

METEOROLOGIA

Rozdział I

METEOROLOGIA OGOLNA

1. Wstęp.

W tej części skryptu zajmiemy się meteorologia.

Meteorologia to nauka, która bada zjawiska fizyczne zachodzące w atmosferze. Badania te prowadzi się poprzez określanie elementów meteorologicznych takich jak temperatura powietrza, ciśnienie atmosferyczne, wiatr – prędkość i kierunek, zachmurzenie, opady i widzialność. **Chwilowy stan tych wszystkich elementów jest nazywany pogodą.**

Zadaniem meteorologii lotniczej jest badanie pogody z punktu widzenia potrzeb lotnictwa.

2. Atmosfera.

Atmosfera ziemską to gazowa otoczka ziemi. Składa się z około: 78 % azotu, 21 % tlenu, 1 % argonu i innych gazów w niewielkiej ilości. W atmosferze ziemskiej znajduje się również para wodna.

Atmosfera nie jest jednorodna ani w kierunku pionowym, ani w poziomym. W kierunku pionowym dzieli się na kilka warstw (sfer) różniących się między sobą własnościami fizycznymi. Działalność całego lotnictwa ogranicza się do dwóch warstw będących najbliżej ziemi.

Warstwa najbliższa powierzchni ziemi to **Troposfera**. Podlega ona silnemu oddziaływaniu podłoża. Charakteryzuje ją stopniowy spadek temperatury w miarę wzrostu wysokości. Średni gradient temperatury w troposferze wynosi $0,6 - 1,0^{\circ} / 100 \text{ m}$ i zależy od wilgotności powietrza. Grubość tej warstwy nie jest wszędzie jednakowa. Nad równikiem dochodzi do 16 – 18 km, a nad biegunami 8 – 10 km. W troposferze znajduje się około 0,8 całej masy atmosfery oraz prawie cała para wodna. Warstwę tę charakteryzuje silny rozwój turbulencji i konwekcji, w niej też

formują się chmury, kształtują się masy powietrza, tworzą się fronty atmosferyczne i rozwijają się wyżej i niżej.

Przeważającym kierunkiem wiatru w troposferze jest kierunek zachodni. Prędkość wiatru wzrasta wraz ze wzrostem wysokości osiągając maksymalną wartość na górnej granicy tej warstwy.

Powyżej troposfery zalega **Stratosfera**. Od troposfery oddzielona jest ona warstwą przejściową tropopauzą. Stratosfera sięga od tropopauzy do wysokości 50–55 km. Zawartość pary wodnej w stratosferze jest niewielka, lecz wystarczająca na to aby powstały w niej chmury zwane perłowymi. Zbudowane są one z drobnych kryształków lodu i drobnych przechłodzonych kropeł wody.

Przeważającymi wiatrami w stratosferze są wiatry zachodnie.

Charakterystyczny dla tej warstwy jest wzrost temperatury, szczególnie wyraźny na poziomie 25–40 km, uwarunkowany intensywnym pochłanianiem promieniowania słonecznego przez ozon. Warstwę atmosfery między 10 i 50 km, w której odbywa się fotochemiczny proces powstawania ozonu i występuje stosunkowo duże nagromadzenie ozonu, nazwano ozonosferą.

Na podstawie analizy rozkładu temperatury stratosferę dzieli się zazwyczaj na warstwę izotermiczną (12–35 km) i warstwę inwersyjną (35–55 km).

Średnie temperatury dolnej stratosfery wahają się od -45°C do -75°C w zależności od szerokości geograficznej i pory roku. Wartości pionowych gradientów temperatury wahają się w przedziale od $-1^{\circ}/100\text{ m}$ do $+0,1^{\circ}/100\text{ m}$. Średnia zaś temperatura na górnej granicy stratosfery jest w pobliżu 0°C .

3. Elementy meteorologiczne

- Temperatura

Podstawowym źródłem energii cieplnej na ziemi jest promieniowanie Słońca.

Promieniowanie to Ziemi w postaci fal o różnej długości – od tysięcznych części mikrona do kilkuset mikrometrów. Dla celów praktycznych w meteorologii wyróżnia się dwa rodzaje promieniowania – krótko i długo falowe.

Promieniowanie krótkofalowe to promieniowanie o długości fali od $0,1\text{ }\mu\text{m}$ do $4\text{ }\mu\text{m}$, a promieniowanie długofalowe ma długość fali od $4\text{ }\mu\text{m}$ do $120\text{ }\mu\text{m}$.

Promieniowanie słoneczne składa się w 99 % z promieniowania krótkofalowego, a dla tego promieniowania atmosfera ziemską jest prawie przezroczysta.

Intensywność promieniowania słonecznego w czasie przechodzenia przez atmosferę ziemską ulega osłabieniu w wyniku rozpraszania, odbicia i pochłaniania. Rozpraszanie następuje na cząsteczkach powietrza oraz na stałych cząsteczkach zawieszonych w powietrzu, a kropelki, kryształki lodu oraz powierzchnie chmur odbijają promienie słoneczne.

Promienie słoneczne po dojściu do powierzchni ziemi ulegają częściowo pochłonięciu i przekształcają się w energię cieplną, która ogrzewa podłoże.

Ogrzewana w ten sposób powierzchnia ziemi staje się sama źródłem promieniowania – ale promieniowania długofalowego, cieplnego.

Promieniowanie to jest następnie pochłaniane przez powietrze, które dzięki temu ogrzewa się.

Nie pochłonięta część promieniowania ulega odbiciu od powierzchni ziemi oraz od chmur. Ilość pochłoniętego i odbitego promieniowania od powierzchni ziemi zależy od jej rodzaju. **Stosunek ilości promieniowania odbitego do promieniowania padającego na powierzchnię ziemi nazwano albedo.** Procent

odbitych promieni padających na powierzchnię ziemi oznacza zdolność pochłaniania promieni słonecznych przez ciała nieprzezroczyste. Jeżeli powiadamy, że albedo świeżego śniegu wynosi 80 – 85 %, oznacza to, że 80 – 85 % padającego promieniowania ulega odbiciu, a jedynie 20 – 15 % ulega pochłonięciu.

W tabeli poniżej przedstawiono albedo czterech przykładowych powierzchni.

śnieg	85 %
piasek	30 %
trawa	26 %
woda	5 %

Z powyższych stwierdzeń wynika, że proces nagrzewania się powietrza zależy od nagrzania się podłoża. Oceniamy ten stan nagrzania za pomocą pomiaru temperatury. W meteorologii temperaturę powietrza mierzymy termometrem umieszczonym na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu zabezpieczonym przed bezpośrednim działaniem promieniowania słonecznego oraz opadów w tzw. klatce meteorologicznej.

Przekazywanie ciepła w dolnych warstwach atmosfery, grubości rzędu kilku metrów, odbywa się drogą przewodnictwa cząsteczkowego tzn. drogą bezpośredniego przekazywania ciepła od powierzchni ziemi do zalegających nad nią cząsteczek powietrza.

W przenoszeniu ciepła na znaczne wysokości główną rolę odgrywają **ruchy turbulencyjne i ruchy konwekcyjne**. W meteorologii przez pierwsze pojęcie rozumie się ruch powietrza, w którym jego cząsteczki poruszają się chaotycznie po bardzo złożonych torach, przez drugie zaś pojęcie należy rozumieć uporządkowane ruchy pionowe powietrza wywołane jego nierównomiernym nagrzaniem się od podłoża. Dzięki tym ruchom nagrzane cząsteczki powietrza, jako lżejsze unoszą się do góry, a na ich miejsce napływają cząsteczki chłodniejsze, co w efekcie prowadzi do tego, że ciepło oddane przez powierzchnię ziemi zostaje przenoszone do wyższych warstw atmosfery.

Podczas wznoszenia się do góry powietrze ulega adiabatycznemu ochładzaniu. Jeśli nie jest nasycone parą wodną to spadek temperatury wskutek zachodzącej przemiany adiabatycznej wynosi $1^{\circ}/100$ m wysokości. Tego rodzaju spadek nazwano suchoadiabatycznym gradientem temperatury. Jeżeli wznosi się powietrze nasycone parą wodną, jego spadek temperatury wraz z wysokością wynosi $0,6^{\circ}/100$ m. Wolniejszy spadek temperatury w tym przypadku jest spowodowany wydzielaniem się utajonego ciepła parowania podczas procesu kondensacji pary wodnej. Spadek temperatury w powietrzu nasyconym parą wodną nazwano wilgotnoadiabatycznym gradientem temperatury.

Gradient adiabatyczny charakteryzuje tylko wznoszące się lub opadające masy powietrza podczas występowania ruchów pionowych. W powietrzu otaczającym taką przemieszczającą się masę powietrza, pozostającym w bezruchu, spadek temperatury może być zupełnie inny. Spadek temperatury w powietrzu nie biorącym udziału w ruchach pionowych nazwano gradientem faktycznym lub rzeczywistym. W atmosferze bywa i tak, że temperatura powietrza w miarę wzrostu wysokości nie ulega zmianie. Zjawisko takie nazywamy **izotermią**, a warstwę powietrza o stałej temperaturze warstwą izotermiczną.

Zdarza się i tak, że temperatura powietrza w miarę wzrostu wysokości zamiast spadać - wzrasta. W takim przypadku mówi się, że w atmosferze występuje **inwersja** temperatury.

Obecność warstw inwersyjnych w atmosferze jest zjawiskiem ujemnym, jeśli idzie o rozwój prądów pionowych. Inwersje mają jeszcze jedną bardzo nieprzyjemną właściwość – u ich podstaw wskutek zahamowania ruchów pionowych gromadzą się duże ilości pyłów i różnych innych drobnych cząsteczek.

Uwzględniając wysokość ich występowania inwersje podzielono na dwie grupy: inwersje dolne oraz inwersje górne. Inwersje dolne, biorąc pod uwagę mechanizm ich powstawania, podzielono na **inwersje radiacyjne** oraz **adwekcyjne**.

Inwersja radiacyjna (z wypromieniowania) powstaje głównie podczas bezwietrznej i bezchmurnej pogody w okresie nocy. W czasie takiej pogody podłoże traci ciepło przez wypromieniowanie i ochładza się. Od podłoża ochładza się zalegające nad nim powietrze, tak, że temperatura na pewnej wysokości jest wyższa niż przy powierzchni ziemi.

Inwersja adwekcyjna (napływowa) powstaje podczas napływu ciepłych mas powietrza nad chłodne podłoże. Dolne warstwy powietrza ochładzają się od zimnego podłoża, co sprzyja powstawaniu inwersji. Takie inwersje mogą się utrzymywać znacznie dłużej niż inwersje radiacyjne – nawet kilka dni.

Wśród inwersji górnych wyodrębnia się: **inwersje osiadania**, **inwersje turbulencyjne** oraz **inwersje frontowe**.

Inwersja osiadania powstaje w wyniku osiadania mas powietrza w wyżach. Powietrze opadając ulega sprężaniu i adiabatycznemu ogrzaniu. Powietrze, które osiada nie dociera do samego podłoża, lecz na pewnej wysokości zaczyna rozpylać się na boki. Poziom zalegania takiej inwersji nie jest jednakowy w całym obszarze wyżu – najniżej schodzi ona w środku wyżu, najwyżej zalega na skrajach tego ośrodka.

Inwersja turbulencyjna powstaje wówczas, gdy w pewnej warstwie powietrza występuje silne mieszanie turbulencyjne, które może być wywołane nierównościami terenu , bądź też przez czynniki dynamiczne, na przykład wiatr. Grubość tych inwersji nie jest duża, wynosi zwykle kilkadziesiąt metrów.

Inwersja frontowa powstaje wówczas gdy powietrze ciepłe zalega nad powietrzem chłodniejszym podczas przechodzenia frontu ciepłego. Masy są oddzielone od siebie warstwą przejściową tzw. powierzchnią frontową. Powierzchnia ta ma charakter inwersji

- Ciśnienie

Ciśnieniem atmosferycznym nazwano siłę jaką wywiera powietrze na powierzchnię ziemi .Jest ono równe ciężarowi słupa powietrza sięgającego górnej granicy atmosfery.

