

Meteorologia

Meteorologia jest nauką zajmującą się badaniem zjawisk i procesów fizycznych zachodzących w atmosferze. Aby szybowiec mógł latać wyżej i dalej niż mu na to pozwala jego lot ślizgowy, musi napotkać prądy wznoszące, które są jak gdyby jego silnikiem. Czym są prądy wznoszące, jakie są ich odmiany, kiedy występują i jakie są możliwości ich wykorzystania - tego między innymi uczy nas meteorologia. Bez znajomości meteorologii nie można marzyć o sukcesach w szybownictwie. Ba, nawet uzyskanie przeciętnego poziomu pilota wyczynowego nie jest możliwe bez znajomości czynników kształtujących pogodę i praw rządzących jej zmianami.

I. Atmosfera

Zjawiska i procesy fizyczne, którymi zajmuje się meteorologia, zachodzą w atmosferze. Atmosfera jest to warstwa gazów otaczająca kulę ziemską, przy czym zwykliśmy ją dzielić na następujące części:

- **troposferę**, sięgającą do wysokości około **11 km**,
- **stratosferę**, sięgającą do około **80 km**,
- **termosferę (zwaną również jonosferą)** sięgającą do około **800 km**
- **egzosferę** występującą powyżej **800 km**.

Te części atmosfery nie są od siebie wyraźnie oddzielone, a ich wysokość zależy od miejsca nad kulą ziemską i od pory roku. Dla przykładu: nad równikiem troposfera sięga do wysokości około 16 000 m, zaś nad biegunami tylko do około 8000 m.

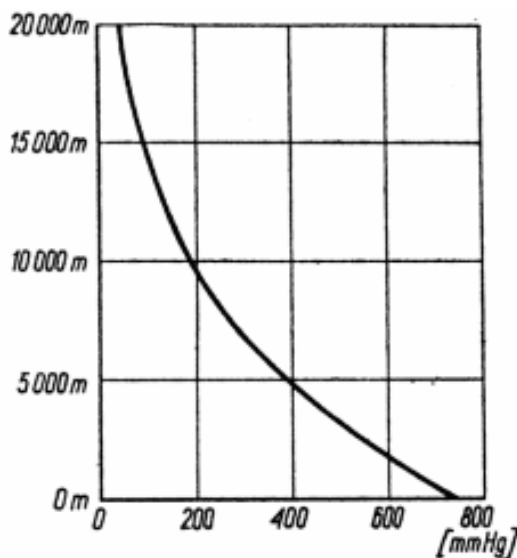
W naszych dalszych rozważaniach będą nas interesowały przede wszystkim **fizyczne własności troposfery**, a to: jej **temperatura, ciśnienie i wilgotność powietrza**. Czynniki te wpływają w zasadniczy sposób na ruch powietrza i na tworzenie się chmur. Dla szybownictwa ruch powietrza ma wielkie znaczenie nie tylko jako wiatr, ale przede wszystkim jako prądy pionowe. Zachmurzenie pozwala pilotowi naocznie ocenić, czy i z jakimi prądami pionowymi się spotka. Zanim do tego dojdziemy omówimy pokrótce wymienione czynniki meteorologiczne.

a. Temperatura

Temperatura powietrza w troposferze stopniowo **maleje** do około -56°C (średnio około **$0,6^{\circ}\text{C}$ na każde 100 m** wysokości). Na większych wysokościach utrzymuje stałą wielkość, aby następnie po przejściowym wzroście i spadku nadal wzrastać. Temperatura ulega zmianom wskutek dopływu energii cieplnej do atmosfery dzięki promieniowaniu słonecznemu i wskutek jej odpływu poprzez wypromieniowanie ziemi. W troposferze dochodzi często do sytuacji, że temperatura wzrasta wraz z wysokością –zjawisko to nazywamy **inwersją**, bądź też jest stała na przestrzeni pewnej wysokości –jest to **izotermia**. Oba zjawiska mają determinujący wpływ na powstawanie i zasięg prądów wznoszących.

b. Ciśnienie

Ciśnienie atmosferyczne **maleje z wysokością**. Jego przebieg ilustruje rysunek I. Dla nas większe jednak znaczenie ma poziomy rozkład ciśnienia, który powoduje powstawanie i zanikanie wyżów i niżów barometrycznych, tj. "układów barometrycznych kształtujących pogodę".



