
1-7	7	Widnokład widoczny dostatecznie
1-7	6	Widnokład widoczny niewyraźnie
1-7	5 i mniej	Widnokład niewidoczny
8-25	9	Widnokład widoczny ostro
8-25	8	Widnokład widoczny dostatecznie
8-25	7	Widnokład widoczny niewyraźnie

8-25	6 i mniej	Widnokrąg niewidoczny
------	-----------	-----------------------

Czynniki fizyczne wpływające na widzialność poziomą na morzu:

- czynniki wpływające na przezroczystość powietrza – przezroczystość atmosfery zależna jest od ilości cząstek ciał stałych lub ciekłych występujących w powietrzu, im w powietrzu występuje więcej pyłów pochodzenia lądowego i aerozoli pochodzenia morskiego, tym przezroczystość atmosfery jest mniejsza;
- czynniki określające rozchodzenie się światła w powietrzu – w atmosferze promienie światła uginają się w kierunku powierzchni Ziemi, jest to związane ze zmianami gęstości powietrza w pionie; w związku z występującą refrakcją zasięg widoczności widnokregu jest większy, niż gdyby promienie świetlne rozchodziły się prostoliniowo.

Czynniki psychofizyczne warunkujące ograniczenia obserwatora:

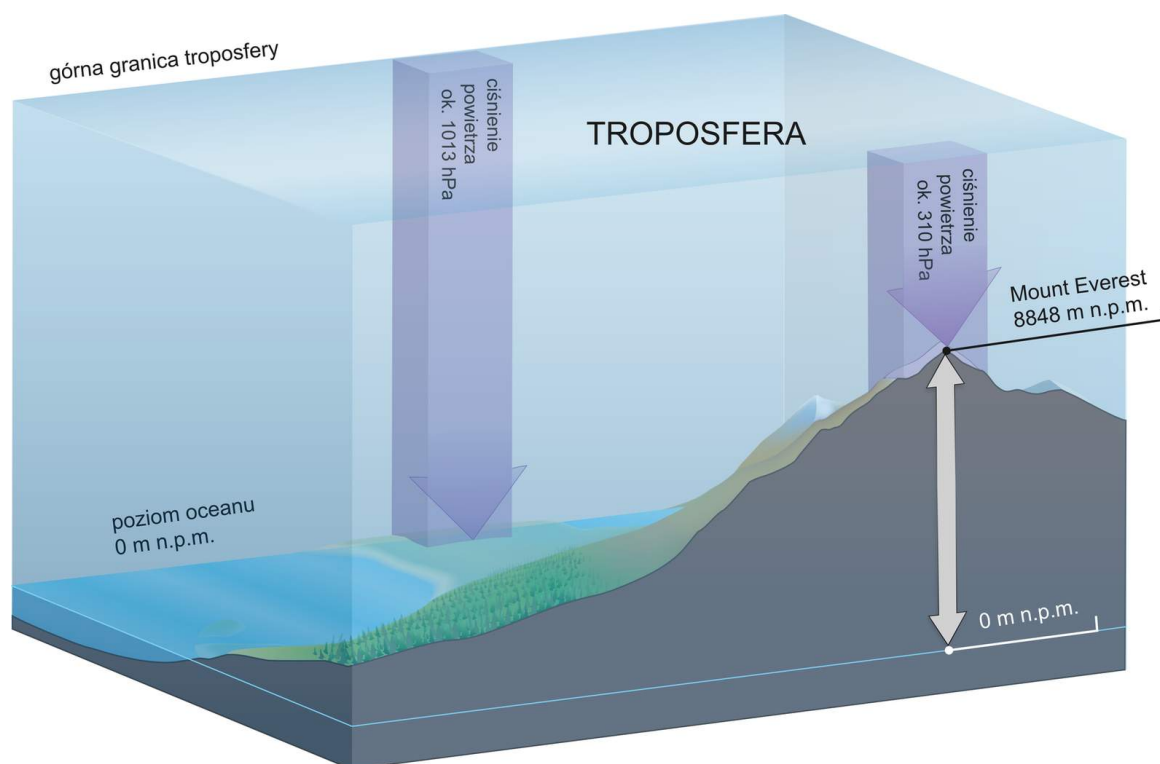
- ostrość wzroku,
- adaptacja oka do warunków obserwacji, oświetlenie,
- zmęczenie,
- koncentracja.

Ciśnienie atmosferyczne



00:38

Ciśnienie atmosferyczne, czyli nacisk słupa atmosfery na jednostkę powierzchni, zależy jest od wysokości tego słupa nad powierzchnią pomiaru, gęstości powietrza znajdującego się w tym słupie i przyspieszenia ziemskiego. W układzie SI jednostką pomiaru ciśnienia jest Pascal (1N/m^2). Do celów pomiaru ciśnienia atmosferycznego stosuje się jednostkę stukrotnie większą, czyli hektopaskala (hPa).



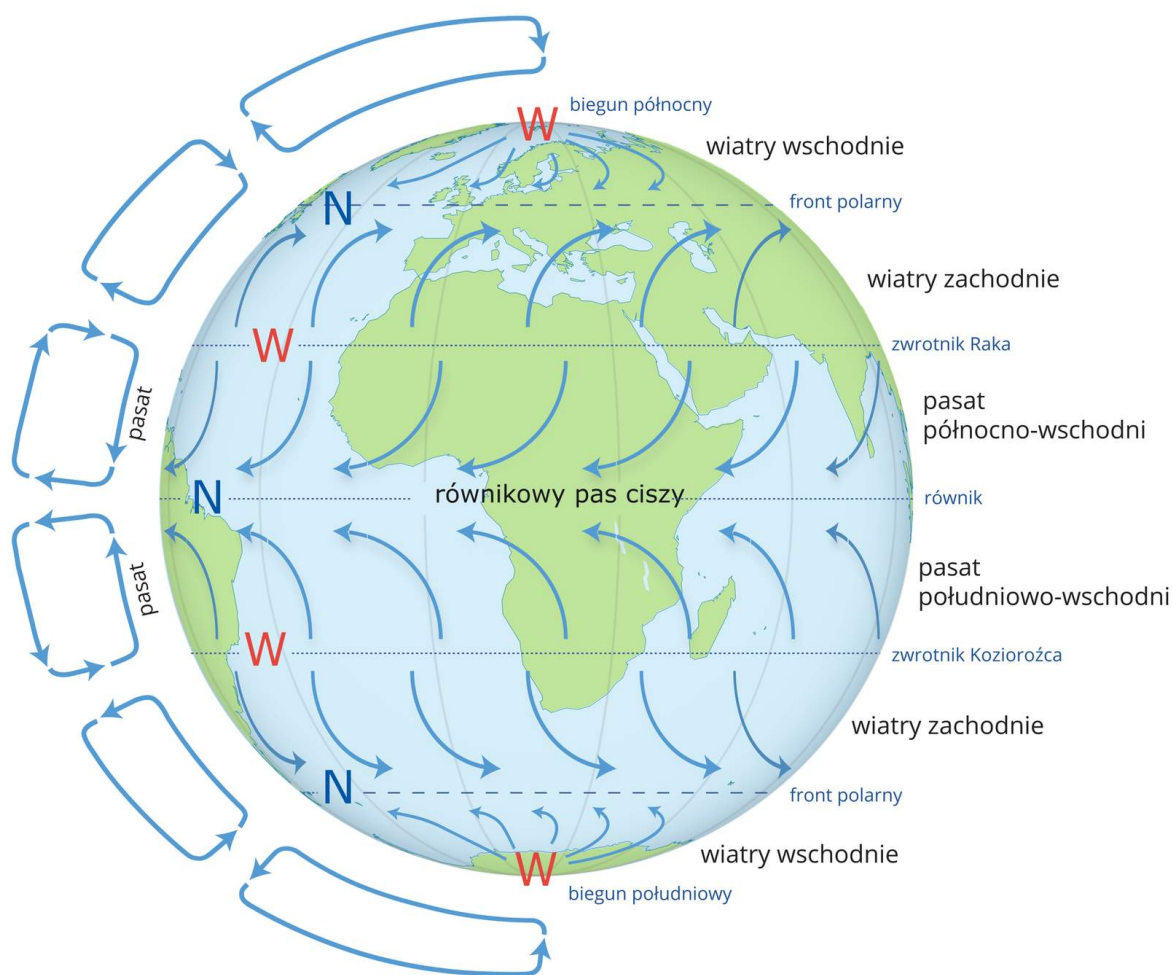
Przykładowa grafika pokazująca nacisk słupa atmosfery
Źródło: <https://zpe.gov.pl/a/jak-powstaje-wiatr/Dog9UD7>

Ciśnienie atmosferyczne jest ważnym elementem dobrych prognoz pogody, ponieważ wszystkie zjawiska atmosferyczne i meteorologiczne są uwarunkowane jego zmianami.

Ogólna cyrkulacja atmosfery



05:03



Ogólna cyrkulacja atmosfery to przemieszczanie się powietrza w skali całego globu. Są to ruchy zarówno wielkoskalowe, jak i lokalne. Cyrkulacja odgrywa ogromną rolę w wymianie ciepła między niskimi i wysokimi szerokościami geograficznymi. Dzięki takiej wymianie zachowane zostaje stabilne przechodzenie stref klimatycznych jedna w drugą.

Promienie słoneczne docierają do całej kuli ziemskiej nierównomiernie – o wiele więcej dociera do obszarów równikowych i zwrotnikowych niż do obszarów w średnich szerokościach geograficznych czy obszarów polarnych.

Obszary międzyzwrotnikowe nie są w stanie wypromieniować całego ciepła, które otrzymują, z kolei obszary polarne wypromieniowują go więcej, niż otrzymują.