Do pomiaru ciśnienia stosuje się przyrządy zwane barometrami. Barometry mogą być rtęciowe lub sprężynowe. Jednostkami ciśnienia barometrycznego stosowanymi w lotnictwie jest mm Hg i mb.

Powietrze jest gazem ściśliwym, a jego warstwa przylegająca bezpośrednio do powierzchni ziemi znajduje się pod największym ciśnieniem. Ze wzrostem wysokości ciśnienie atmosferyczne maleje, gdyż maleje słup powietrza wywierającego ciśnienie na danym poziomie.

Zmiany ciśnienia i temperatury powodują zmiany gęstości powietrza. **Gęstość powietrza ρ** jest to stosunek masy powietrza do jego objętości

$$\rho = \frac{m}{v} \text{ kg/m}^3$$

Gęstość powietrza zwiększa się wraz ze spadkiem temperatury i wzrostem ciśnienia i odwrotnie – wzrost temperatury i spadek ciśnienia powodują zmniejszanie się gęstości powietrza.

Zmiany gęstości powietrza wywierają istotny wpływ na prędkość wznoszenia samolotu oraz na osiągnięty pułap, na długość rozbiegu oraz na ciąg silnika.

Odchylenia te wywierają także istotny wpływ na wskazania przyrządów nawigacyjnych. Aby można było porównywać między sobą parametry silników i osiągi samolotów badane w różnych miejscach i w różnym czasie, a więc przy różnych wartościach temperatury i ciśnienia atmosferycznego stworzono **atmosferę standardową** i wszystkie osiągi, własności lotne oraz rekordy szybowcowe i samolotowe, jakie uzyskano w warunkach rzeczywistych, przeliczane są pod względem atmosfery standardowej.

Atmosfera standardowa jest to umownie przyjęty stan atmosfery od poziomu morza do wysokości 30 km o stałym składzie powietrza przy powierzchni ziemi oraz o stałych wartościach elementów meteorologicznych na poziomie morza.

Wartości tych elementów przedstawiają się następująco: ciśnienie 760 mm Hg (1013,2 mb), wilgotność względna 0 %, temperatura + 15°C, średni jej spadek 6,5°/1000 m do wysokości 11 km, czyli do tropopauzy. Powyżej 11 km, w dolnej stratosferze, przyjęto jako stałą temperaturę - 56,5°C.

Ciśnienie atmosferyczne, tak przy powierzchni ziemi, jak i w wyższych warstwach, podlega ciągłym zmianom. Zmiany spowodowane są wędrówką ośrodków barycznych.

W celu porównania wyników obserwacji takich elementów meteorologicznych, jak temperatura i ciśnienie w różnych punktach powierzchni ziemi, sprowadza się je do jednego poziomu odniesienia, mianowicie do poziomu morza.

Sprowadzenie temperatury nie nastręcza większych trudności, dysponujemy bowiem gradientem temperatury. Dużo trudniejsze jest sprowadzenie ciśnienia do poziomu morza. Do tego celu służy **stopień baryczny**.

Stopniem barycznym h' nazywamy wysokość, na którą należy się wznieść lub opuścić, aby ciśnienie zmieniło się o 1 mb. Stopień baryczny oblicza się według następującego wzoru:

$$h' = \frac{8000}{P} (1 + \alpha t)$$

Gdzie:

P – ciśnienie atmosferyczne

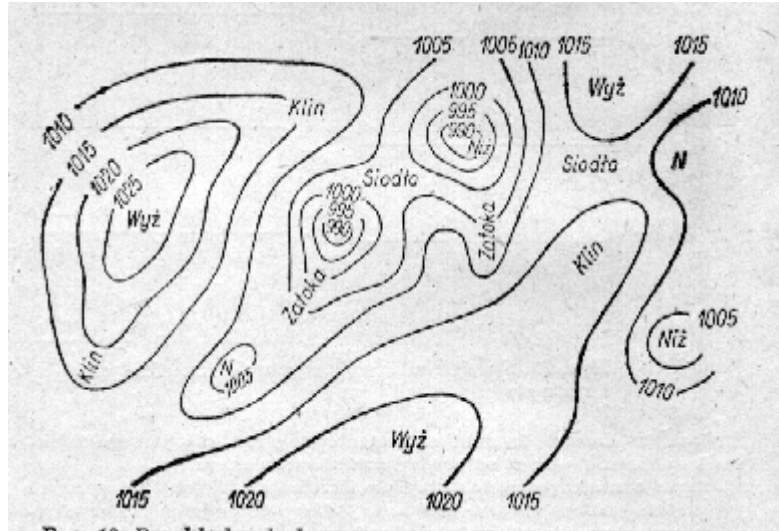
α - współczynnik rozszerzalności powietrza = 0,004

t – temperatura

Mając odczyty sprowadzonego do poziomu morza ciśnienia z różnych punktów obserwacji nanosi się je na mapę w miejscu, gdzie znajduje się dana stacja.

Następnie linią ciągłą łączy się punkty o jednakowej wartości ciśnienia. Linie te nazywamy **izobarami**. Izobary wykreślone na mapie ilustrują przestrzenny rozkład ciśnienia. Wykreśla się je co 5 lub co 2 mb. System izobar na mapie pogody przedstawia pole ciśnienia na poziomie morza. W zależności od tego jak układu się

ciśnienie na poziomie morza, kształt izobar może być bardzo różnorodny. Najważniejsze z nich to izobary wydzielające obszary o niskim bądź wysokim ciśnieniu. Do obszarów obniżonego ciśnienia zalicza się **niż** oraz **zatokę**, a wysokiego ciśnienia **wyż** oraz **klin**. Przykład pola barycznego z układami barycznymi pokazano na poniższym rysunku.



Z mapy izobar można również wyznaczyć poziome zmiany ciśnienia, czyli **poziomy gradient ciśnienia**.

Poziomy gradient ciśnienia G to różnica ciśnień na odległości 111 km (1° na równiku) Mierzy się go wzdłuż prostopadłej wystawionej do izobar. Gdy gradient jest znaczny, jak np. w niżach izobary przebiegają bardzo blisko siebie, gdy izobary przebiegają daleko od siebie, jak w wyżach, gradient jest słaby. Gradient jest wartością wektorową - ma swój kierunek i wartość. Zorientowany jest on zawsze od wyższego ciśnienia do niższego.

- **Wiatr**

Przemieszczanie się powietrza względem powierzchni ziemi w kierunku poziomym nazywane jest wiatrem. Przyczyną powstawania wiatru jest nierównomierny rozkład ciśnienia na kuli ziemskiej, który z kolei uwarunkowany jest rozkładem temperatury.

Jak każdy ruch wiatr można scharakteryzować za pomocą wektora prędkości, to jest wielkości mającej bezwzględną wartość liczbową oraz kierunek. Prędkość wiatru wyraża się w m/s lub km/h. Kierunek wiatru oznacza kierunek skąd wiatr wieje. Zarówno kierunki, jak i prędkości wiatru oscylują wokół pewnych wartości przeciętnych, ulegając nagłym zmianom. Przyczyną tych zmian jest turbulencja. Wiatr, który charakteryzują nagłe zmiany prędkości i kierunku, nazywa się wiatrem porywistym. Porywistość wiatru jest szczególnie intensywna nad obszarem o urozmaiconej rzeźbie, nad lasami itp. Tu turbulencja jest dodatkowo zwiększona tarcieniem o bardziej szorstkie podłoże. W przebiegu dobowym porywistość najintensywniejsza jest w godzinach popołudniowych, gdy rozwój konwekcji osiąga swe maksimum.

Analiza średnich prędkości wiatru wykazuje, że najwyższe średnie prędkości występują w godzinach popołudniowych, a najniższe w okresie nocy. Charakterystyczne jest przy tym to, że średnie prędkości wiatru w nocy są mniejsze latem niż zimą.

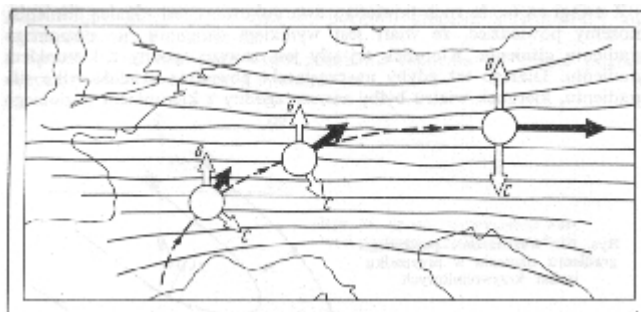
Ważny wpływ na prędkość i kierunek wiatru wywierają przeszkody w postaci gór, lasów czy też budynków. Gdy powietrze na swej drodze spotyka przeszkodę, wówczas stara się ją ominąć, opływając ją z boku bądź przepływając górami, w rezultacie czego dochodzi do zmian tak prędkości jak i kierunku wiatru. Podczas opływu przeszkody górskiej nad wierzchołkiem góry dochodzi do wzrostu prędkości wiatru, a po stronie zawietrznej i dowietrznej dochodzi do powstania wirów o osi poziomej.

Jeżeli powietrze zmuszone jest do przepłynięcia między dwiema górami, dochodzi do zwiększenia prędkości wiatru, wywołanego zagęszczeniem linii prądów.

Gdy wiatr spotyka na swej drodze duży kompleks leśny, prąd powietrza ulega rozbiciu – jedna jego część przepływa nad lasem i opada po stronie przeciwnej lasu, druga część przenika w głąb lasu i ulega znacznemu wyhamowaniu. Nad lasem dochodzi przy tym do rozwoju silnej turbulencji.

Z uwagi na to, że ruch powietrza uwarunkowany jest różnicą ciśnienia, możemy powiedzieć, że wiatr jest wynikiem działania siły poziomego gradientu ciśnienia. Kierunek tej siły jest zawsze zgodny z kierunkiem gradientu. Dlatego też gdyby na cząsteczki powietrza działała tylko siła gradientu, kierunek wiatru byłby zawsze zgodny z kierunkiem poziomego gradientu ciśnienia, to znaczy, że wiałby on prostopadłe względem izobar w kierunku niższego ciśnienia. Wiatr taki nazywamy **wiatrem gradientowym**. Tak jednak nie jest. Gdy bowiem tylko rozpoczyna się ruch powietrza, zaraz zaczynają działać na niego inne siły, jak siła Coriolisa, siła odśrodkowa i siła tarcia.

Siła Coriolisa, czyli odchylająca siła obrotu ziemskiego wywołana jest ruchem obrotowym ziemi wokół jej osi pionowej. Wszystkie punkty położone na poszczególnych równoleżnikach wykonują w ciągu doby pełen obrót dookoła osi ziemskiej. Z uwagi na to, że glob ziemski ma kształt kuli, obwody poszczególnych równoleżników nie są sobie równe; największy obwód ma równik, a w miarę oddalania się od równika ku biegunom obwody równoleżników stają się coraz mniejsze. Z tego powodu punkt położony w wyższych szerokościach będzie się poruszał wolniej niż punkt położony na równoleżniku większym. Przykładowo działanie siły Coriolisa przedstawiono na rysunku.