Rys. 1. Zmiana ciśnienia atmosferycznego zależnie od wysokości

c. Wilgotność

Wilgotność powietrza zależy od ilości pary wodnej zawartej w jednostce objętości powietrza. Zwykle posługujemy się dwoma określeniami:

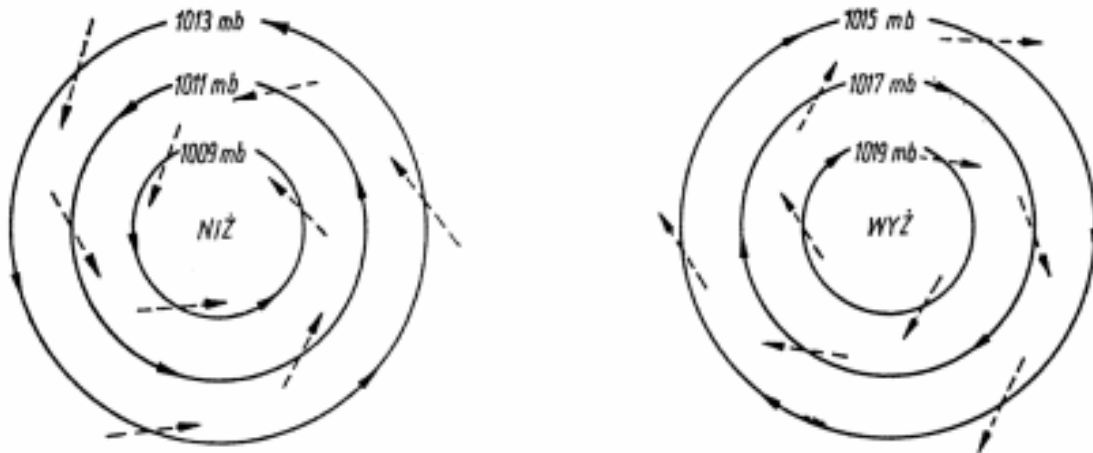
- wilgotność **bezwzględna**, tj. ciśnienie pary wodnej przy danej temperaturze powietrza (podane w jednostkach ciśnienia) **lub** ilość pary na jednostkę objętości powietrza (w g/m³);
- wilgotność **względna**, tj. stosunek ciśnienia pary wodnej zawartej w powietrzu przy danej temperaturze do tego ciśnienia, które wywierałaby ilość pary wodnej nasycająca powietrze przy tej samej temperaturze.

2. Ruch powietrza

Skoro znamy już fizyczne własności atmosfery ziemskiej (powietrza), zastanówmy się nad tym, co powoduje jego ruch. Otóż przyczyną powstawania poziomego ruchu powietrza jest nierównomierny rozkład ciśnień (w poziomie). Ten nierównomierny rozkład ciśnień powstaje w wyniku nierównomiernego nagrzewania się powierzchni ziemi (powietrze **nagrzane** jako lżejsze - **wznosi się**, powietrze **zimne** - jako cięższe - **opada**). Oczywiście inaczej nagrzewa się ziemia w okolicach równika, a inaczej w pobliżu biegunów. Również niejednakowo nagrzewa się ląd i woda. Gdy więc powstanie różnica temperatur, a więc i różnica ciśnień (w poziomie), cząstki powietrza będą dążyć do przemieszczania się od obszaru podwyższonego ciśnienia ku obszarom niższego ciśnienia.