Gdyby zanikł proces przenoszenia ciepła między obszarami międzyzwrotnikowymi a obszarem polarnym, te pierwsze stawałyby się coraz cieplejsze, z kolei te drugie - coraz chłodniejsze. Zjawisko dysproporcji w nagrzaniu powierzchni Ziemi stanowi podstawy mechanizmów cyrkulacji atmosfery.

Kolejnym czynnikiem jest ruch obrotowy Ziemi i związana z nim siła Coriolisa. Inne czynniki to siła odśrodkowa, tarcie, obecność oceanów i kontynentów oraz ich zróżnicowanie topograficzne.

Strefy ciśnienia na kuli ziemskiej:

Przyrównikowa strefa niskiego ciśnienia —

Przyrównikowa strefa niskiego ciśnienia przebiega w pobliżu równika i ma kształt falisty (będący wynikiem przesunięcia w wyższe szerokości nad kontynentami i niższe nad oceanami). W obszarze

międzyzwrotnikowej strefy zbieżności (ITCZ) występują wstępujące ruchy powietrza. Wznoszące się ciepłe powietrze w strefie okołorównikowej powoduje powstawanie w atmosferze obszaru niskiego ciśnienia. Jednocześnie podczas wznoszenia powietrze ochładza się, co tworzy chmury skutkujące opadami deszczu.

Podzwrotnikowa strefa wysokiego ciśnienia

Podzwrotnikowe strefy wysokiego ciśnienia to w centra rozległych wyżów podzwrotnikowych nad obszarami oceanicznymi, związane są z występowaniem zstępujących ruchów powietrza w obszarach tzw. końskich szerokości. W okolicach zwrotników powietrze ochładza się i opada, co powoduje formowanie się układów wysokiego ciśnienia w atmosferze. Jest to powodem bezchmurnej pogody i niewielkich opadów. Opadające powietrze jest ciepłe i suche, co skutkuje sprzyjającymi warunkami tworzenia się obszarów pustynnych. Na półkuli północnej występuje Wyż Azorski i Wyż Hawajski, a na półkuli południowej wyże Południowoatlantycki, Południowopacyficzny i Południowoindyjski. Latem strefy te są podzielone obszarami niskiego ciśnienia tworzącymi się nad rozgrzanym lądem. Zimą opasują Ziemię nieprzerwanym pasem, łącząc się z wyżami stacjonarnymi tworzącymi się nad kontynentami.

Strefa obniżonego ciśnienia szerokości umiarkowanych

Strefy obniżonego ciśnienia szerokości umiarkowanych na obu półkulach są bardzo szerokie. Niskie ciśnienie związane jest z występowaniem frontu polarnego. Latem, gdy nad kontynentami panuje niskie ciśnienie, mają charakter prawie ciągły. Zimą na półkuli północnej są przerywane wyżami stacjonarnymi tworzącymi się nad kontynentami w wyniku ochłodzenia – wyżami Azjatyckim i Kanadyjskim. Na półkuli południowej otacza Ziemię prawie ciągłym pasem.

Okołobiegunowa strefa podwyższonego ciśnienia

Okołobiegunowe strefy podwyższonego ciśnienia charakteryzują się umiarkowanie wysokim ciśnieniem, związanym z występowaniem zimnego, gęstego powietrza w obszarach polarnych. Na półkuli północnej są one zakłócone przez niż baryczny przemieszczający się ze strefy obniżonego ciśnienia szerokości

umiarkowanych. Antarktyda i Grenlandia to najbardziej stabilne obszary, gdzie podwyższone ciśnienie (z powodu niskiej temperatury) utrzymuje się przez cały rok.

Główne strefy wiatrów

Uproszczony schemat ruchu powietrza wyróżnia trzy obiegi kołowe na każdej półkuli:

- strefę występowania wschodnich pasatów w obszarze międzyzwrotnikowym,
- strefę przeważających wiatrów zachodnich w umiarkowanych szerokościach geograficznych,
- strefę występowania wiatrów wschodnich w obszarach polarnych.

Równikowy pas ciszy (ITCZ, z ang. Intertropical Convergence Zone) – międzyzwrotnikowa strefa zbieżności, położona w sąsiedztwie równika, gdzie spotykają się pasaty z obu półkul. W obszarze tym występują słabe wiatry i gorąca, wilgotna pogoda.

Końskie szerokości (ang. horse latitudes) – obszar znajdujący się pomiędzy strefą pasatów a rejonem o przeważających wiatrach zachodnich. Wiatry w tym obszarze są raczej słabe lub nie występują wcale.

Front polarny – oddziela strefę o przeważających wiatrach zachodnich od polarnej strefy wiatrów wschodnich.

Wiatry na kuli ziemskiej

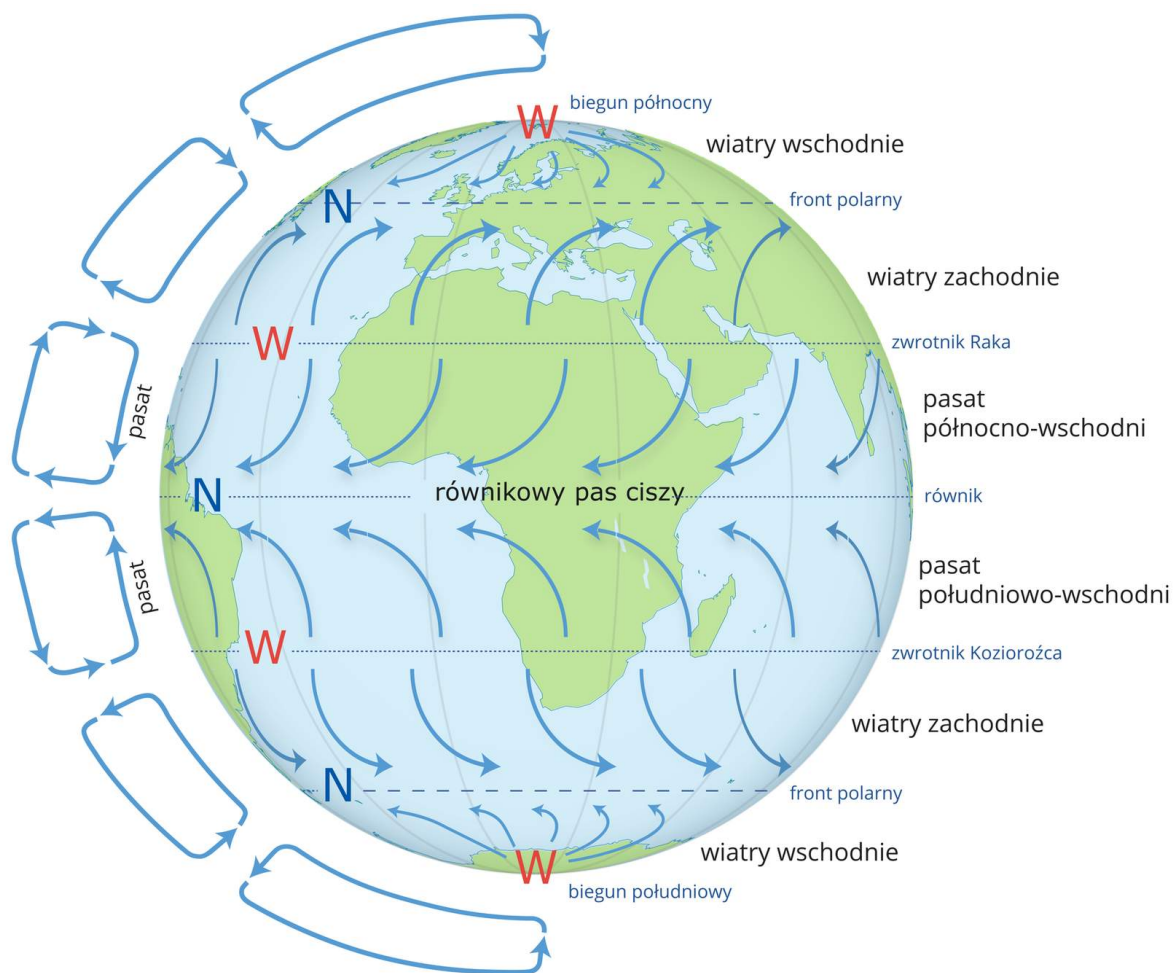


06:55

Atmosfera zawsze stara się osiągnąć równomierny rozkład ciśnienia poprzez przeniesienie powietrza z obszaru o wyższym ciśnieniu do obszaru o niższym ciśnieniu. Jednak obserwowany wiatr powierzchniowy nie wieje bezpośrednio od wysokiego do niskiego ciśnienia, porusza się mniej więcej równoległe do izobar. Ten efekt jest powodowany przez Siłę Coriolisa. Tarcie na powierzchni Ziemi wpływa również na wiatr powierzchniowy. Efektem tarcia jest osłabienie siły wiatru i lekkie cofanie kierunku wiatru od izobary.