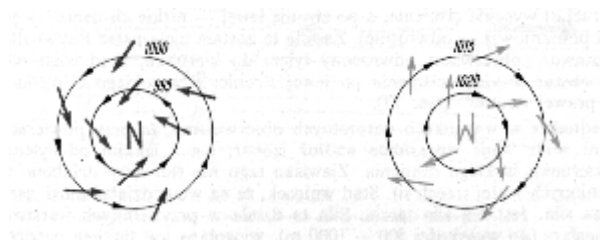
Na południu Europy zalega wyż, a na północy – niż. Zgodnie z działaniem siły gradientu barycznego wiatr powinien wiać z południa na północ, jednak na północ nigdy on nie trafi. Z chwilą bowiem rozpoczęcia się ruchu zaczyna działać siła

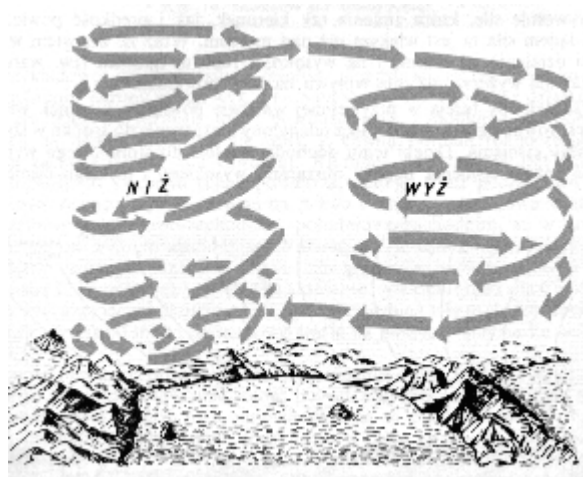
Coriolisa. Kierunek jej działania jest zawsze prostopadły do kierunku ruchu powietrza, dlatego wiatr początkowo południowy zaczyna powoli skręcać na prawo i staje się stopniowo wiatrem południowo-południowo-zachodnim, południowo-zachodnim, aż w końcu stanie się wiatrem zachodnim. Widzimy, że w czasie ruchu cząsteczki powietrza, walczą o nią dwie siły – siła gradientu barycznego G i siła Coriolisa C . W miarę jak wzrasta siła gradientu, wzrasta także i siła Coriolisa (gdyż zwiększa się prędkość wiatru). W końcu jednak siły te się równoważą, a powietrze, które miało początkowo trafić na północ – płynie ku wschodowi. Wynika z tego, że każdy ruch odbywający się w kierunku południkowym na półkuli północnej zostaje odchylany w prawo, a na półkuli południowej w lewo.

Siła odśrodkowa działa także podczas ruchu cząsteczki wzdłuż torów krzywoliniowych. Przy niewielkich promieniach krzywizny torów przemieszczania się cząsteczek wartość siły odśrodkowej jest mała, jednak przy dużych prędkościach wiatru i małych promieniach krzywizny wartość tej siły może być większa od wartości siły gradientu barycznego. Siła ta zorientowana jest zawsze wzdłuż promieni toru w kierunku jego wypukłości.

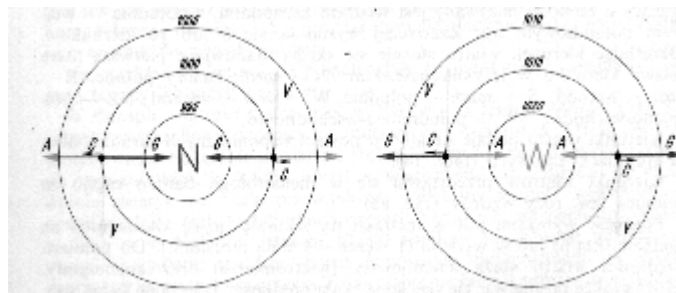
Siła tarcia wpływa tak na zmniejszenie prędkości ruchu cząsteczek, jak i na zmianę kierunku ruchu cząsteczki odchylając go o 30° w kierunku niskiego ciśnienia. Działanie siły tarcia możemy podzielić na działanie tarcia zewnętrznego o działaniu ograniczonym do grubości warstwy 500 – 1000 m i działanie tarcia wewnętrznego. To ostatnie, polegające na tym, że sąsiednie warstwy powietrza poruszając się z różnymi prędkościami oddziałują wzajemnie na siebie ma o wiele większe znaczenie.

W wyniku działania wszystkich tych sił wiatr w wyżu wieje zgodnie z ruchem wskazówek zegara, a w niżu w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. Ruchy wyrównawcze pomiędzy wyżem, a niżem przedstawiono na poniższym rysunku:





Również na rysunku przeanalizujemy wpływ wszystkich omówionych sił na wiatr.



Wektor siły gradientu G skierowany jest pod kątem prostym do izobar, wektor siły Coriolisa A – pod kątem prostym względem kierunku wiatru V a wektor siły odśrodkowej C również prostopadle do izobar w kierunku ich wypukłości. Wypadkowa tych sił pokazuje nam, że wiatr wieje równoległe do izobar. Tak jest w warstwach powietrza leżących już powyżej warstwy tarcia. W warstwie przyziemnej – do 1000 m - notujemy jeszcze dodatkowy wpływ siły tarcia, która powoduje, że kierunek wiatru odchyła się o 60° w prawo od kierunku wiatru gradientowego.

Wiatry lokalne

Do wiatrów lokalnych, rozwijających się na niewielkich obszarach, zalicza się **wiatr halny, bryzę, wiatr gór i dolin i bore.**

- Wiatrem halnym nazywamy ciepły i suchy wiatr wiejący z gór w Alpach, Sudetach

i Tatrach. Do rozwoju jego dochodzi wówczas, gdy po obu stronach łańcucha górskiego panują różnice ciśnień. W takim przypadku powietrze jest zmuszone do przepłynięcia ponad grzbietami gór, z obszaru o wyższym ciśnieniu do obszaru o ciśnieniu niższym. Po przeciwnym stoku powietrze opadając w dół ulega sprężaniu i ogrzaniu.

Podczas przewalania się powietrza przez barierę górską po stronie dowiejtrnej powietrze wślizgując się po zboczach gór ochładza się adiabatycznie o $1^\circ/100$ m. Jeśli wznoszące się powietrze jest wilgotne, po osiągnięciu poziomu kondensacji dochodzi do skraplania się nadmiaru pary wodnej i temperatura spada wraz z

wysokością wolniej niż w dolnych warstwach średnio o $0,6^{\circ}/100$ m. W wyniku procesu kondensacji dochodzi do rozwoju chmur i wypadania opadu po stronie dowietrznej.

Po stronie zawietrznej sprężaniu adiabatycznemu podlega już powietrze pozbawione wilgoci, więc ogrzewa się szybciej. To powoduje, że wiejący wiatr jest suchy i ciepły. Tłumaczy to szybki zanik pokrywy śnieżnej w czasie wiania halnego.

Często wiatrowi halnemu towarzyszy fala orograficzna zwana krótko falą.

- Bryzą nazywamy wiatr występujący u wybrzeży mórz i dużych jezior.

Wiatry wiejące w ciągu dnia z nad morza nazwano bryzą morską, a wiatr wiejący w ciągu nocy od lądu nazwano bryzą lądową.

Przyczyną powstawania bryzy jest nierównomierne nagrzewanie się lądu i morza.

W ciągu dnia ląd nagrzewa się bardziej niż woda morska, a powietrze zalegające nad lądem grzeje się szybciej niż powietrze zalegające nad wodą. Powietrze nad lądem, jako cieplejsze, a więc i lżejsze unosi się do góry. Dochodzi wówczas do wytworzenia się pewnej różnicy ciśnienia powietrza nad lądem i powietrza nad morzem – przy czym poziomy gradient ciśnienia skierowany jest wówczas ku lądowi, zmuszając powietrze znad morza do płynięcia w tym samym kierunku; w ten sposób powstaje bryza morska.

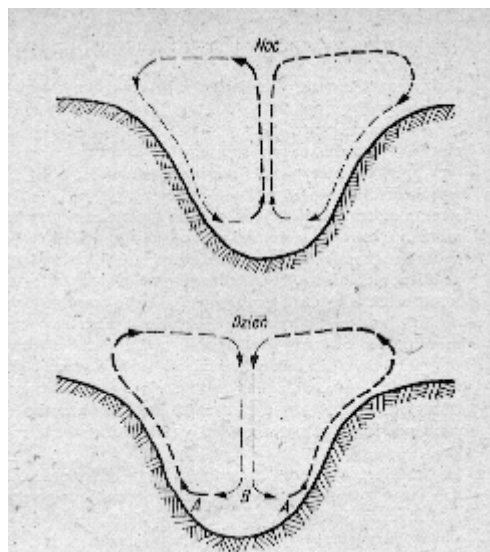
Poziomy zasięg tych prądów na naszym wybrzeżu dochodzi do 20 – 30 km, a zasięg pionowy cyrkulacji bryzowej jest rzędu 600-800m.

Mechanizm powstawania bryzy lądowej jest odwrotny do opisanego, gdyż w ciągu nocy morze jest cieplejsze od lądu.

- Wiatr gór i dolin

W ciągu dnia zbocza gór ogrzewają się bardziej niż powietrze. Dlatego powietrze zalegające bezpośrednio nad zboczem ogrzewa się bardziej niż powietrze znajdujące się dalej od zbocza i w atmosferze wytwarza się poziomy gradient temperatury zorientowany od zbocza ku swobodnej atmosferze. Cieplejsze powietrze tuż nad zboczem zaczyna wznosić się wzdłuż zboczy do góry, jak podczas konwekcji, co prowadzi do rozwoju chmur.

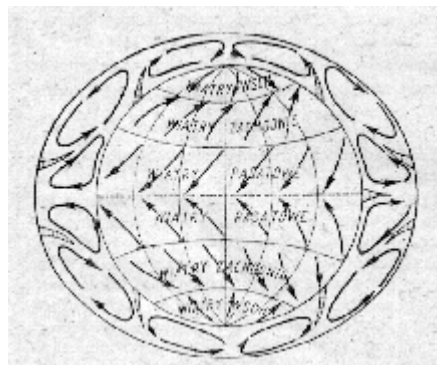
W okresie nocy wskutek silnego wypromieniowania ciepła przez zbocza gór, dochodzi do ich ochłodzenia i powietrze zalegające tuż nad nimi oziębia się i jako cięższe zaczyna spływać ku dolinie.



- Bora to silny, porywisty wiatr wiejący z nadbrzeżnych, niewysokich gór w stronę cieplejszego morza. Jest to wiatr spadowy powstający w czasie spływu silnie wychłodzonych mas powietrza z nad płaskowyżu na względnie cieplejszą powierzchnię morza. Spadające z nad płaskowyżu powietrze na bardzo dużą prędkość, a czas wiania bory wynosi zwykle 2 – 3 dni.

Ogólna cyrkulacja atmosfery

Ogólną cyrkulacją atmosfery nazywany jest układ wielkoskalowych prądów powietrza nad powierzchnią kuli ziemskiej. Dzięki prądom ogólnej cyrkulacji atmosfery odbywa się wymiana mas powietrza między różnymi szerokościami geograficznymi, nawet bardzo odległych od siebie. Schemat ogólnej cyrkulacji atmosfery przedstawiono na rysunku.



W strefie równikowej silnie nagrzane powietrze unosi się ku górze i odpływa górną na północ i południe. Przemieszczając się dalej przyjmuje ono kierunek SW i W na półkuli północnej i NW i W na półkuli południowej. Część przemieszczającego się powietrza zaczyna opadać w szerokościach zwrotnikowych, dając początek wyżom zwrotnikowym. Z powstałych wyżów część powietrza zaczyna odpływać ku równikowi. W wyniku działania siły Coriolisa prądy tego powietrza na półkuli północnej zostają odchylone w prawo i docierają do strefy równikowej jako wiatry NE, a na półkuli południowej, odchylone w lewo, docierają do równika jako wiatry SE. Wiatry te nazwano pasatami. Wyróżniają się one swoją stałością w ciągu całego roku.

Przeciwnieństwem tych ogniw cyrkulacji jest cyrkulacja w okolicy biegunów. Wychłodzone nad tymi obszarami masy powietrza osiadają i płyną na półkuli północnej, odchylone w prawo, jako wiatry NE, a na półkuli południowej, odchylone w lewo jako wiatry SE docierają do 60° szerokości geograficznych obu półkul. Między ogniwami cyrkulacji pasatowej i okołobiegunowej istnieje oddzielna komórka cyrkulacji, w której przeważającymi kierunkami wiatru są kierunki zachodnie. Cechą charakterystyczną tej strefy jest częste tworzenie się i przemieszczanie się ośrodków niskiego i wysokiego ciśnienia.