Niestety, zagadnienie to nie przedstawia się aż tak prosto, jak mogłoby się na pierwszy rzut oka wydawać. Ponieważ powietrze porusza się względem obracającej się Ziemi, więc obrót Ziemi wpływa na ruch powietrza pod postacią siły odchyłającej (**siły Coriolisa**), przy czym **odchylenie od pierwotnego kierunku ruchu następuje w prawo na półkuli północnej**, w lewo zaś na półkuli południowej.

To jednak jeszcze nie wszystko. Tarcie powietrza o powierzchnię ziemi powoduje dalsze zmiany kierunku ruchu powietrza. W ostatecznym wyniku wiatry w rejonach obniżonego ciśnienia, tzw. niżach, wieją przeciwnie do ruchu wskazówek zegara z odchyleniem w lewo, tj. ku środkowi niżu. W rejonach podwyższonego ciśnienia, tzw. wyżach, wiatry wieją zgodnie z ruchem wskazówek zegara z odchyleniem również w lewo, tj. na zewnątrz układu (rys. 2 i 3) Na półkuli południowej kierunki wiatrów w niżu i wyżu barometrycznym są odwrotne, lecz odchylenia nadal pozostają ku środkowi niżu i od środka wyżu.

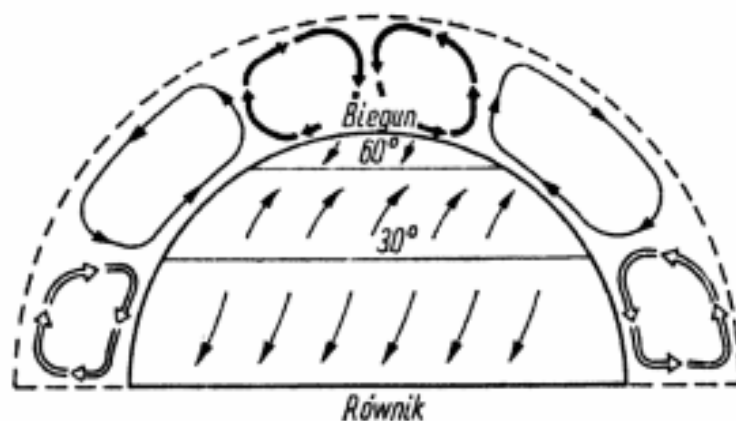


Rys. 2. Kierunki wiatrów w niżu barometrycznym : Rys. 3. Kierunki wiatrów w wyżu barometrycznym
 ———→ wiatr górny, - - - -> wiatr dolny

Teraz, gdy już wiemy co powoduje ruch powietrza i jak on powstaje, rozpatrzmy to zagadnienie dla całej kuli ziemskiej, biorąc pod uwagę, że strefa równika jest pod względem nagrzewania silnie uprzywilejowana, natomiast okolice biegunów mają stały niedobór ciepła. Naturalną konsekwencją tego byłoby stałe unoszenie się rozgrzanego powietrza nad równikiem i stałe opadanie powietrza nad biegunami. Oczywiście uniesione nad równikiem ciepłe powietrze przemieszczałoby się góra ku biegunom, aby po ochłodzeniu i opadnięciu w rejonie biegunów wracać na małej wysokości ku równikowi stopniowo się ogrzewając.

Niestety, ten obraz krążenia powietrza nad powierzchnią Ziemi z dwóch zasadniczych przyczyn ulega poważnym komplikacjom. Pierwszą z tych przyczyn jest obrót Ziemi, drugą niejednorodność jej powierzchni. Rozpatrzmy je kolejno.

Unoszące się nad równikiem ciepłe powietrze skierowuje się na większych wysokościach ku północy. Wskutek odchylającego wpływu obrotu Ziemi (na naszej półkuli w prawo) kierunek tego powietrza stopniowo się zmienia na zachodni (tj. z zachodu - a więc ku zachodowi). Całkowita zmiana kierunku ruchu powietrza z południowego na zachodni następuje w okolicy 30 równoleżnika. Warto tu zwrócić uwagę, że obwód Ziemi wzdłuż 30 równoleżnika jest o przeszło 10% mniejszy niż wokół równika, co powoduje w omawianym przypadku skupienie powietrza, podwyższenie ciśnienia, prąd opadający, a w wyniku - powrót powietrza na małych wysokościach ku równikowi. Powracające powietrze znów podlega odchyleniu w prawo, więc jego początkowy północny kierunek (z północy ku południowi) ulega zmianie na wschodni (ze wschodu na zachód). I tak zamyka się pierwszy ze stałych obwodów krążącego powietrza (patrz rys. 4).