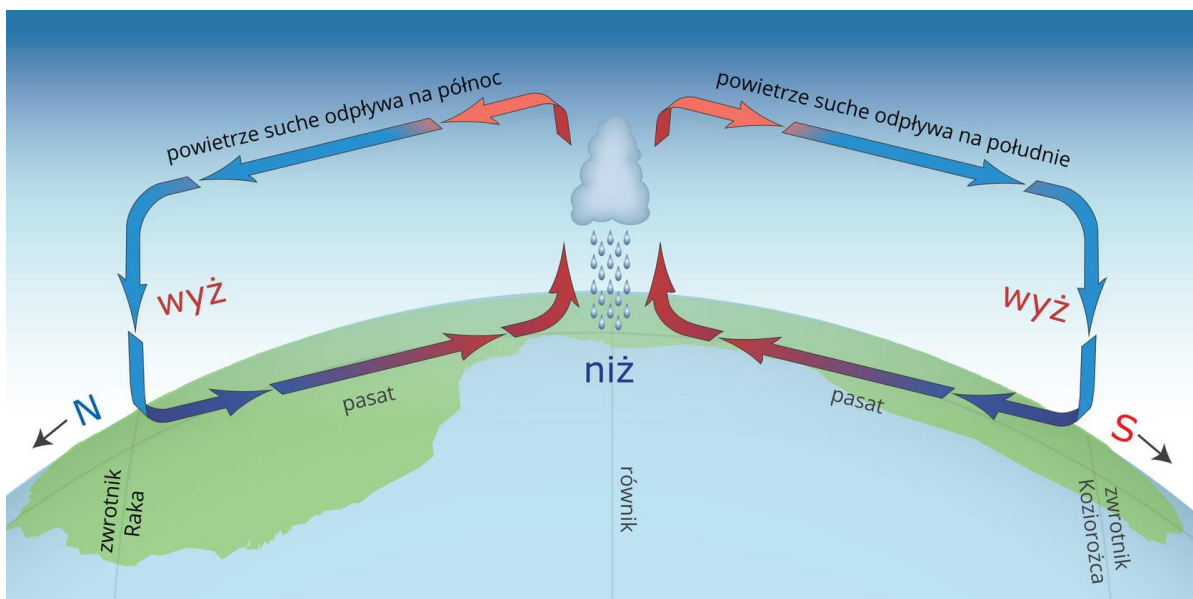
Na półkuli północnej powietrze porusza się w kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara, przy czym wiatr wieje lekko na zewnątrz przez izobary pod kątem około $15-20^\circ$. Powietrze porusza się w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara wokół obszaru o niskim ciśnieniu, a wiatr wieje lekko do wewnątrz przez izobary pod kątem około $10-20^\circ$.

Na półkuli południowej cyrkulacje są odwrócone, a powietrze rozchodzi się w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara wokół antycyklonu i zbiega się w kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara wokół zagłębienia.



Prędkość wiatru zależy od gradientu ciśnienia (lub szybkości zmiany ciśnienia wraz z odległością) w danej lokalizacji. Wskazuje na to odstęp między izobarami; im bliższy odstęp, tym większy gradient ciśnienia i silniejszy wiatr.

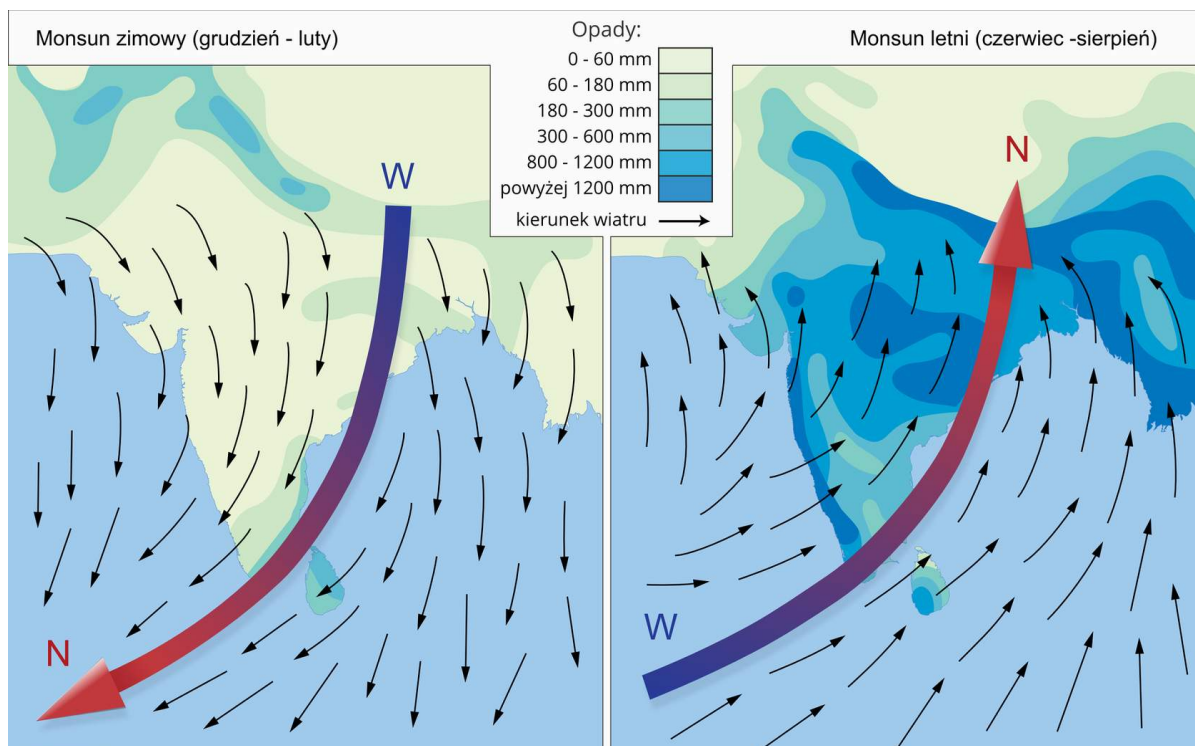
Wiatry stałe



Pasaty – wiatry charakterystyczne dla szerokości międzyzwrotnikowych. Na obydwu półkulach wieją w stronę przyrównikowej strefy niskiego ciśnienia. Na półkuli północnej pasaty docierają do przyrównikowej strefy niskiego ciśnienia z północnego wschodu, a na półkuli południowej z południowego wschodu. ITCZ (Intertropical Convergence Zone) jest to międzyzwrotnikowa strefa zbieżności lub strefa konwergencji, jest to strefa gdzie zbiegają się pasaty obydwu półkul.

Pasaty zaznaczają się najbardziej nad otwartymi przestrzeniami oceanów, gdzie ich prędkość sięga od kilku do kilkunastu węzłów. Pomimo że prędkość ta jest nieznaczna, stałość kierunku, jaki utrzymują, wywołuje falowanie utrudniające żeglugę. Przykładem jest stale wzburzone Morze Karaibskie.

Wiatry sezonowe



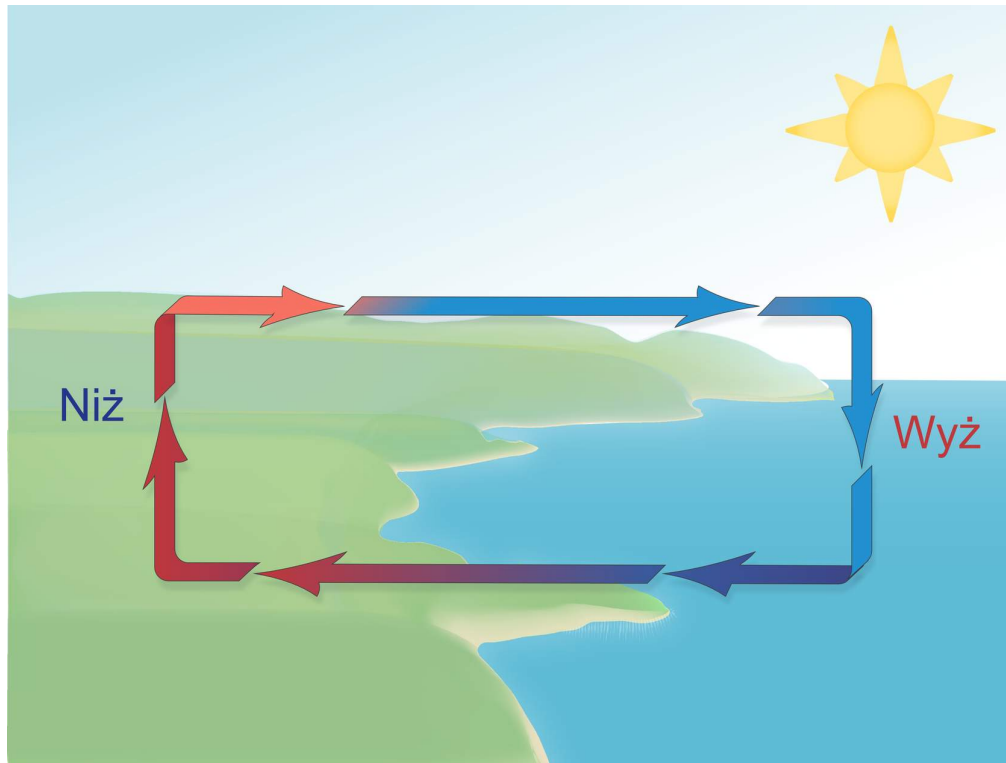
Monsun – wiatr sezonowy, powstający w wyniku różnej szybkości nagrzewania się i oddawania ciepła przez podłoże. Monsun zmienia swój kierunek dwa razy do roku. W cieplej porze wieje znad morza na ląd, zaś w porze chłodnej w przeciwnym kierunku. Monsuny wywołane są okresowymi zmianami ciśnienia atmosferycznego nad oceanem i kontynentem. W cieplej porze roku nad oceanem panuje wysokie ciśnienie, a nad lądem niskie, w chłodnej porze sytuacja jest odwrotna. Następstwem zmiany kierunku wiatru jest nagła zmiana pogody; monsun zimowy (lądowy) niesie za sobą pogodę suchą, o małym zachmurzeniu, z rzadko występującymi opadami; monsun letni (morski) niesie za sobą pogodę deszczową, z ulewnymi opadami, mającymi niekiedy katastrofalne skutki.

Najsilniej wykształcony system cyrkulacji monsunowej występuje w południowej i południowo-wschodniej Azji.