Częste wędrówki ośrodków barycznych powodują, że w strefie tej odbywa się bardzo intensywna południkowa wymiana mas powietrza. Kieruje to do umiarkowanych szerokości geograficznych masy powietrza arktycznego i zwrotnikowego. To z kolei jest przyczyną nagłych zmian warunków pogodowych, występowania fal ciepła i chłodu.

- Para wodna w atmosferze

Rozważania na temat roli wody w procesach atmosferycznych rozpoczniemy od zdefiniowania pojęć podstawowych związanych z tym tematem.

Wilgotność bezwzględna jest to ilość pary wodnej zawartej w jednostce objętości powietrza.

Wilgotność względna jest to stosunek wilgotności bezwzględnej do maksymalnej wilgotności bezwzględnej możliwej w danej temperaturze wyrażony w procentach.

Temperatura punktu rosy jest to temperatura, przy której powietrze osiąga stan nasycenia parą wodną.

Kondensacja pary wodnej jest to przejście ze stanu gazowego w stan płynny. Aby doszło do skroplenia się pary wodnej, muszą być spełnione następujące warunki:

- temperatura musi spaść co najmniej do temperatury punktu rosy
- w powietrzu muszą być obecne jądra kondensacji.

Spadek temperatury powietrza poniżej temperatury punktu rosy może być spowodowany przez:

- ochłodzenie się podłoża i powietrza przez wypromieniowanie (radiację)
- napłyńnięcie ciepłego powietrza nad chłodne podłoże (adwekcja)
- adiabatyczne rozprężanie się powietrza wskutek wznoszenia się.

W wyniku różnorodnych procesów prowadzących do ochładzania się powietrza dochodzi do powstania produktów kondensacji pary wodnej na powierzchni ziemi oraz w swobodnej atmosferze.

Produkty kondensacji pary wodnej na powierzchni ziemi to rosa, szron oraz szadź.

Rosa tworzy się podczas bezchmurnej i bezwietrznej pogody, wieczorem i nocą, kiedy podłoże znacznie się oziębia wskutek wypromieniowania. W wyniku tego temperatura powietrza spada, osiągając wartość temperatury punktu rosy, a skroplona para wodna osiada na powierzchniach poziomych (gleba, trawa).

Szron tworzy się w tych samych warunkach co i rosa, lecz przy temperaturach podłoża poniżej 0°C.

Szadź powstaje podczas mglistej, mroźnej pogody, gdy krople mgły mają temperaturę niższą od 0° C – są przechłodzone. Krople te przy zderzaniu się z przedmiotami, jak gałęzie drzew, przewody, krawędzie budynków natychmiast zamarzają. Osad taki ma strukturę ziarnistą i może osiągać znaczne grubości.

Produkty kondensacji w swobodnej atmosferze to zamglenia i mgły.

Kondensacja pary wodnej w przygruntowej warstwie jest przyczyną zmniejszającej się widzialności.. Jeżeli widzialność spada poniżej 10 km mówimy o zamgleniu, jeśli spadnie poniżej 1 km mamy do czynienia z mgłą. Zależnie od sposobu ochładzania się powietrza, prowadzącego do kondensacji pary wodnej wyróżnia się następujące typy mgieł:

- z wypromieniowania (radiacyjne)
- napływowe (adwekcyjne)
- z wyparowania

Mgły z wypromieniowania tworzą się podczas bezchmurnej i bezwietrznej pogody w wyniku nocnego ochłodzenia się powietrza od podłoża. Najbardziej sprzyjające warunki do powstania tych mgieł istnieją w obszarach wyżowych. Mgła tworzy się początkowo przy powierzchni ziemi, a następnie rozbudowuje w górę, osiągając przy silnym wychłodzeniu grubości do kilkudziesięciu m, jednak najczęściej jest to kilka m. Są to mgły występujące lokalnie i z chwilą wschodu słońca i wzrost temperatury rozplývają się.

Mgły napływowe tworzą się gdy ciepłe i wilgotne masy powietrza napływają nad chłodniejsze podłoże. Masy te ochładzają się od podłoża i po osiągnięciu temperatury punktu rosy zaczyna się w nich proces kondensacji pary wodnej.

Wysokość tych mgieł może przekraczać 500 m. W odróżnieniu od mgieł z wypromieniowania, mgły napływowe mogą występować o każdej porze dnia i mogą się utrzymywać nawet przez kilka dni. Towarzyszą im zwykle dość silne wiatry.

Mgły z wyparowania tworzą się wówczas gdy wychłodzone powietrze napływa nad cieplejszą powierzchnię wody. W takim przypadku obserwuje się silne parowanie zbiornika wodnego i nasycenie parą wodną otaczającego powietrza. Dochodzi do kondensacji pary wodnej i powstawania kłębow mgły. Pionowy zasięg mgieł z wyparowania jest niewielki.

Chmury

Zależnie od sposobu ochładzania się i osiągnięcia temperatury punktu rosy rozróżniamy podstawowe procesy chmurotwórcze:

- konwekcja termiczna
- wślizgiwanie się powietrza wzdłuż powierzchni frontowych
- ruchy falowe
- mieszanie turbulencyjne
- wypromieniowanie ciepła

Chmury konwekcji termicznej powstają w strumieniu prądu wstępującego, w momencie, gdy wskutek rozprężania adiabatycznego osiągnie on temperaturę punktu rosy.

Chmury frontowe powstają również podczas ochładzania się wślizgującego się po powierzchni frontowej powietrza w wyniku jego adiabatycznego rozprężania. Układ tych chmur bywa bardzo różny zależnie od rodzaju frontu, na którym występuje.

Chmury pochodzenia falowego powstają na grzbietach fal, gdy dochodzi do zafalowania powietrza. Występuje to na powierzchni rozdziału dwóch różniących się między sobą gęstością i prędkością przemieszczania warstw powietrza. Grubość chmur falowych jest niewielka.

Chmury pochodzenia turbulencyjnego powstaną jeżeli w wilgotnej masie powietrza ruchy turbulencyjne doprowadzą do pionowego przemieszczenia się powietrza ku górze. Powstaną przy tym chmury niskie o kształtach poszarpanych.

Chmury z wypromieniowania powstają podobnie, jak mgła z wypromieniowania. Są to niskie chmury warstwowe.

Klasyfikacja chmur

Zgodnie z obowiązującym międzynarodowym podziałem chmur, chmury dzielą się przede wszystkim na podstawie wyglądu zewnętrznego na 10 podstawowych rodzajów. W podstawowych rodzajach wyróżnia się gatunki i odmiany.

Piętro	Nazwa		Kod WMO	Wysokość w km	
	nazwa łacińska	nazwa polska		dolna granica	górna granica
Wysokie	Cirrus	Pierzaste	Ci	7-10	13
	Cirrocumulus	Pierzaste- kłębiaste	Cr	6-8	11
	Cirrostratus	Pierzaste- warstwowe	Cs	7-8	10
Średnie	Alto cumulus	Średnie kłębiaste	Ac	2,5-3,0	6
	Altostratus	Średnie warstwowe	As	2,5-3,0	6
	Nimbostratus	Warstwowe deszczowe	Ns	0,5-2,5	3-4
Niskie	Stratocumulus	Kłębiaste- warstwowe	Sc	0,5-2,5	2,5
	Stratus	Niskie warstwowe	St	0,05-1,5	1-2
O budowie pionowej	Cumulus	Kłębiaste	Cu	0,5-2,5	1,5
	Cumulonimbus	Kłębiaste deszczowe	Cb	2,5-2,9	8-12

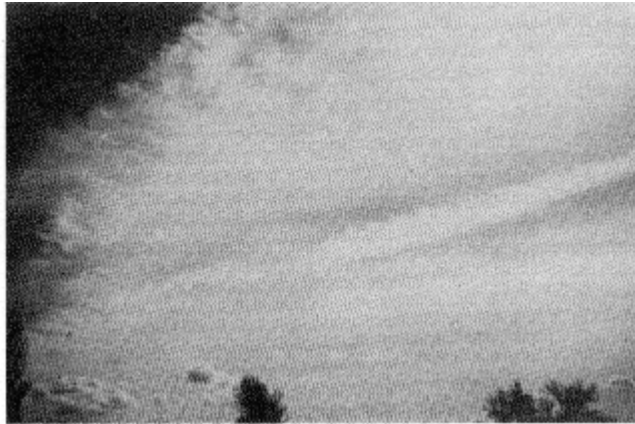
Cirrus Są to chmury zbudowane z kryształków lodu, mają kształt białych delikatnych nitek, białych kłaczków lub wąskich pasm. Chmury te wykazują budowę włóknistą. Charakterystycznym gatunkiem jest tu Cirrus uncinus - chmura o kształcie haczyka, poprzedza ona front ciepły.



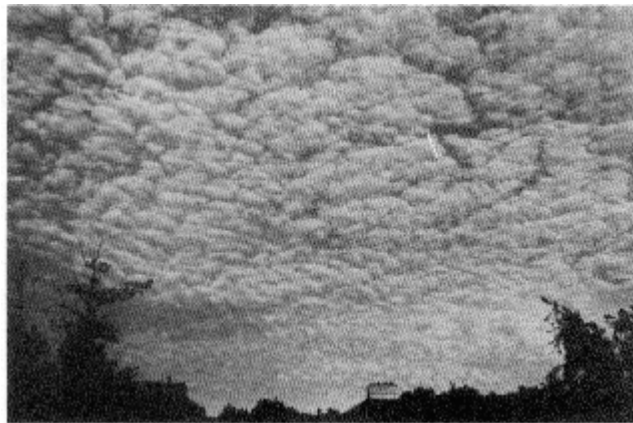
Cirrocumulus są to cienkie białe ławice, płaty lub warstwy chmur bez cieni. Bywają złożone z bardzo małych płatków lub kulek. Chmura jest zbudowana z kryształków lodu. Grubość chmury jest niewielka – 200 do 400 m. Powstaje w wyniku ruchów falowych i pionowych w wyższych warstwach atmosfery.



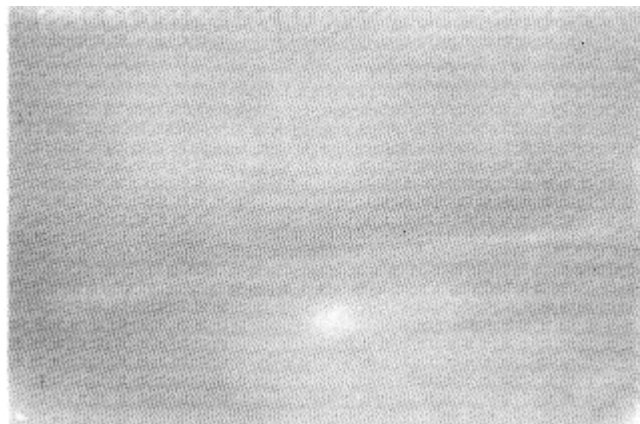
Cirrostratus to przejrzysta, biaława zasłona z chmur o włóknistym wyglądzie, przykrywająca niebo całkowicie lub częściowo. Słońce normalnie przez nie prześwieca. Zazwyczaj towarzyszy im zjawisko halo. W chmurach może występować trochę przechłodzonej wody, dającej słabe oblodzenie.



Alto cumulus składa się w zasadzie z kropelek wody. Są to warstwy lub ławice składające się z płatków bądź zaokrąglonych, spłaszczonych brył. Dają słabą turbulencję.



Altostratus to jednolita warstwa szara pokrywająca niebo całkowicie lub częściowo. Słońce prześwieca przez nie jak przez matową szybę. Chmura zbudowana jest zarówno z kryształków lodu jak i kropel wody. Może dać słaby opad. W chmurze może wystąpić oblodzenie słabe do umiarkowanego.