Rys. 4. Schemat ogólnej cyrkulacji powietrza na półkuli północnej

Drugi podobny obwód powstaje pomiędzy pasem wysokiego ciśnienia w okolicy 30 równoleżnika oraz pasem niskiego ciśnienia w okolicy 60 równoleżnika. W oparciu o podane wyżej zasady rozkład zasadniczych kierunków wiatrów przedstawia się tu następująco: dołem wieją wiatry o przeważających kierunkach południowo-zachodnich (z południowego zachodu), górą natomiast przeważają kierunki północno-wschodnie.

I wreszcie trzecia strefa - w pobliżu bieguna - charakteryzuje się podwyższonym ciśnieniem, a więc prądami opadającymi nad biegunem i wstępującymi (wznoszącymi) w obszarze niższego ciśnienia w okolicach 60 równoleżnika.

W wyniku ogólnej cyrkulacji w atmosferze masy powietrza pozostają przez dłuższy czas w rejonach podwyższonego ciśnienia nad jednym i tym samym obszarem oraz nabierają jednakowych cech fizycznych. W rezultacie, zależnie od geograficznego położenia tych obszarów, następuje podział mas powietrza na: masy powietrza zwrotnikowego zalegające obszar pomiędzy równikiem i 30 równoleżnikiem, masy powietrza arktycznego zalegające nad biegunami oraz masy powietrza polarnego zalegające obszar pośredni.

Pozostaje jeszcze do omówienia wpływ niejednorodności powierzchni Ziemi, który pozwala masom powietrza zalegającym te obszary geograficzne na przyjmowanie określonych cech fizycznych różniących poszczególne masy między sobą.

Niejednorodność powierzchni Ziemi polega na podziale na kontynenty i oceany, których powierzchnie niejednakowo się nagrzewają. Każda więc z wymienionych wyżej mas powietrza może dodatkowo zostać nazwana morską lub kontynentalną, zależnie od tego nad jakim podłożem zalega. I tak dochodzimy do podziału mas powietrza w naszym układzie europejskim na (patrz również rys. 15):