Wiatry lokalne

Krok 1

Bryza



Bryza – wiatr lokalny z cyrkulacją powietrza powstającą nad podłożem o zróżnicowanych właściwościach termicznych, zwykle zmienia kierunek dwukrotnie w ciągu doby. Przyczyną powstawania bryz jest nierównomierne ogrzewanie i chłodzenie lądu i morza. W dzień słońce gwałtownie podnosi temperaturę powierzchni lądu, podczas gdy temperatura morza nie ulega dużym zmianom. Powietrze w kontakcie z lądem rozszerza się i unosi, a na jego miejsce napływa powietrze z morza, wytwarzając wiatr na lądzie znany jako morska bryza. Nocą ląd szybko traci ciepło przez wypromieniowanie i staje się zimniejszy niż sąsiednie morze – powietrze nad lądem jest schładzane i napływa w kierunku morza, aby wypierać cieplejsze powietrze, wytwarza wiatr na morzu zwany bryzą lądową. Te bryzy pojawiają się również czasami w umiarkowanych szerokościach geograficznych przy dobrej pogodzie latem, chociaż skutki są słabsze. Bryza morska zwykle pojawia się przed południem i osiąga maksymalną siłę (siła 4-5, czasami 6) w połowie popołudnia. Wycisza się około zachodu słońca. Bryzy lądowe opadające późnym

wieczorem i słabnące tuż po wschodzie słońca są zwykle słabsze niż bryzy morskie. Następujące czynniki sprzyjają rozwojowi bryzy lądowej i morskiej:

- bezchmurne lub częściowo zachmurzone niebo,
- spokojne warunki lub lekkie zmienne wiatry,
- pustynne lub suche, jałowe wybrzeże w przeciwieństwie do lasów czy bagien,
- wysoki teren w pobliżu wybrzeża.

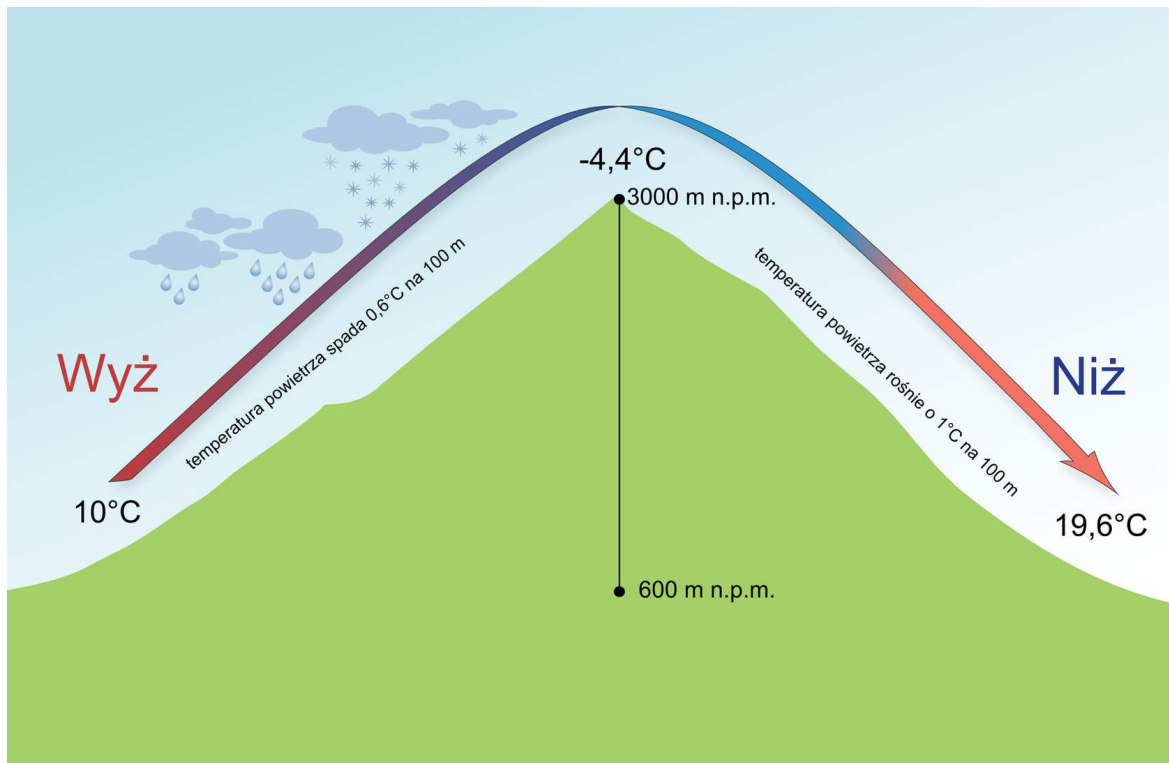
Krok 2

Wiatr górski i dolinny

Wiatr górski i dolinny – powstaje w górach podczas bezchmurnej pogody, a ich kierunek zmienia się w cyklu dobowym. Wiatr dolinny – w ciągu dnia powietrze przylegające do stoków szybciej się nagrzewa i jako lżejsze unosi się, na jego miejsce napływa chłodniejsze powietrze z dna doliny. Wiatr górski – w nocy powietrze na szczytach szybciej się wychładza, staje się cięższe i spływa w dół wzdłuż stoków.

Krok 3

Fen, chinook, halny



Fen, chinook, halny – ciepły, suchy i porywisty wiatr, występuje po zawietrznej stronie pasma górskiego, pojawia się również na pograniczu wysokich górzystych brzegów i otwartego morza. Powstaje, gdy wilgotne masy powietrza podczas przemieszczania z wyżu do niżu na swojej drodze napotykają barierę górską. W trakcie wznoszenia para wodna ulega kondensacji, a temperatura spada średnio o 0,5°C na każde 100 m. Powstają chmury oraz występują opady atmosferyczne. W dół opada powietrze suche i zimne, ogrzewając się o 1°C na każde 100 m.

Krok 4

Bora

Bora – zimny, suchy, porywisty wiatr. Występuje w przypadku niższych pasm górskich, ciągnących się wzdłuż wybrzeży. Różnice temperatur i wilgotności mogą nie występować, jednak gwałtowne opadanie powietrza może powodować powstawanie niebezpiecznych fal (występuje w południowej Francji, w niektórych rejonach Morza Czarnego, Włochy, Grecja, USA Kalifornia, Chorwacja).

Krok 5

Mistral

Mistral – chłodny, porywisty wiatr północny lub północno-zachodni, wiejący zimą i wiosną w pobliżu wybrzeży francuskich i włoskich Morza Śródziemnego. Wywołane nim falowanie charakteryzuje się krótką i wysoką falą.

Krok 6

Szkwał

Szkwał – gwałtowny, krótkotrwały wiatr związany z przemieszczającą się chmurą cumulonimbus dającą opady burzowe. Niekiedy jego prędkość przekracza 30 m/s.

Cyklony tropikalne (huragany, tajfuny)



05:22

Cyklony tropikalne (huragany, tajfuny)



Autor zdjęcia: mikolajn

Źródło: <https://www.istockphoto.com/pl/zdjecie/zdjecie-satelitarne-burzy-tropikalnej-huraganu-cyklonu-lub-tajfunu-elementy-tego-gm1354904024-429532008?phrase=cyclone>

ZABURZENIA TROPIKALNE	DEPRESJE TROPIKALNE	SZTORM TROPIKALNY	HURAGANY
Zaburzenia tropikalne – słabe wiry powietrza o niewielkim zasięgu i prędkości wiatru 22-27 węzłów (6°B). Oznaczany literą D (disturbance) na mapach synoptycznych. Obok znajdują się wartości współrzędnych geograficznych centrum zaburzenia i panującego w nim ciśnienia.			

ZABURZENIA TROPIKALNE	DEPRESJE TROPIKALNE	SZTORM TROPIKALNY	HURAGANY
Depresje tropikalne – dość wyraźnie wykształcony przywodny wir powietrza o średniej prędkości wiatru 28-33 węzłów (7°B). Na mapach synoptycznych oznaczana literami TD (tropical depression). Obok podana nazwa depresji, jej numer oraz informacje o współrzędnych geograficznych centrum, kierunku i prędkości przemieszczania się, prędkości wiatru – maksymalnej i w porywach, oraz o wartości ciśnienia. Centrum oznaczone jest krzyżykiem w kółku.			

ZABURZENIA TROPIKALNE	DEPRESJE TROPIKALNE	SZTORM TROPIKALNY	HURAGANY
Sztorm tropikalny – bardzo silny wir powietrza, prędkości wiatru 34-63 węzłów (8-11°B), na mapach oznaczone są literami TS (tropical storm). Obok podana jest nazwa sztormu i jego numer oraz dane o współrzędnych geograficznych, prędkości wiatru – maksymalnej i w porywach, kierunku i prędkości			

przemieszczania się oraz wartości ciśnienia w centrum. Centrum jest oznaczone charakterystycznym symbolem – jasnym kółkiem z dwoma ciemnymi skrzydełkami.

ZABURZENIA TROPIKALNE	DEPRESJE TROPIKALNE	SZTORM TROPIKALNY	HURAGANY
Huragany – prędkość wiatru 64 i więcej węzłów (12°B), na mapach synoptycznych oznaczone następującymi literami H (hurricane) na Oceanie Atlantyckim i wschodniej części Oceanu Spokojnego, T lub TH (typhoon) w zachodniej części Oceanu Spokojnego i C (cyclone) na Oceanie Indyjskim na północ od równika. Obok podana jest nazwa huraganu, jego numer oraz informacje o współrzędnych geograficznych jego centrum, prędkości wiatru – maksymalnej oraz w porywach, kierunku i prędkości przemieszczania się oraz wartości ciśnienia w centrum. Centrum oznaczane jest ciemnym kółkiem z ciemnymi skrzydełkami.			