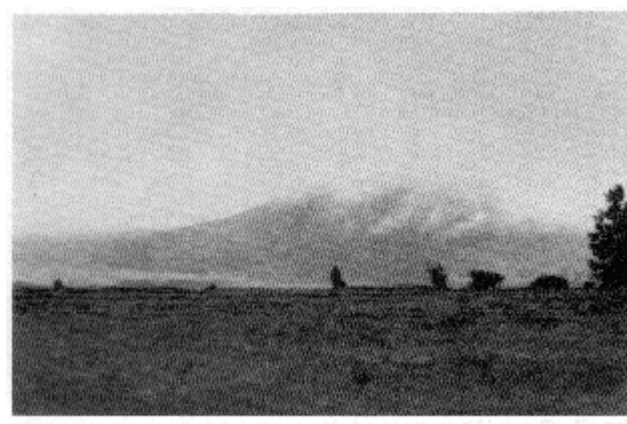
Nimbostratus szara warstwa chmur, często bardzo ciemna . Zbudowana z kryształków lodu, kropel wody i płatków śniegu. Daje ciągłe i intensywne opady deszczu lub śniegu. W chmurze może wystąpić oblodzenie umiarkowane i silne.



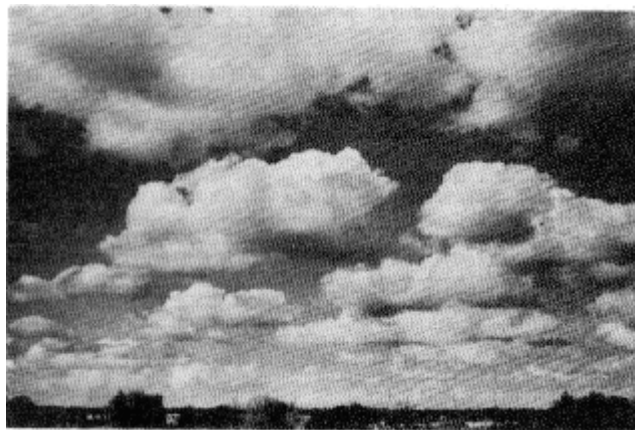
Stratocumulus jest to szara, biaława lub częściowo szara częściowo biaława ławica płatów lub warstwa chmur złożona zazwyczaj z zaokrąglonych brył i walców połączonych ze sobą lub oddzielnych od siebie. Chmura daje słabą turbulencję.



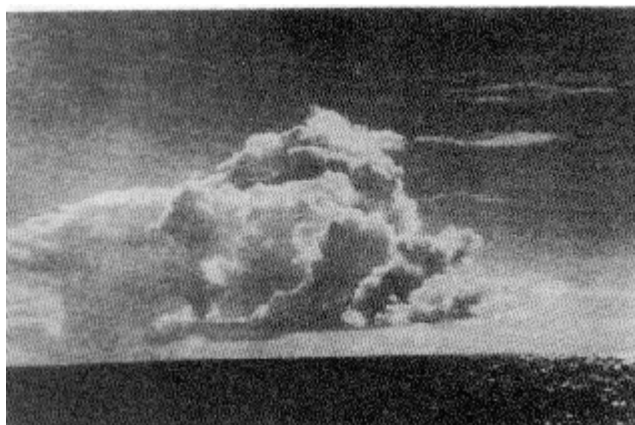
Stratus jest to na ogół szara o dość jednolitej podstawie warstwa chmur, mogąca dać opad mżawki , igieł lodowych lub ziarnistego śniegu. Zbudowana jest zwykle całkowicie z kropel wody.



Cumulus oddzielone, na ogół gęste chmury o ostrych zarysach, rozwijające się w kierunku pionowym, w kształcie kopuł i wież. Podstawa ich jest stosunkowo ciemna i prawie pozioma. Chmury te zbudowane są z kropelek wody. Charakterystyczne gatunki to: *Cumulus humilis* - chmura kłębiasta o słabym rozwoju pionowym; *Cumulus mediocris* - chmura o umiarkowanym rozwoju pionowym; *Cumulus congestus* - silnie wypiętrzona chmura kłębiasta o ostrych wyraźnych konturach, o wyglądzie kalafiora.



Cumulonimbus jest ciężką, gęstą chmurą o rozwoju pionowym. Górna część chmury jest na ogół gładka i włóknista. Poniżej zwykle bardzo ciemnej podstawy tej chmury występują często smugi opadu. Chmura składa się z kropelek wody, kryształków lodu, zawiera duże krople deszczu, płatki śniegu, ziarna krupy i grad. Chmurze towarzyszą ulewne deszcze i opady gradu, wyładowania elektryczne oraz szkwały. W chmurze występuje oblodzenie i silna turbulencja oraz słaba widzialność.



3. Procesy termodynamiczne w atmosferze – stany równowagi

Z własnego doświadczenia wiemy, że ruchy konwekcyjne i chmury konwekcyjne nie występują zawsze. Określimy teraz warunki, które muszą być spełnione, aby ruchy takie wystąpiły.

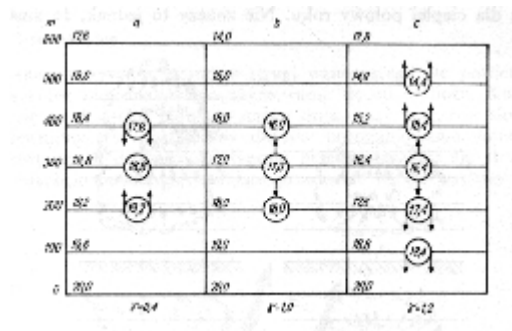
Zależnie od różnicy temperatur powietrza wznoszącego się i powietrza otaczającego – zależnej z kolei od gradientu temperatury – wyróżnia się w atmosferze trzy stany równowagi:

- równowagę chwiejną
- równowagę obojętną

- równowagę stałą.

Aby doszło do rozwoju chmur konwekcyjnych w powietrzu, musi występować równowaga chwiejna.

Stany równowagi omówimy teraz na przykładzie.



Załóżmy, że temperatura powietrza spada o $0,4^\circ$ na 100 m, czyli, że pionowy gradient temperatury wynosi $\gamma = 0,4^\circ/100 \text{ m}$. Znaczy to, że gdy temperatura przy powierzchni ziemi wynosi 20°C , to na wysokości 200 m wynosi ona $19,2^\circ\text{C}$. Jeśli teraz spowodujemy przemieszczenie się bąbla powietrza z poziomu 300 m w górę o 100 m, to okaże się, że ochładzając się on adiabatycznie wg. gradientu suchoadiabatycznego równego $1^\circ/100 \text{ m}$ będzie chłodniejszy od otaczającego powietrza i jako cięższy opadnie z powrotem do poziomu wyjściowego, bowiem temperatura powietrza otaczającego będzie spadać nie o $1^\circ/100 \text{ m}$, lecz o $0,4^\circ/100 \text{ m}$, a więc będzie ono cieplejsze. Możemy więc powiedzieć, że równowaga stała występuje wtedy, gdy pionowy gradient temperatury γ jest mniejszy od gradientu adiabatycznego γ_a .

$$\gamma < \gamma_a$$

Teraz zrobmy inne założenia. Temperatura powietrza przy powierzchni ziemi wynosi 20° , a przy wzroście wysokości o 100 m spada o $1,2^\circ$, czyli, że pionowy gradient temperatury wynosi $\gamma = 1,2^\circ/100 \text{ m}$. Temperatura zaś powietrza we wznoszącym się i rozprężającym adiabatycznie bąblu spada o 1° na 100 m wysokości, czyli o gradient adiabatyczny $\gamma_a = 1^\circ/100 \text{ m}$. Jeśli teraz skutek jakiegoś impulsu z zewnątrz nasz bąbel przemieszcza się z wysokości 300 m w górę na wysokość 400 m, to w czasie wznoszenia ochłodzi się adiabatycznie o 1°C , gdy tymczasem temperatura powietrza otaczającego spada o $1,2^\circ\text{C}$. Tak więc na wysokości 400 m temperatura powietrza otaczającego wyniesie $15,2^\circ$, a powietrza wznoszącego się $15,4^\circ\text{C}$. Ciepłejsze o $0,2^\circ\text{C}$ powietrze wznoszące się, jako lżejsze, będzie się nadal unosiło ku górze, tak długo, dopóki istnieć będzie różnica temperatur między nim a powietrzem otaczającym. Wystarczył więc impuls, aby powietrze zaczęło przemieszczać się samoistnie w górę. Taki stan atmosfery nazwany został równowagą chwiejną i występuje on wówczas, gdy pionowy gradient temperatury γ jest większy od gradientu adiabatycznego γ_a .

$$\gamma > \gamma_a$$

Z tego, co już powiedzieliśmy można określić trzeci stan - równowagę obojętną. Jest to stan, w którym pionowy gradient temperatury γ równy jest gradientowi adiabatycznemu γ_a . W takim przypadku ruchom pionowym masy powietrza nie towarzyszą siły, które starałyby się ten ruch podtrzymać lub zahamować.

W przypadku, kiedy w atmosferze występuje równowaga chwiejna jest w niej zmagazynowana energia związana z rozkładem temperatury w poszczególnych jej warstwach. Energia ta jest zdolna do wzniesienia i podtrzymywania pionowych prądów powietrza i nazywamy ją **termiką**, a prądy, które wywołuje **prądami termicznymi**. Zależnie od tego, co powoduje chwiejność atmosfery, czyli co jest przyczyną decydującą o pionowym gradiencie temperatury wyróżniamy różne rodzaje termiki, z których dwa podstawowe to termika wypracowana i termika naniesiona.

Prądy pionowe termik wypracowanych rozwijają się kosztem energii cieplnej dostarczonej przez słońce. W szybownictwie prądy takie nazywamy kominami termicznymi.

Ogrzane od powierzchni ziemi powietrze początkowo zaczyna się wznosić z niewielką prędkością i w sposób chaotyczny. W swojej dolnej części kominy nie nadają się do wykorzystania przez szybowników. Ze wzrostem wysokości prąd staje się bardziej regularny i silny, pochyla się w kierunku wiatru i staje się coraz szerszy. Średnice kominów są bardzo zróżnicowane i wahają się od 100 m do 2000 m. Odległości pomiędzy kominami wynoszą kilka kilometrów, a czas istnienia komina wynosi zwykle kilkanaście minut i taka jest też częstotliwość rozwoju nowych kominów nad danym ogniskiem na ziemi.

Jeśli wznoszący się prąd powietrza dotrze do **poziomu kondensacji**, czyli wysokości, na której osiągnie temperaturę punktu rosy powstanie chmura kłębiasta. Chmura taka zaczyna zasysać powietrze spod swojej podstawy.

Oczywiście zdarza się również, że prąd wznoszący poziomu kondensacji nie osiągnie.

Mamy wtedy do czynienia z termiką wypracowaną bezchmurną.

W dniach kiedy występuje termika wypracowana obok prądów wstępujących spotykamy zawsze prądy opadające, zwane duszeniami. Ich prędkość opadania jest mniejsza od prędkości prądów wstępujących, za to przekrój znacznie większy.

O ile istniejąca w atmosferze warstwa inwersji nie zatrzyma prądu wstępującego proces tworzenia chmury będzie przybierał na sile, a sama chmura przekształci się w chmurę burzową Cb.

Z termiką naniesioną mamy do czynienia podczas napływu chłodnych mas powietrza nad cieplejsze podłoże. W tych przypadkach występują zwykle silniejsze wiatry, co powoduje, że w najniższych warstwach prądy powietrza są chaotyczne i bardzo poszarpane przez wiatr. Począwszy od wysokości 200 m są już możliwe do wykorzystania, powstają zwykle gęściej niż podczas termiki wypracowanej, ale są słabsze. I w tym wypadku, gdy osiągną poziom kondensacji powstaje chmura kłębiasta. Duże prędkości wiatru powodują i duża gęstość chmur powoduje, ustawiają się one w regularne szlaki, bardzo sprzyjające lotom szybowców.

Pytania kontrolne:

1. Co to jest pogoda ?
2. Jaki jest skład atmosfery ?
3. Jak nazywamy warstwę atmosfery bezpośrednio przylegającą do ziemi ?
4. Omów proces nagrzewania się powietrza .
5. Co to jest albedo ?
6. Co to są ruchy turbulencyjne i konwekcyjne ?
7. Jak mierzymy temperaturę powietrza w meteorologii ?
8. Omów pojęcie adiabatyczny gradient temperatury.