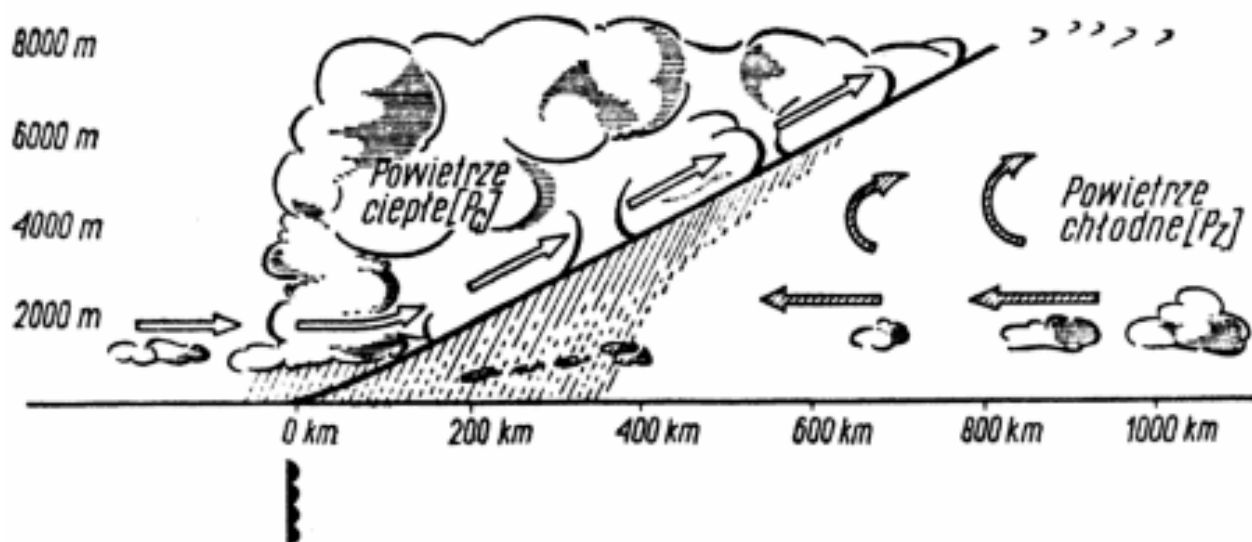
- powietrze arktyczno-morskie (PAm), kształtujące się między Grenlandią i Szpibergen;
- powietrze arktyczno-kontynentalne (PAk), kształtujące się na północnych obszarach Europy w okolicach Morza Barentsa;
- powietrze polarno-morskie (PPm), kształtujące się nad Północnym Atlantykiem;
- powietrze polarno-kontynentalne (PPk), kształtujące się nad obszarami Syberii;
- powietrze zwrotnikowo-morskie (PZm), kształtujące się w rejonie Azorów;
- powietrze zwrotnikowo-kontynentalne (PZk), kształtujące się nad obszarami Bliskiego Wschodu.

3. Fronty atmosferyczne

Pozostaje jeszcze do omówienia sprawa bardzo ważna w meteorologii. Chodzi mianowicie o istnienie warstw powstających na granicach dwóch różnych mas powietrza. Warstwę taką nazywamy powierzchnią frontową lub w skrócie frontem. Zetknięcie się mas powietrza o różnych własnościach fizycznych powoduje wskutek wzajemnego oddziaływania powstawanie chmur, a raczej układów chmur charakterystycznych dla poszczególnych rodzajów frontów.

Fronty mogą być rozmaite. Ich charakter i nazwa zależą od tego, które z mas powietrza je kształtują, a także od tego czy napływające powietrze jest cieplejsze, czy też chłodniejsze od powietrza zalegającego w miejscu nadejścia frontu. Tak więc w oparciu o geograficzną klasyfikację mas powietrza front powstały na granicy powietrza arktycznego i polarnego nosi nazwę frontu arktycznego; zaś front powstały na granicy powietrza polarnego i zwrotnikowego nosi nazwę frontu polarnego.