Etapy rozwoju cyklonu



Pionowy przekrój cyklonu

Stadium powstawania

W zaburzeniu, wokół ośrodka obniżonego ciśnienia tworzy się wirowa cyrkulacja powietrza.

Stadium młodego cyklonu

Ciśnienie zaczyna szybko spadać, a wiatr w wirowym ruchu osiąga coraz większe prędkości. W części centralnej tworzy się oko, które otacza pierścień wirujących chmur.

Stadium dojrzałe

Obszar objęty przez cyklon powiększa się, ustaje spadek ciśnienia, prędkość wiatru nie wzrasta. Symetria cyklonu zaczyna zanikać.

Stadium zanikania

Cyklon „poszerza się” i zaczyna w nim wzrastać ciśnienie. Słabnie prędkość wiatru. Cyklon przeobraża się w sztorm tropikalny, następnie w depresję tropikalną, po czym ostatecznie zanika.

Cyklony sięgają od 15 do 18 km wysokości i obejmują często cały przekrój pionowy troposfery. Wraz z wysokością ich zasięg terytorialny maleje. Średnice cyklonów, które znajdują się w stadium młodego

cyklonu i stadium dojrzałym, mogą się zawierać w bardzo szerokich granicach od 30-40 do 540 Mm. Najczęstsze średnice cyklonów znajdujących się w stadium dojrzałym wynoszą około 320-350 Mm.

Prędkości postępowe cyklonów są zróżnicowane, wahają się od kilku do ponad 20, a niekiedy 30 węzłów.

Cyklony przemieszczają się wraz z masami powietrza, sprawia to, że wykazują ruch postępowy, odbywający się w środkowej troposferze, a wyznaczony przez istniejące wielkie układy baryczne.

W parabolicznym torze cyklonu wyróżnia się trzy odcinki:

odcinek równikowy —

biegnie od wschodu na zachód, odchylając się z wolna ku wyższym szerokościom geograficznym, na tym odcinku cyklon porusza się dość wolno nie przekraczając 10 węzłów;

odcinek południkowy —

prędkość cyklonu wzrasta do kilkunastu węzłów, na tym odcinku znajduje się punkt zwrotny. Tutaj w ruchu cyklonu zaczyna przeważać kierunek wschodni;

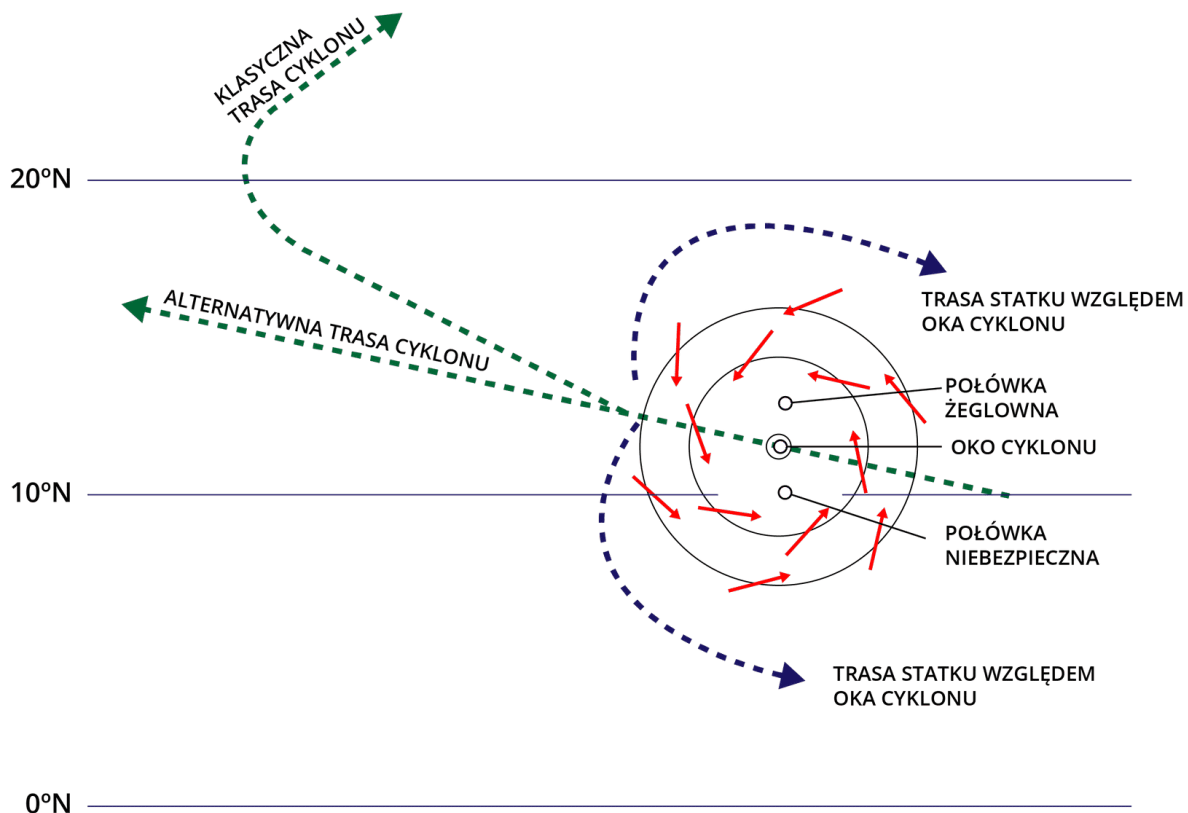
odcinek polarny —

biegnie na północny wschód (na półkuli południowej na południowy wschód). Prędkości cyklonów są w nim zróżnicowane, sięgają od kilku do 30 węzłów.

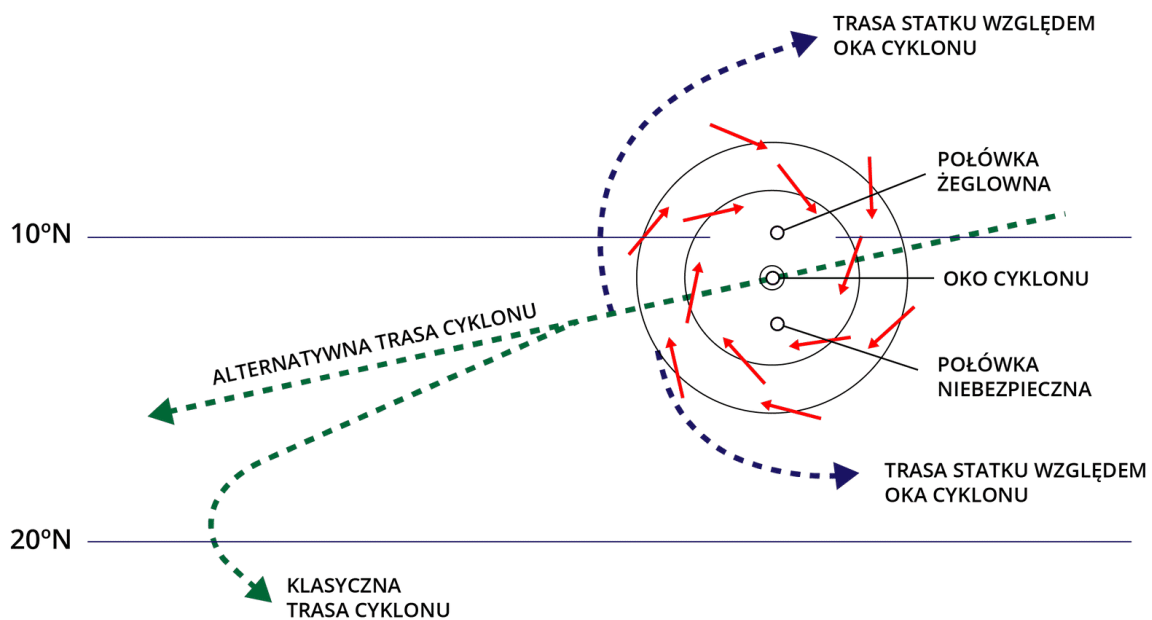
Okres istnienia cyklonów wynosi od kilku do kilkunastu dni, czasem kilka tygodni. Proces zanikania następuje najszybciej nad lądem i nad chłodną powierzchnią oceanu.