9. Co to jest inwersja i izotemia ?
10. Jakie znasz inwersje ?
11. Co to jest atmosfera standardowa ?
12. Co to jest stopień baryczny ?
13. Co to są izobary ?
14. Jakie znasz układy baryczne ?
15. Omów czynniki wpływające na prędkość wiatru ?
16. Jakie siły i jak wpływają na kierunek wiatru ?
17. Omów znane Ci wiatry lokalne.
18. Omów ogólną cyrkulację atmosfery.
19. Zdefiniuj pojęcia: wilgotność bezwzględna, wilgotność względna, temperatura punktu rosy.
20. Jakie znasz produkty kondensacji pary wodnej na powierzchni ziemi ?
21. Kiedy mamy do czynienia z zamgleniem, a kiedy z mgłą ?
22. Omów powstawanie i podział mgieł.
23. Przedstaw podział chmur w zależności od sposobu ochładzania powietrza przy ich powstawaniu.
24. Przetaw klasyfikację chmur.
25. Omów wskazane rodzaje chmur.
26. Jakie stany równowagi wyróżnia się w atmosferze i kiedy występują ?
27. Co to jest termika ?
28. Co to są prądy termiczne ?
29. Co to jest poziom kondensacji ?
30. Jakie znasz rodzaje termik ?

Rozdział II

PRZEWIDYWANIE POGODY

1. Służba prognoz, mapy synoptyczne.

Przewidywaniem pogody zajmuje się meteorologia synoptyczna. Przeprowadza się to za pomocą analizy map pogody.

Całokształt prac za pomocą, których uzyskuje się wiadomości o pogodzie i jej zmianach nazwano służbą prognoz. Służba prognoz opiera swą pracę na danych przekazywanych przez sieć meteorologicznych stacji obserwacyjnych. Na stacjach tych wykonuje się obserwacje meteorologiczne w ściśle określonych terminach i przesyła do stacji zbiornic depesz. Stąd są one przekazywane do użytku międzynarodowego. W zbiornicach depesze trafiają do biur prognoz, gdzie są rozszyfrowywane i za pomocą cyfr i umownych symboli nanoszone na mapę. Umieszcza je się według określonego schematu obowiązującego na całym świecie, wokół kółeczka symbolizującego na mapie miejsce, gdzie znajduje się dana stacja. Pokazano to na rysunku.

Te Te	C _H	
T T	C _M	PPP
ww	N	ppd
VV	C _L N _h	W
Td Td	h	(RR)

Znaczenie symboli:

Te Te maksimum i minimum temperatury

CH chmury wysokie

TT temperatura powietrza

CM chmury średnie

PPP ciśnienie atmosferyczne

ww pogoda w czasie obserwacji

N stopień pokrycia nieba chmurami

ppa wielkość i charakterystyka tendencji ciśnienia atmosferycznego

VV widzialność w kierunku poziomym

CL Nh chmury niskie i wielkość zachmurzenia przez chmury niskie

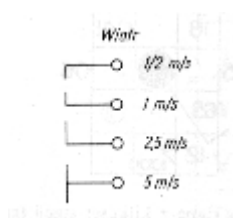
W pogoda ubiegła

Td Td temperatura punktu rosy

h wysokość podstawy chmur od powierzchni gruntu

(RR) wysokość opadu za okres 12 godzin

Kierunek wiatru oznacza się strzałką skierowaną od strony, skąd wiatr wieje, a prędkość wiatru podaje się za pomocą „opierzenia” strzałki



Po naniesieniu wszystkich danych na mapę synoptyk przystępuje do analizy mapy pogody.

2. Analiza mapy pogody

Pierwszą czynnością jest wykreślenie izobar i uzyskanie pola ciśnień, zaznaczeniu obszarów z deszczem i mgłami oraz wyznaczeniu położenia frontów atmosferycznych.

Następnie synoptyk przechodzi do przeanalizowania miejsc zalegania różnych mas powietrza.

- Masy powietrza

Masą powietrza nazywamy objętość powietrza charakteryzującą się mniej więcej jednakowymi własnościami fizycznymi. Obszary, na których formują się masy powietrza nazywamy obszarami źródłowymi mas powietrza. Mają one jednolite podłoże i zalegają nad nimi wyżej. Wyżej charakteryzują słabe poziome gradienty ciśnienia, a tym samym niewielkie prędkości przemieszczania się.

Dzięki temu zalegają one dłużej nad określonym obszarem i nabierają charakterystycznych właściwości.

Zależnie od geograficznego położenia obszaru źródłowego wyróżniamy następujące masy powietrza:

- **Powietrze arktyczne morskie (PAm)** napływa do nas z nad Grenlandii i Szpicbergu. Są to masy ogrzane od wód Atlantyku i wilgotne. Cechują się dużą chwiejnością
- **Powietrze arktyczne kontynentalne (PAk)** jest bardzo chłodne i suche. W porze letniej powietrze to nie dociera do nas.
- **Powietrze polarno morskie (PPm)** napływa z nad wód Atlantyku. Latem wywołuje ochłodzenie i silny rozwój konwekcji w zimie powoduje ocieplenie i zanik pokrywy śnieżnej.
- **Powietrze polarno kontynentalne (PPk)** są to zimą bardzo chłodne, a latem silnie przegrzane i ubogie w parę wodną masy. Latem wykazują skłonność do rozwoju prądów konwekcyjnych.
- **Powietrze zwrotnikowo morskie (PZm)** napływa do nas z podzwrotnikowych części Atlantyku i znad Morza Śródziemnego. Jest ono ciepłe i wilgotne. Duża jego chwiejność powoduje silny rozwój konwekcji.
- **Powietrze zwrotnikowe kontynentalne (PZk)** kształtuje się nad obszarami pustynnymi Bliskiego Wschodu. Jest gorące, suche i silnie zapyłone.

Właściwości fizyczne mas powietrza nie są niezmiennie. W miarę jego przemieszczania powietrze ulega transformacji, a najbardziej zmieniają się takie elementy, jak temperatura i wilgotność. Śledzenie tego procesu jest jednym z najtrudniejszych zagadnień w meteorologii.

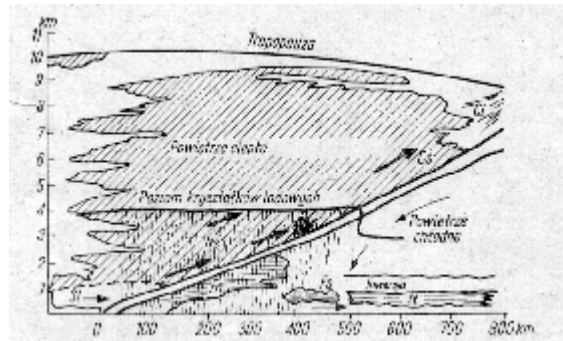
Nad obszarami Polski w ciągu całego roku notuje się najczęściej masy powietrza PPm – 40 % - oraz PPm – 36 %.

Odrębne masy powietrza rozgraniczone są **frontami atmosferycznymi**. Nie jest to wyraźna granica, lecz powierzchnia przejściowa.

- **Fronty atmosferyczne**

Fronty atmosferyczne rozgraniczają masy powietrza o różnych właściwościach fizycznych - przede wszystkim temperaturach . Powierzchnie frontowe nachylone są zawsze w stronę powietrza chłodnego, które – jako cięższe – zalega w postaci wąskiego klina pod powietrzem ciepłym – lżejszym. Nachylenie powierzchni frontowych w naszych szerokościach geograficznych wynosi mniej niż 1°. Ze względu na kierunek przemieszczania się rozróżniamy fronty ciepłe, chłodne i zokludowane (zwane okluzją).

- **Front ciepły** to front, który przemieszcza się w kierunku powietrza chłodnego i zmusza je do ustępowania.
Ciepłe powietrze płynące za frontem ciepłym płynie szybciej niż powietrze chłodne , dogania je i wślizguje się po klinie ustępującego, chłodnego powietrza. W czasie wślizgiwania się do góry powietrze rozpręża się i ochładza, co prowadzi do rozwoju procesu kondensacji. Na powierzchni frontu ciepłego tworzy się zwarty układ chmur frontowych.



Najwyższe chmury będące zwiastunami frontu ciepłego pojawiają się już na 800–900 km przed frontem – są to chmury Cirrus uncinus. Za cirrusami pojawia się jednolita warstwa chmur Cirrostratus. Dalej grubieją one stopniowo i przechodzą w chmury Altostratus. Są one w odległości 100 – 400 km przed frontu. W miarę zbliżania się do frontu, chmury te przechodzą w chmury Nimbostratus, z których wypada silny długotrwały opad ciągły. Pod nimi z dużą prędkością przemieszczają się poszarpane Stratus fractus. Unoszą się one na wysokości 100 – 200 m nad powierzchnią ziemi. Tuż za linią frontu niebo się przejaśnia, a powietrze ociepla.

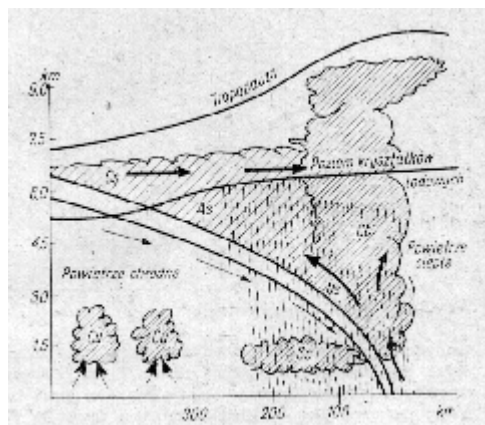
W praktyce front nie zawsze ma taki wzorcowy wygląd. Bywa, że układ chmur jest zredukowany i występują tylko niektóre z nich.

Zmianę pozostałych elementów meteorologicznych podczas przechodzenia frontu ilustruje poniższa tabelka.

Element meteorologiczny	Przed frontem	Podczas przechodzenia frontu	Po przejściu frontu
Ciepłota	stwierdza się	nie zmienia się	zmienia się znacząco lub stopniowo obniża się
Wiatr	wzrasta się i zmienia kierunek przeciwnym do ruchu wskazówek zegara	skręca zgodnie z kierunkiem wskazówek zegara i zmienia się	kierunek nie zmienia się
Temperatura	nie zmienia się lub nieco podwyższa się	podwyższa się stopniowo	wyraźnie podwyższa się
Zachmurzenie	pojawia się stopniowo, chmury Ci, Cs, As, Ns, St, fr	chmury Ns i St fr	St lub Cs
Widoczność	poza strefą deszczu widoczność dobra	słaba, częste mgły	zaczynają się, mogą występować mgły
Pogoda	deszcz lub śnieg, opad ciągły	opad ustaje	silne zachmurzenie, mżawka lub słabe deszcze

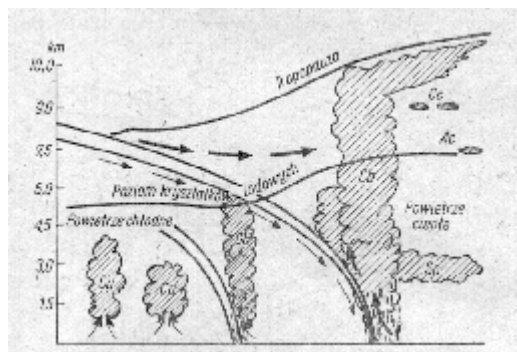
- **Front chłodny** ma bardziej stromą powierzchnię frontową, szczególnie przy ziemi, co jest wynikiem tarcia o jej powierzchnię. Ponieważ w zależności od prędkości przemieszczania się fronty chłodne różnią się między sobą bardzo znacznie rodzajem zachmurzenia i charakterem opadu podzielono je na dwa rodzaje.

Front chłodny I rodzaju (wolno przemieszczający się) – w tym przypadku napływające, chłodne powietrze wklina się pod ustępujące ciepłe. Dochodzi do utworzenia się układu chmur podobnego, jak na froncie ciepłym, lecz w odwrotnym porządku.