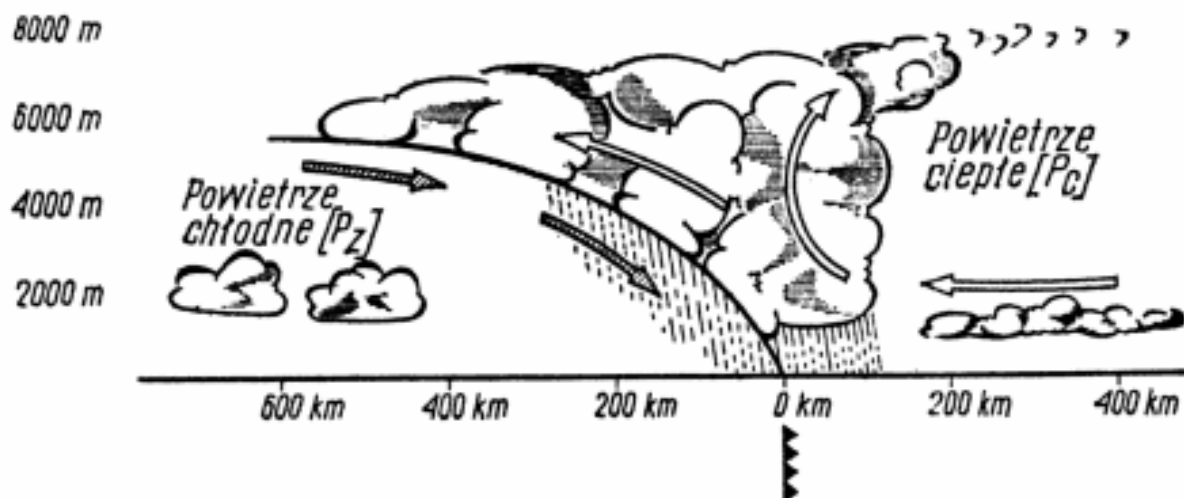
Jeżeli front przemieszcza się od powietrza cieplejszego ku chłodniejszemu, to nosi on wówczas nazwę **frontu ciepłego**. Inaczej można powiedzieć, że jest to taki front, w którym powietrze ciepłe napływa w kierunku powietrza chłodniejszego. Ciepłe powietrze odznaczające się przy tym mniejszą gęstością wślizguje się nad powietrze chłodne tworząc powierzchnię frontu. To nachylenie jest bardzo małe, gdyż wyraża się wielkością 0,5 do 1%. Wskutek tak małego nachylenia pionowa składowa prędkości wślizgującego powietrza jest znikoma, co decyduje o warstwowym charakterze chmur towarzyszących frontowi ciepłemu. Oczywiście tak małe pionowe prędkości powietrza oraz towarzyszące im chmury warstwowe są niesprzyjające dla szybownictwa.



Rys. 5. Schematyczny przekrój frontu ciepłego

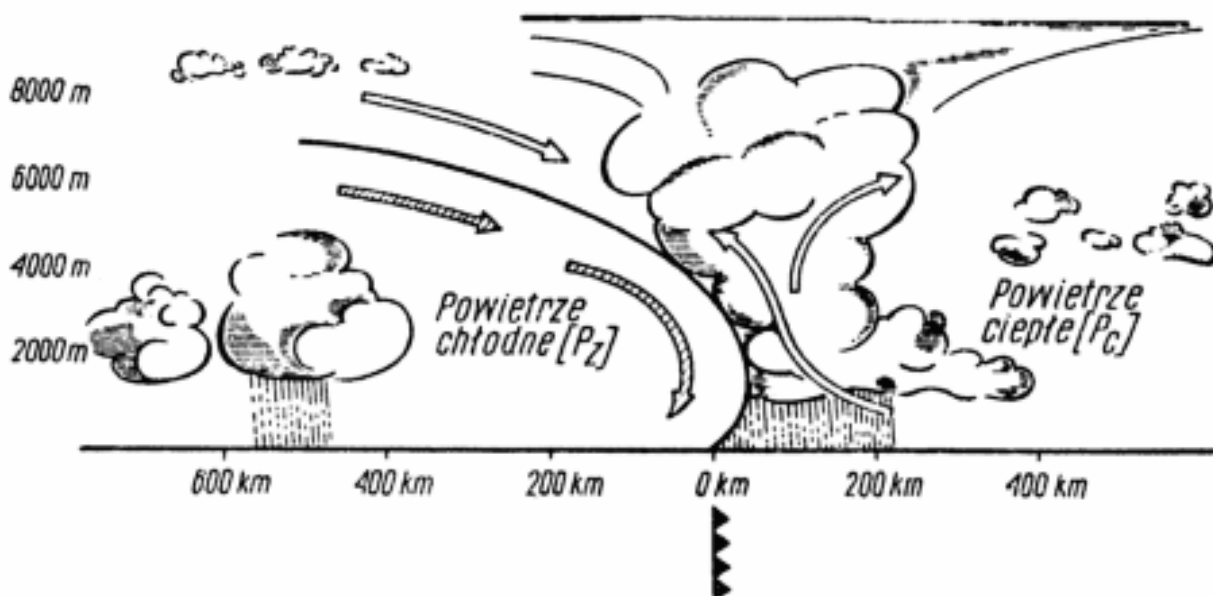
Zupełnie inaczej przedstawia się sytuacja, gdy napływa chłodne powietrze, tzn. gdy front przemieszcza się w kierunku od chłodnego powietrza ku powietrzu cieplejszemu. Chłodne powietrze jako gęstsze wciska się pod powietrze cieplejsze, a podczas dość szybkiego przemieszczania się (wskutek zahamowania w wyniku tarcia o powierzchnię Ziemi) powierzchnia frontu uwypukla się.