Żegluga a trajektoria cyklonu

NA PÓŁKULI PÓŁNOCNEJ



NA PÓŁKULI POŁUDNIOWEJ



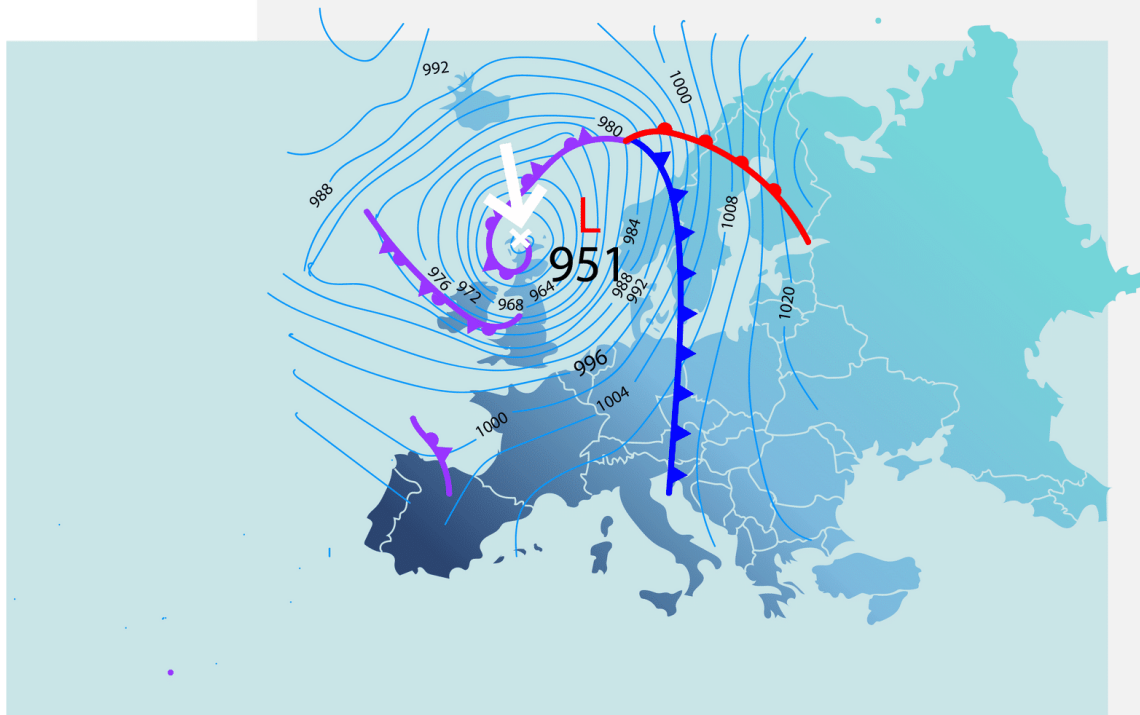
Warunki żeglugi w prawej części cyklonu (w stosunku do jego diametralnej) są w znacznym stopniu trudniejsze niż w lewej. Przyczynia się to tego silny wiatr i znaczne falowanie. W prawej części kierunek wiatru i przemieszczania się cyklonu są takie same i się sumują, w lewej części redukują się. W prawej połówce znajduje się również oko cyklonu i związana z nim strefa najsilniejszych wiatrów. Z tego powodu prawa połówka cyklonu uważana jest za niebezpieczną, natomiast lewa za żeglowną.

Niże i wyże baryczne



01:46

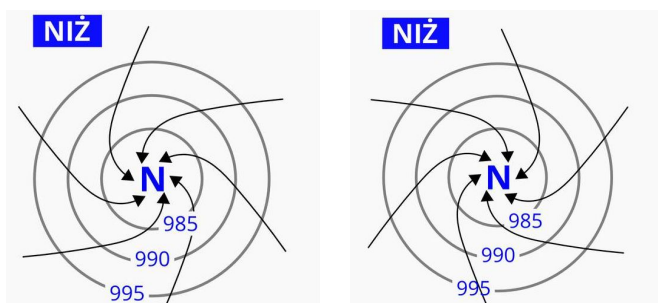
Niż baryczny



Niż baryczny to obszar o niższym ciśnieniu atmosferycznym od tego występującego w otoczeniu. Charakteryzuje go układ zamkniętych izobar, w którym ciśnienie maleje ku jego środkowi.

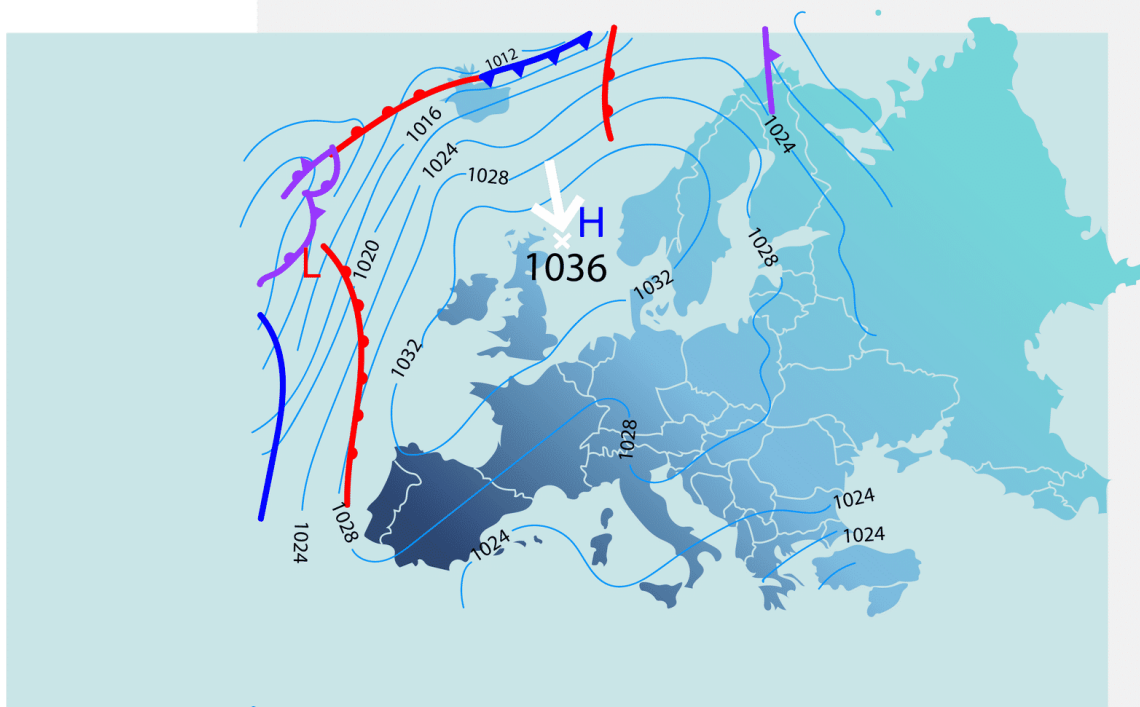
Niże baryczne tworzą się w wyniku termicznych i dynamicznych zmian ciśnienia. Ciepłe powietrze w wyniku wznoszenia ochładza się, przez co zmniejsza się jego nacisk, powstaje ośrodek o mniejszym ciśnieniu. Przez ochładzanie się powietrza podczas wznoszenia, osiąga ono temperaturę punktu rosy, w związku z czym z pogodą niżową wiążą się zachmurzenia i opady.

Na półkuli północnej kierunek poruszającego się powietrza jest przeciwny do ruchu wskazówek zegara (na półkuli południowej zgodny), z jednoczesnym odchyleniem w kierunku centrum.



Na mapach synoptycznych niż baryczny oznacza się literą N (lub po ang. L – low).

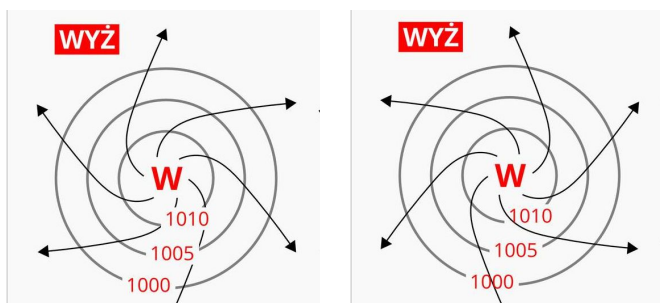
Wyż baryczny



Wyż baryczny to obszar o wyższym ciśnieniu atmosferycznym od tego występującego w otoczeniu. Charakteryzuje go układ zamkniętych izobar, w którym ciśnienie wzrasta ku jego środkowi.

Wyże powstają w wyniku ogrzewania się opadającego powietrza. Nacisk powietrza się zwiększa, w związku z czym powstaje ośrodek o większym ciśnieniu. Opadające, ogrzane powietrze nie może osiągnąć punktu rosy, a co za tym idzie pogodę wyżową cechuje brak opadów oraz brak lub małe zachmurzenie.

Kierunek ruchu powietrza wyżu na półkuli północnej jest zgodny, a na półkuli południowej przeciwny do ruchu wskazówek zegara, z lekkim odchyleniem na zewnątrz.



Na mapach synoptycznych wyż baryczny oznacza się literą W (lub po ang. H – high).

Stan morza



Umowna ocena stanu powierzchni morza na podstawie występującej fali. Opisana jest przy pomocy dziesięciostopniowej skali Douglasa.

	Description (opis)	Height (wysokość fali) [m]	Wind speed (prędkość wiatru) [Beaufort Scale]
0	Calm-glassy (gładź)	0	0
1	Calm-rippled (zmarszczki)	0-0,1	1
2	Smooth wavelets (bardzo łagodne)	0,1-0,5	2
3	Slight (łagodne)	0,5-1,25	3-4
4	Moderate (umiarkowane)	1,25-2,5	4-5

5	Rough (wzburzone)	2,5-4,0	5-7
6	Very rough (bardzo wzburzone)	4,0-6,0	7-8
7	High (wysokie)	6,0-9,0	8-10
8	Very high (bardzo wysokie)	9,0-14,0	10-12
9	Phenomenal (niezwykłe)	Over (ponad) 14,0	12

Zasady prowadzenia pomiarów i obserwacji meteorologicznych



09:50

Na morzach i oceanach obowiązek prowadzenia obserwacji i rozpowszechniania informacji pogodowych spoczywa na statkach i ich załodze. Meldunki pogodowe, ze względu na małą liczbę obserwacji na rozległych obszarach oceanicznych, mają bardzo duże znaczenie. Obserwacje pogodowe prowadzone są przez cały czas, a pomiary meteorologiczne dokonywane są o określonych godzinach, a następnie przesyłane do lądowych stacji odbiorczych. Dalej trafiają do ośrodków, gdzie są opracowywane. Są to dane, które dotyczą:

- temperatury,
- wilgotności powietrza,
- ciśnienia atmosferycznego,
- kierunków i prędkości wiatrów,
- zachmurzenia oraz rodzajów chmur,
- opadów atmosferycznych,
- widzialności,
- wielkości i kierunku falowania,

- zjawisk lodowych.