Odróżnia układ rozwijająca się na samym czole frontu chmura Cb, dalej chmury As i Ns. W bezpośredniej bliskości linii frontu z chmur Cb wypadają silne, ulewne opady, a za linią frontu opady ciągłe z chmur Ns. W porównaniu z frontem ciepłym strefa opadów jest o połowę węższa.

Front chłodny II rodzaju (szybko przemieszczający się) . Wskutek szybkiego przemieszczania się tego frontu dochodzi do gwałtownego wypychania powietrza ciepłego ku górze, co prowadzi do nadzwyczaj silnego rozwoju chmur Cb.

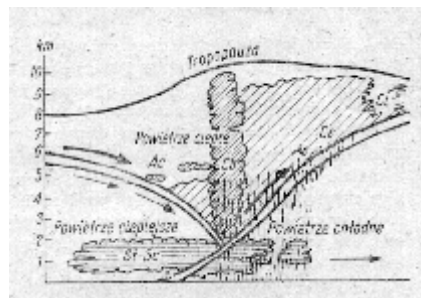


Powstaje wał chmur burzowych wzdłuż linii frontu. Przed tą ścianą mogą wystąpić chmury Ac , Sc i Ac lenticularis świadczące o powstaniu zafalowania. Przejściu takiego frontu towarzyszą silne ulewy, burze i szkwały. Strefa opadów jest wąska 60 – 80 km. Po przejściu frontu obserwuje się na przemian roz pogodzenia i wzrosty zachmurzenia chmurami Cu i Cb oraz ochłodzenie. Tabela ilustruje zmiany pozostałych elementów meteorologicznych.

Elementy meteorologiczne	Przed frontem	Podczas przechodzenia frontu	Po przejściu frontu
Ciepota	obniża się	szybko podwyższa się	podwyższa się stopniowo
Wiatr	wzmacnia się, lekko skręca w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara, często porывisty	nagle skręca w kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara, często występują skwały	po przejściu skwały wiatr skręca w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara; często może się wzmagać
Temperatura	obniża się w strefie występowania deszczu	stwierdzenie się obniża	stopniowo obniża się; bardzo zimna w strefie deszczu
Zachmurzenie	Ac lub As oraz Cb	Cb z cumulonimbus „kłęj pogodny” (St i C), sąnajęzmi nad powierzchnią ziemi	podstawy chmur podnoszą się bardzo szybko; występują Ac, As oraz Cs i Cb
Widoczność	zwykła zła	umiarkowana, lecz szybko poprawiająca się	bardzo dobra poza strefą opadów
Pogoda	czasami mogą występować deszcze, lecz burze	często silny deszcz, upady gradu i burze	silne przeletne opady, częste prąże silne; typ pogody zimnej

- **Fronty zokludowane.** Ponieważ front chłodny przemieszcza się szybciej niż front ciepły, to po pewnym czasie dogania go i następuje połączenie obu frontów. Taki proces nazywamy **okludowaniem**, powstały front **okluzja**. W strefie frontu okluzji występują trzy różne masy powietrza. Zależnie od ich wzajemnego układu oraz od tego, czy ustępująca masa powietrza jest zimniejsza, czy cieplejsza od napływającej okluzje dzieli się na chłodne i ciepłe. Zjawiska pogodowe frontu zokludowanego są kombinacją zjawisk frontu ciepłego i chłodnego.

Przechodzenie okluzji ciepłej rozpoczynają chmury frontu ciepłego.



Początkowo są to Ci oraz Cs, następnie As i Ns. Dalej dostajemy się w chmury frontu chłodnego. Opad ciągły wypadający z chmur Ns nagle przechodzi w opad przelotny z chmur Cb. Za okluzją ciepłą występują zwykle chmury Sc i St dające opad mżawki.

Chmury okluzji chłodnej również zaczynają się od chmur frontu ciepłego, jednak układ jest zredukowany. Są to zwykle tylko chmury Ci, Cs i As. Chmura Ns i dalsze ulegają zanikowi, a pojawia się chmura frontu chłodnego Cb.

Wobec różnorodnej budowy i ruchu szczegółowe określenie warunków pogodowych w obu typach okluzji jest dość trudne. W jednym froncie warunki te mogą być bardzo różne zależnie od pory roku i odległości od centrum niżu.

Zawsze zachodzi wyraźna zmiana kierunków wiatrów z południowych na zachodnie lub północne.

Na zakończenie rozważań o frontach trzeba jeszcze zaznaczyć, że najszybciej przemieszczają się fronty usytuowane prostopadle do izobar. Fronty usytuowane wzdłuż izobar są stacjonarne.

- **Główne przyczyny zmian pogody**

Najistotniejszą rolę w zmianie pogody odgrywają wyże i niży.

W wyżach powietrze osiada, spręża się adiabatycznie i ogrzewa. Prowadzi to do zaniku chmur. Przeważającym typem pogody w wyżu jest pogoda słoneczna z niewielkim zachmurzeniem przez chmury konwekcyjne.

Zupełnie inaczej jest w niżach. Powietrze spływa tu ze wszystkich stron, co powoduje stykanie się ze sobą powietrza o różnych własnościach. Pogodę w niżu modyfikują więc fronty atmosferyczne. Niż powstaje zwykle na froncie stacjonarnym. Początkowo front zafalowuje, następnie zaczynają się wyraźnie zaznaczać fronty i ciepły wycinek niżu. Stadium to nazywamy młodym niżem.

Fronty są bardzo aktywne, a związane z ich przejściem zjawiska bardzo wyraźne. Na koniec niż zaczyna się okłudować i wypełnia się.

Znaczną pomocą w analizie omówionych powyżej czynników są dla synoptyka mapy górne. Mapy takie przedstawiają rozkład ciśnienia na pewnych wysokościach. Nanosi się też na nich temperaturę powietrza, temperaturę punktu rosy oraz prędkość i kierunek wiatru. Zależnie od zachowania się górnych prądów powietrza, można sądzić o tym, jakim zmianom będą podlegać wyże i niży. Tam, gdzie prądy ulegają zawężeniu należy oczekiwać wzrostu ciśnienia. Gdzie prądy rozlewają się, należy liczyć się ze spadkiem ciśnienia.

Pytania kontrolne

1. Jak pracuje służba prognoz ?
2. Omów mapę synoptyczną.
3. Omów trzy wybrane masy powietrza.
4. Omów wybrany front atmosferyczny.
5. Omów przyczyny zmian pogody.

Rozdział III

GROŹNE ZJAWISKA ATMOSFERYCZNE

1. Widzialność.

Widzialność to odległość, z której można odróżnić obiekt charakterystyczny.

Widzialność dzielimy na poziomą – wtedy obiektem charakterystycznym są obiekty naziemne – i pionową, obiektem jest tu balonik meteorologiczny.

Na zmniejszenie widzialności wpływają przede wszystkim zawarte w powietrzu pyły oraz produkty kondensacji powodując zmętnienie powietrza. Zmętnienia prowadzą do zatarcia konturów obserwowanych przedmiotów i zamazania ich detali.

Ograniczenie widzialności występuje również podczas lotu w opadzie, jednak na to aby było ono znaczące opad deszczu musi być bardzo intensywny. Opady śniegu natomiast ograniczają widzialność bardzo znacznie.

Każde zmniejszenie widzialności jest utrudnieniem obserwacji załóg statków powietrznych.

2. **Oblodzenie.**

Oblodzenie to tworzenie się powłoki lodowej na powierzchni statku powietrznego.

Najczęściej powstaje ono w skutek zamarzania przechłodzonych kropelek chmury lub deszczu przy zetknięciu się ich z szybowcem. Wynika z tego, że z oblodzeniem będziemy mieli do czynienia wysokościach, na których występuje izoterma zerowa i przechłodzone krople wody. Kropelki takie zderzają się z powierzchnią lecącego szybowca, rozlewają i zamarzają. Intensywność oblodzenia jest tym większa im więcej wody znajduje się w powietrzu i im większe są rozmiary kropel.

Z uwagi na kształt osadzającego się lodu wyróżnia się dwa rodzaje oblodzenia: profilowe i bryłowe.

Oblodzenie profilowe tworzy się przy niskich temperaturach (- 20° C) i niezbyt dużej wodności chmur. Wszystkie krople szybko zamarzają na całej powierzchni , a powstałe oblodzenie przypomina gołoledź. Oblodzenie takie może narastać z prędkością kilku mm na minutę i jest bardzo niebezpieczne.

Oblodzenie bryłowe występuje w chmurach o dużej wodności przy niezbyt niskiej temperaturze (- 5° C) i niedużych prędkościach lotu. Kropelki zaczynają zamarzać i są zdmuchiwane . Powstały lód jest porowaty, zawiera pęcherzyki powietrza i tworzy grudki.

3. **Burze.**

Burza jest związana z rozwojem chmury Cb. Występują w niej wszystkie groźne zjawiska atmosferyczne jakie znamy. Ze względu na intensywny opad deszczu lub gradu mamy znacznie ograniczoną widzialność. Przy dużych gradzinach istnieje możliwość mechanicznego uszkodzenia powierzchni szybowca.

Ze względu na bardzo znaczny rozwój pionowy chmury burzowej zawiera ona w swoim wnętrzu izotermę zerową wokół której występuje oblodzenie.

Bardzo wielkim niebezpieczeństwem są także wyładowania elektryczne.

W chmurze burzowej spotykamy się z bardzo silnym rozwojem prądów konwekcyjnych. Ich prędkości nie rzadko osiągają wartości ± 30 m/sec i więcej. Lot w warunkach tak silnej turbulencji może doprowadzić do zniszczenia szybowca. W przeszłości zdarzyło się już tak niejednokrotnie.

4. **Turbulencja.**

Stopień turbulencji określa się stosunkiem maksymalnej i minimalnej prędkości wiatru do jego prędkości średniej. Stopień turbulencji zwiększa się ze wzrostem prędkości wiatru. Turbulencja zależy również od stanu równowagi atmosfery i jest bardzo silnie zaznaczona w masach o równowadze chwiejnej.

Nad terenem górzystym turbulencja jest zawsze większa niż nad terenem płaskim.

Podczas lotu w turbulentnej masie powietrza pilot odczuwa rzucanie szybowca.

Szybowiec przecina to prądy wstępujące, to zstępujące. Następuje zmiana kąta natarcia i przeciążenia. Aby utrzymać lot prostoliniowy pilot musi ingerować sterami, co wywołuje dodatkową siłę w postaci przeciążenia. Jeśli turbulencja będzie bardzo silna ,

jak w chmurach burzowych , może podczas lotu w tych warunkach dojść do przekroczenia dopuszczalnego współczynnika obciążeń i zniszczenia konstrukcji. Oddzielnym zagadnieniem jest turbulencja dynamiczna wywołana rzeźbą terenu. Spotykamy się z nią zawsze na małych wysokościach, a więc po starcie i podczas podejścia do lądowania. Nagłe dostanie się w obszar silnej turbulencji może doprowadzić do zderzenia się szybowca z ziemią zanim pilot zdąży zareagować, dlatego w pobliżu ziemi należy bardzo uważnie obserwować jej powierzchnię pod kątem kontrastów oraz być przygotowanym na spływ obszarów turbulentnych z kierunkiem wiatru w rejonach o urozmaiconej rzeźbie.

Pytania kontrolne:

1. Omów zagadnienie widzialności.
2. W jakich warunkach występuje i jaki jest mechanizm powstawania oblodzenia ?
3. Z jakimi groźnymi zjawiskami meteorologicznymi spotykamy się w burzy ?
4. Od czego zależy stopień turbulencji ?
5. Co to jest turbulencja dynamiczna ?

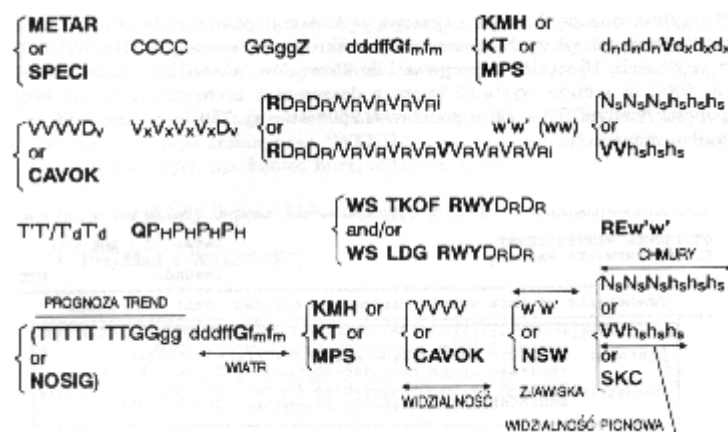
Rozdział IV

KLUCZE LOTNICZO-METEOROLOGICZNE

METAR – depesza z wynikami obserwacji dla potrzeb lotnictwa (z prognozą na lądowanie TREND lub bez)

SPECI – depesza z wynikami specjalnie wybranych obserwacji.

Depesze METAR i SPECI mają następującą postać:



Poszczególne grupy liter oznaczają:

- CCCC - międzynarodowy ICAO-wski wskaźnik oznaczający lotnisko
- GGgg - czas obserwacji w godzinach i minutach
- Z - wskaźnik czasu UTC
- ddd - kierunek, z którego wieje wiatr
- ff - prędkość wiatru
- G - wskaźnik literowy w przypadku porywów wiatru
- fmm - prędkość wiatru maksymalnego

KMH or KT or MPS	-	jednostki prędkości km/h lub węzły lub m/s
dndndnVdxdxdx	-	skrajne wartości kierunku przedzielone wskaźnikiem V . Jeśli w miejsce grupy ddd wpisane jest VBR oznacza to, że występuje wiatr zmienny.
VVVV	-	widzialność pozioma
Dv	-	wskaźnik kierunku widzialności wg róży wiatrów
VxVxVxVx	-	widzialność maksymalna
R	-	wskaźnik grupy
DRDR	-	oznaczenie drogi startowej
VRVRVRVRVVVRVRVRVR	-	najmniejsza i największa RVR przedzielona wskaźnikiem V . (RVR widzialność na drodze startowej)
i	-	tendencja RVR - U oznacza wzrost, D spadek i N zmiany nieokreślone.
w'w'	-	obserwowane zjawiska pogody wg tabeli kodów.
(ww)	-	pogoda bieżąca
NsNsNshshshs	-	wielkość zachmurzenia i wysokość podstawy chmur. Wielkość zachmurzenia określa się następującymi wskaźnikami SCT - 1/8 do 4/8 BKN - 5/8 do 7/8 OVC 8/8
VV	-	wskaźnik widzialności pionowej
T'T'	-	temperatura powietrza w ° C
T'dT'd	-	temperatura punktu rosy w ° C
Q	-	wskaźnik ciśnienia QNH
PHPHPHPH	-	ciśnienie QNH w całkowitych hektopaskalach
WS	-	wskaźnik uskoku wiatru
TKOF	-	wskaźnik startującego samolotu
RWY	-	wskaźnik numeru pasa
DRDR	-	numer pasa
LDG	-	wskaźnik lądującego samolotu
RE	-	wskaźnik oznaczający istotne operacyjnie zjawiska pogody w ostatniej godzinie
TTTTT	-	wskaźnik w miejsce którego będzie wpisane BECMG lub TEMPO zależnie od rodzaju zmian.
TT	-	wskaźnik czasu FM od TL do AT o czasie
NOSIG	-	określenie oznacza, że nie przewiduje się istotnych zmian w ciągu najbliższych dwóch godzin
CAVOK	-	określenie stosuje się gdy widzialność wynosi 10 km lub więcej, brak chmur poniżej 1500 m i brak chmur Cb, brak opadów, burz, mgły, zameci
NSW	-	oznacza koniec lub brak istotnych zjawisk pogody
SKC	-	oznacza niebo bezchmurne

Depesza SPECI dotyczy

- wiatru przyziemnego
- widzialności
- RVR
- Zjawisk
- Chmur

i jest rozsyłana w przypadku pogarszania się pogody natychmiast, a przy poprawie po 10 minutach od zaistnienia poprawy.

Pytania kontrolne:

1. Proszę rozszyfrować przedstawioną depeszę

Rozdział V

METEOROLOGIA W INTERNECIE

Dostęp do internetu jest coraz powszechniejszy, a wiedza w nim zawarta przeogromna, dlatego bezwzględnie powinien on być również źródłem informacji meteorologicznej pilota szybowcowego. Tak jak wszędzie w życiu, tak oczywiście i w internecie obowiązuje zasada, że co za darmo, to raczej kiepskie, a co solidne, to ma swoją cenę. Praktycznie wygląda to tak, że darmowe witryny nie zawsze są uaktualniane tak szybko, jak zapewnia o tym ich właściciel, a bywa, że po pewnym czasie poprawnej pracy po prostu znikają. Może więc się okazać, że za jakiś czas cała zawarta w tym rozdziale wiedza ma tylko charakter przykładu z przeszłości, ale niech będzie zachętą do własnych poszukiwań lub wykupienia abonamentu na witrynach płatnych. Pierwszym krokiem przy planowaniu dnia lotnego powinno być zapoznanie się z aktualnym stanem pogody poprzez:

1. Obejrzenie najnowszego zdjęcia satelitarnego

- a) z satelity stacjonarnego *Meteosat*. Zdjęcia są wykonywane co 30 min z wysokości około 38 000 km nad skrzyżowaniem równika z południkiem zero (w związku z tym uwaga na zmiany kształtu powierzchni Europy i Polski).

Oglądamy zdjęcia typu CO3 VIS tj. Europa w świetle widzialnym:

<http://www.wetter-welt.de/c03.shtml>

<http://www.wetter-weit.de/c23.shtml>

<http://www.phd.nl/aviation/wx/>

<http://starsoft.pl/meteo/>

oraz zdjęcia typu D2 IR tj. Europa w podczerwieni:

<http://www.phd.nl/aviation/wx>

<http://www.starsoft.pl/meteo/> .

Następny krok to analiza ruchomych sekwencji zdjęć satelitarnych.

Analizujemy na nich prędkości i kierunki przemieszczania się zachmurzenia. Dłuższe sekwencje pozwalają nawet analizować zmiany tej prędkości..

Sekwencje znajdujemy na już wymienionych stronach oraz na:

<http://eumetsat.de/en/>

Ta ostatnia daje możliwości wyboru rejonu Ziemi, ilości klatek wstecz, podczerwieni IR (polecany) lub światła widzialnego VIS, prędkości i kierunku odtwarzania, bądź odtwarzania ciągłego w przód i tył (ping-pong). Ostatnie bardzo przydatne do dokładnego określania kierunku i prędkości adwekcji.

- b) z satelit NOAA operujących na niskich orbitach (ok. 700 km) przelatujących nad Polską nieregularnie – za to oferujących zdjęcia wysokiej jakości.

http://www.chmi.cz/meteo/sat/NOAA/prod/slouc/me_s234.jpg

<http://www.wetter-welt.de/latest.shtml> - bezpłatnie tylko VIS

2. Obejrzenie aktualnego obrazu z radarów meteorologicznych.

Radar ogląda chmury niejako od dołu, czyli przede wszystkim daje informację o opadach. Wykorzystywać możemy najbliższe, obejmujące swoim zasięgiem Poznań. Są to radary polskie (coraz lepsze), niemieckie i czeskie.

<http://www.imgw.pl> , dalej zakładka SOK, następnie DANE RADAROWE na dzień dzisiejszy, radary z Legionowa i Ramzy.

<http://www.wetteronline.de/radar/dldldwdd.htm> do wyboru pętla z ostatnich 1,5; 3 i 24 godzin

<http://www.wetterspiegel.de/radar.php3?gebiet=3h> z ostatnich 3 godzin

<http://www.met.fu-berlin.de/wetter/radar/> - radar z Berlina; bezpłatny ; aktualizowany co 3 godziny.

<http://www.chmi.cz/meteo/rad/eindex.html>

3. Zapoznanie się z METAR-ami z lotnisk leżących na drodze adwekcji.

<http://www.phd.nl/aviation/wx/>

<http://www.meteoswiss.ch/en/Business/Aviation/IndexAviation.shtml>

<http://www.aro.lfv.se>

4. Przeanalizowanie 24-godzinnej historii METAR-ów z własnego i pobliskiego Lotniska.

Pozwoli to na prześledzenie ostatnich zmian elementów meteorologicznych, szczególnie zmian ciśnienia, prędkości i kierunku wiatru oraz wielkości i podstawy zachmurzenia. Analiza ułatwi wysnucie własnej prognozy co do zmian tych elementów na najbliższe godziny.

<http://www.phd.nl/aviation/wx> , dalej zakładka METAR HISTORY, 24 godziny i kod ICAO lotniska

5. Na koniec tego kroku można spojrzeć na internetowe kamery z miejsc leżących na drodze adwekcji - szczególnie te bliskie (50 do 300 km) np. Bydgoszcz, Piła, Szczecin, Strausberg, Berlin, Drezno.

<http://www.info.bydgoszcz.pl/kamera.asp>

<http://www.internetia.pl/pogoda/?miasto=bydgoszcz&skala=C>

<http://www.internetia.pl/pogoda/?miasto=pila>

<http://www.port.szczecin.pl/plnews/camera.htm>

<http://www.wetterschau.de/cam/deu/strausderg.htm>

http://www.wetterschau.de/camdeu/berlin_fu.htm

<http://www.wetterschau.de/cam/deu/dresden.htm>

Po tych czynnościach pierwszego kroku mamy znajomość aktualnego stanu pogody. Na tej podstawie tworzymy sobie własną prognozę i porównujemy ją co przedstawiają profesjonalści w internecie. Interesują nas tylko prognozy krótkoterminowe.

1. Modem ICM:

- komentarz synoptyka
 - prognostyczny film, w którym na dwóch mapach można obserwować zmiany wszystkich elementów meteorologicznych w ciągu przyszłych 48 godzin.
- „mały” = 7,5 Mb i „duży” = 16 Mb - różnią się tylko jakością grafiki.

<http://www.weather.icm.edu.pl>

2. Zestaw siedmiu map prognostycznych od 12 do 120 godzin z paktu NATO poprzedzonych dwoma mapami z aktualną analizą meteorologiczną (na końcu aktualne zdjęcie D2 z Meteosata).

<http://www.starsoft.pl/meteo/a.html> oraz również na

<http://www.phd.nl/aviation/wx/>

3. TAF-y, czyli depesze z prognozami lotnisk leżących na drodze adwekcji
<http://www.phd.nl/aviation/wx>
<http://www.meteoswiss.ch/en/Business/Aviation/IndexAviation.shtml>
<http://www.aro.lfv.se>
4. Znamcy meteorologii mogą jeszcze spojrzeć na aktualne dane aerologiczne
<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

Na zakończenie można jeszcze dodać, że wszystkimi własnymi uwagami i przemyśleniami na temat meteorologii dzielimy się na grupie dyskusyjnej pl.misc.meteorologia

Pytania kontrolne:

1. Proszę omówić jakich informacji meteorologicznych szukamy w internecie.

Literatura:

Marcin T. Schmidt - Meteorologia dla potrzeb szybownictwa - Wydawnictwa Komunikacji i Łączności Warszawa 1982

Wojciech Mozdyniewicz - Loty falowe - Wydawnictwa Komunikacji i Łączności Warszawa 1976

Marcin Schmidt - Meteorologia - Wydawnictwa Komunikacji i Łączności Warszawa 1975

Jerzy Domicz Lech Szutowski - Podręcznik Pilota Samolotowego - Technika Poznań 1994

Klucze Lotniczo-Meteorologiczne - Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej Warszawa 1993

M.Schmidt - Meteorologia dla każdego - Wydawnictwa Komunikacji i Łączności Warszawa 1972

A.S.Zwieriew - Meteorologia synoptyczna - Wydawnictwa Komunikacji i Łączności Warszawa 1965

Konsultantem rozdziału *Meteorologia w internecie* był Michał Miłucha