Obserwacje pogodowe na statkach wykonywane są w godzinach: 0000, 0600, 1200 oraz 1800 UTC. W przypadku, gdy mamy do czynienia z trudnymi warunkami pogodowymi, obserwacje powinny zostać wykonane również w godzinach pośrednich: 0300, 0900, 1500 oraz 2100 UTC.

Statki są przystosowane do prowadzenia obserwacji meteorologicznych, mają pełen zestaw instrumentów, aby je przeprowadzić. Niejednokrotnie są to systemy zautomatyzowane, odczyt z czujników rozlokowanych na statku możliwy jest na mostku nawigacyjnym.

Temperatura

Wartość temperatury określa się skalą Celsjusza lub Fahrenheita (np. w Stanach Zjednoczonych).

Przelicznik zależności między nimi wygląda następująco:

$$t^{\circ}\text{C} = 5/9 (\text{F}-32)$$

$$t^{\circ}\text{F} = 9/5 \text{C} + 32$$

Do pomiaru temperatury używa się termometrów:

Cieczowych

Najbardziej rozpowszechnione i niezawodne. Składają się ze zbiorniczka z cieczą, który jest receptorem, oraz szklanej rurki ze skalą. Przy odczytach należy brać pod uwagę poprawkę instrumentalną (związaną z niedokładnością wykonania instrumentu).

Oporowych —

Ich podstawą działania jest zmiana oporu elektrycznego przewodnika pod wpływem zmian temperatury.

Termoelektrycznych —

Stanowią zamknięty obwód, w skład którego wchodzi przewody zbudowane z dwóch różnych metali. Z jednej strony końce przewodów są połączone, z drugiej jeden z nich znajduje się w stałej temperaturze, a drugi w miejscu pomiaru. Przy istniejącej różnicy temperatur między końcami niepołączonymi płynie prąd elektryczny, którego natężenie jest proporcjonalne do różnicy temperatur na wolnych końcach.

Temperatury wody morskiej na większości statków odczytuje się w maszynowni. Termometr umieszczony jest w obudowie rury doprowadzającej wodę zaburtową do chłodnic silnika głównego.

Termograf to urządzenie do ciągłego zapisu temperatury. Dzięki temu wiemy, kiedy w ciągu doby miała miejsce najwyższa i najniższa temperatura oraz jak długo się one utrzymywały.

Wilgotność powietrza

Przyrządem pozwalającym na bezpośredni odczyt wilgotności względnej powietrza jest higrometr. Działa on na zasadzie wydłużania się spletu włosów wraz ze wzrostem wilgotności lub skracania wraz z jej spadkiem. Ruchome ramię przekazuje zmiany na skalę, na której dokonuje się odczytu. Jest to urządzenie mało dokładne, którego błędy sięgają kilku procent.

Ciśnienie atmosferyczne

ANEROID**BAROMETR ELEKTRONICZNY****BAROGRAF**

Urządzenie powszechnie stosowane na statkach do pomiaru ciśnienia atmosferycznego. Wewnątrz aneroidu znajduje się puszka Vidiego w formie membrany, reagująca na zmiany ciśnienia atmosferycznego. Puszka ta wykonana jest z cienkiej i sprężystej blachy, wewnątrz której ciśnienie jest obniżone. Zmiany ciśnienia atmosferycznego powodują odkształcanie się tej puszki – pod wpływem wzrostu ciśnienia ścianki ulegają ściskaniu, a przy spadku ciśnienia siły sprężystości blachy próbują ją rozszerzyć. Ruchy membrany za pomocą dźwigni i kółek zębatych są przenoszone na wskazówkę poruszającą się na tle skali.

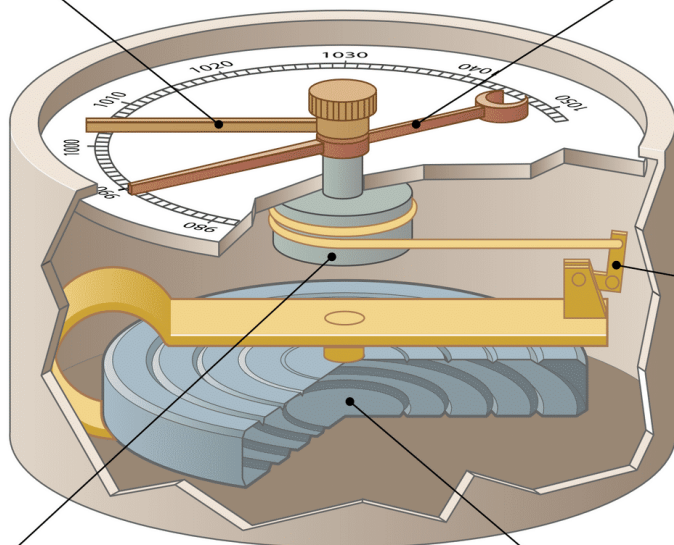
wskazówka kontrolna

wskazówka pomiarowa

dźwignia

wrzeciono wskazówki

puszka próżniowa



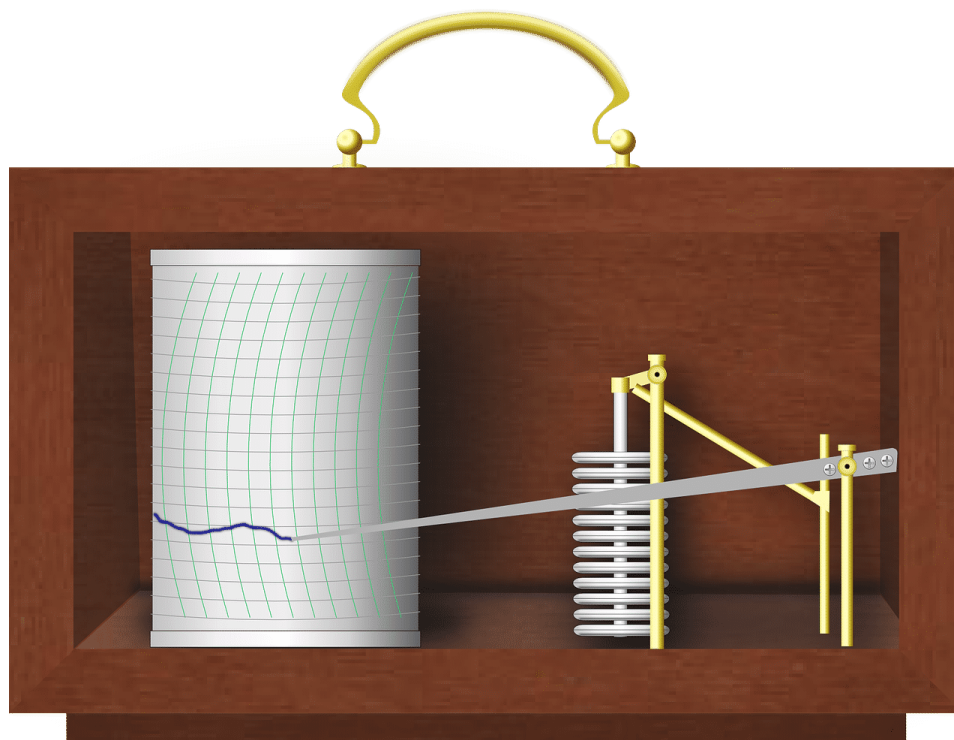
ANEROID**BAROMETR ELEKTRONICZNY****BAROGRAF**

Do pomiaru ciśnienia wykorzystuje czujniki cyfrowe. Działa na podobnej zasadzie co aneroid, ale pomiar odkształceń dokonywany jest dokładniej. Do obliczeń ciśnienia uwzględniana jest również temperatura, którą najczęściej mierzy ten sam czujnik. Pomiar przekazywany jest w postaci cyfrowej. Nie jest potrzebna kalibracja, ponieważ ta została wykonana przez producenta danego czujnika.

**ANEROID****BAROMETR ELEKTRONICZNY****BAROGRAF**

Pozwala na ciągły odczyt oraz zarejestrowanie zmian ciśnienia atmosferycznego zmierzonego za pomocą barometru. Opiera się na odczycie uzyskanym przez zginięcie, które wytwarza ciśnienie atmosferyczne na cienkich warstwach metalu o cylindrycznym kształcie, czyli puszkach Vidiego (zazwyczaj 4-6), połączonych szeregowo, aby uzyskać wystarczająco dużą siłę, która pozwala na pokonanie oporów tarcia pisaka o papier. Deformacje elementu pomiarowego, za pomocą specjalnej dźwigni, przenoszone są na

ramię odpowiedzialne za zapis danych za pomocą pióra. Rejestracja odbywa się na rolce, która obraca się wokół własnej osi dzięki wewnętrznemu mechanizmowi zegarowemu.



Kierunek i prędkość wiatru

Wiatr to ruch powietrza, który opisywany jest wektorem o określonej wielkości i zwrocie, czyli określa się prędkość i kierunek wiatru. Opisuując kierunek wiatru na różny kompasowej należy pamiętać, że podawany jest kierunek, z jakiego wiatr wieje. Jeżeli wiatr wieje z kierunku wschodniego, to mówimy o wietrze wschodnim, jeżeli wiatr wieje z kierunku północnego, mówimy o wietrze północnym.

Prędkość wiatru określa drogę, jaką przebywa powietrze w jednostce czasu względem przyrządu pomiarowego. Prędkość wiatru określa się w m/s bądź w węzłach ($1 \text{ w} = \text{Mm/h}$, w przybliżeniu 1 w to $0,5 \text{ m/s}$). Jeśli pomiar wiatru dokonywany jest względem nieruchomego punktu na powierzchni Ziemi, to mówimy o kierunku i prędkości wiatru rzeczywistego. Jeśli pomiar dokonywany jest za pomocą przyrządu, który jest w ruchu względem powierzchni Ziemi (statek w ruchu), to mówimy o kierunku i

prędkości wiatru pozornego. W praktyce obserwacyjnej kierunek wiatru powinien być określany z dokładnością nie mniejszą niż 10° .

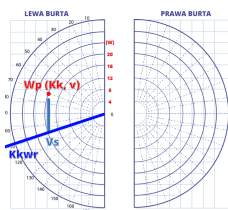
Wiatr pozorny i rzeczywisty

W Dzienniku Okrętowym oraz w raportach meteorologicznych należy podawać parametry wiatru rzeczywistego. W dzisiejszych czasach na większości statków zainstalowane są wiatromierze nowej generacji, które pozwalają użytkownikowi na wybór opcji wskazań, czy ma to być wiatr pozorny czy rzeczywisty.

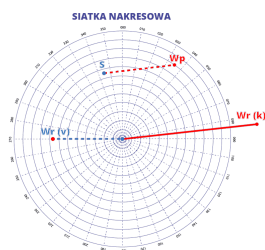
Na statkach starszego typu możemy spotkać się z urządzeniami, które wskazywać będą wiatr pozorny.

Większość systemów map elektronicznych (ECDIS) oraz systemów ARPA, które współpracują z DGPS lub GPS, mają możliwość wprowadzenia sygnału z wiatromierza, dzięki temu parametry wiatru rzeczywistego mogą być obliczane automatycznie na bieżąco. W niektórych przypadkach istnieje również możliwość ręcznego wprowadzenia do systemu wartości wiatru pozornego, a wiatr rzeczywisty system oblicza automatycznie.

W ostateczności możemy skorzystać z nakresu manewrowego, bądź specjalnego diagramu wiatru rzeczywistego, gdzie należy wykreślić prędkość oraz kurs statku oraz wartości wiatru pozornego.



Siatka burty



Siatka nakresowa

Kolejnym sposobem na określenie parametrów wiatru jest obserwacja uporządkowanej fali wiatrowej. W tym celu ustawiamy namiernik statkowy zgodnie z liniami grzbietów fal, a następnie skręcamy namiernik o 90° , w kierunku, z którego wiatr wieje. Prędkość wiatru szacujemy ze skali Beauforta. Należy jednak pamiętać, że powinna być to obserwacja powierzchni morza, a nie wysokość fal.

Urządzenia do odczytu wiatru na statku.

Wiatromierz (anemometr) – przyrząd meteorologiczny do pomiaru prędkości oraz kierunku wiatru. Na statkach stosuje się wiatromierze stacjonarne z układem czasowym. Składa się on z wirnika, z trzema lub czterema łopatkami, zakończonymi półkolistymi czaszami obracającymi się pod wpływem przepływu powietrza. Obroty wirnika są rejestrowane przez licznik, którego wskazania porównywane z sekundnikiem określają prędkość przepływu powietrza.



Źródło: <https://pixabay.com/pl/photos/wiatromierz-stacja-pogodowa-3977718/>

Czujnik kierunku wiatru, składający się z pionowej osi, do niej przymocowany jest element poprzeczny, na jednym jego końcu znajduje się „brzechwa” (element pionowy, niewielkiej wielkości), na drugim obciążenie, które równoważy masę brzechwy.

Na powierzchni wiatru w wyniku działania wiatru powstaje różnica ciśnień, dzięki nim pojawia się moment skręcający. Kiedy brzechwa ustawia się zgodnie z kierunkiem wiatru, różnice ciśnień na jej powierzchniach bocznych się wyrównują.

Wiatromierze ręczne, które można spotkać na statkach jako urządzenie zapasowe. Służą do określania prędkością wiatru. W takim wypadku kierunek można uzyskać z obserwacji fali wiatrowej lub np. obserwacji kierunku spalin wydobywających się z komina, bądź kierunku ułożenia na wietrze flagi bandery.

Prowadzenie obserwacji meteorologicznych na statku



05:05

Na łodzi zbieraniem oraz rozpowszechnianiem informacji o pogodzie zajmują się rozmieszczone na całym świecie stacje meteorologiczne, na morzach i oceanach obowiązek ten spoczywa na statkach morskich. Ich zadaniem jest stałe prowadzenie obserwacji pogodowych i wykonywanie pomiarów meteorologicznych o określonych godzinach oraz przesyłanie ich wyników do stacji lądowych.

Dane te dotyczą:

- ciśnienia atmosferycznego;
- temperatury i wilgotności;
- kierunków i prędkości wiatrów;
- stopnia zachmurzenia oraz rodzajów chmur;
- opadów atmosferycznych;
- stopnia widzialności;
- wielkości i kierunku falowania;
- zjawisk lodowych.

Meldunki przekazywane przez statki mają ogromne znaczenie, ze względu na małą liczbę informacji pogodowych na rozległych obszarach oceanicznych, gdzie często panują warunki groźne dla żeglugi.

Godziny w jakich należy dokonywać obserwacji w UTC (universal time zone):

- 0000;
- 0600;
- 1200;
- 1800.

Przy złych warunkach nawigacyjnych obserwacji tych powinno dokonywać się również w godzinach pośrednich:

- 0300;
- 0900;
- 1500;
- 2100.

Większość statków jest w pełni wyposażona w zestaw instrumentów przeznaczonych do pomiarów meteorologicznych. Na nowoczesnych statkach są one zautomatyzowane, czujniki rozmieszczone są w taki sposób, że pozwalają na dokonanie odczytu z pozycji mostka nawigacyjnego.

W celu skrócenia czasu obserwacji, wykonuje się je w określonym porządku.

Jako pierwszy wykonuje się pomiar temperatury i wilgotności powietrza (jeśli statek nie jest wyposażony w przekaźniki cyfrowe umożliwiające odczyt z pozycji mostka, należy wyjść na pokład otwarty).

Będąc na pokładzie otwartym i obserwując widnokrąg i niebo:

- 1 oceniamy widzialność poziomą (VV);
- 2 oceniamy wysokość podstawy najniższych chmur od powierzchni morza (h);
- 3 oceniamy zachmurzenie ogólne (N);
- 4 oceniamy wielkość zachmurzenia przez wszystkie chmury CL, w przypadku ich braku wszystkie chmury CM (Nh);
- 5 określamy rodzaj chmur kodowanych pod CL, czyli Sc, St, Cu, Cb (CL);
- 6 określamy rodzaj chmur kodowanych pod CM, czyli Ac, As, Ns (CM);
- 7 określamy rodzaj chmur wysokich, czyli Ci, Cc, Cs (CH);
- 8 oceniamy ogólny charakter pogody (ww).

W następnym kroku należy dokonać odczytu ciśnienia na aneroidzie (pomiar ciśnienia nie powinien przekraczać 3 min od pełnej godziny).

Zapisujemy wartość ciśnienia oraz pozycję statku na czas pomiaru.

Należy dokonać pomiaru (lub odczytu) temperatury wody zaburtowej.

Po zanotowaniu powyższych informacji można rozpocząć sporządzanie depeszy.

Kodowanie depeszy SHIP

BBWW	YYGGi _w	99L _a L _a L _a	Q _c L _o L _o L _o L _o	i _R i _x hVV
Nddff	1 _s nTTT	2 _s nT _d T _d T _d T _d	4PPPP 5appp	
7wwW ₁ W ₂	8N _h C _L C _M C _H	222D _s v _s	(O _{ss} T _w T _w T _w)	1P _{wa} P _{wa} H _{wa} H _{wa}
2P _w P _w H _w H _w	3d _{w1} d _{w1} d _{w2} d _{w2}	4P _{w1} P _{w1} H _{w1} H _{w1}	5P _{w2} P _{w2} H _{w2} H _{w2}	8 _{sw} T _b T _b T _b
(6I _s E _s E _s R _s)	(ICE+c _i S _i b _i D _i Z _i lub tekstem otwartym)			

Źródło: Meteorologia morska z Oceanografia, S.Trzeciak

Objaśnienia grup pełnej depeszy:

- BBWW – symbol depeszy wysyłanej przez stację morską, należy go umieszczać zawsze przed znakiem wywoławczym statku;
- YYGGi_w – czas obserwacji oraz wskaźnik wiatru;
- 99LaLaLa – szerokość geograficzna pozycji statku;
- QcLoLoLoLo – kwadrant globu i długość geograficzna pozycji statku;
- iRiXhVV – rodzaj stacji, wysokość podstawy chmur i widzialność;
- Nddff – wielkość zachmurzenia ogólnego oraz kierunek i prędkość wiatru;
- 1SnTTT – temperatura powietrza;
- 8NhCLCMCH – charakterystyka występujących chmur;
- 222Dsvs – kurs i prędkość statku;
- (OSsTwTwTw) – temperatura wody;
- 1PwaPwaHwaHwa – charakterystyka falowania (grupę tę zamieszcza się w depeszy tylko w przypadku instrumentalnych danych o falowaniu wiatrowym);
- 2PwPwHwHw – charakterystyka falowania wiatrowego (gdy brak danych instrumentalnych o falowaniu wiatrowym). Zasada szyfrowania obydwu tych jest taka sama;
- 3dw1dw1dw2dw2, 4Pw1Pw1Hw1Hw1, 5Pw2Pw2Hw2Hw2 – 3 grupy dotyczące rozkołysu morza;
- 8swTbTbTb – wartość i sposób określenia temperatury termometru zwilżonego;

- 2SnTdTdTd – temperatura punktu rosy;
- 4PPPP – wartość ciśnienia atmosferycznego;
- 5appp – tendencja ciśnienia atmosferycznego;
- (6IsEsEsRs) – grupa charakteryzująca zjawisko obładzania statku;
- ICE+ciSibiDiZi – grupa charakteryzująca warunki lodowe.