Jeśli przemieszczanie się frontu chłodnego nie następuje zbyt szybko, to wypierane powietrze ciepłe wznosi się do góry i wślizguje po powierzchni nasuwającego się powietrza chłodnego. Ten typ frontu nazywa się **frontem chłodnym opóźnionym** (rys. 6).



Rys. 6. Schematyczny przekrój frontu chłodnego opóźnionego

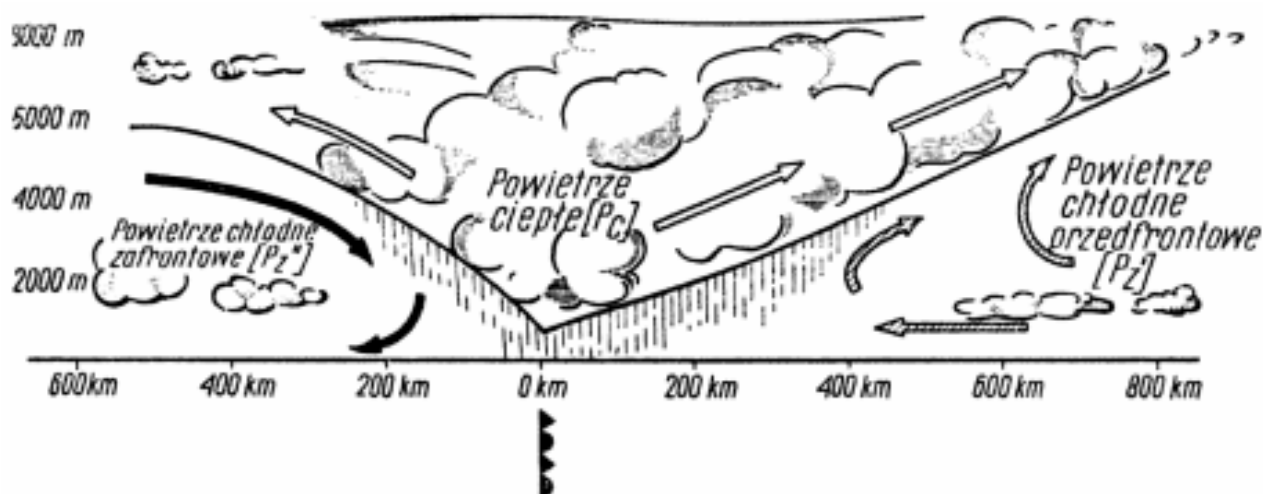
Inaczej przedstawia się sytuacja, gdy przemieszczanie się powietrza chłodnego jest szybsze. Powierzchnia frontu wówczas uwypukla się jeszcze bardziej, wypieranie powietrza ciepłego w górę jest energiczniejsze, ale jednocześnie powietrze ciepłe zalegające nad chłodnym ześlizguje się z jego powierzchni. Tam gdzie spotyka się powietrze wznoszące z powietrzem opadającym, powstaje inwersja (warstwa w której temperatura powietrza z wysokością rośnie - o czym będzie mowa dalej), która zmienia obraz przekroju tego frontu. Taki front nazywa się **frontem chłodnym przyspieszonym** (rys. 7).



Rys. 7. Schematyczny przekrój frontu chłodnego przyspieszonego

Po zapoznaniu się z frontem ciepłym i chłodnym będzie już łatwo zrozumieć trudniejszą - bo bardziej złożoną - formę frontu zokludowanego lub w skrócie okluzji. Wyobraźmy sobie, że front chłodny posuwa się szybko naprzód (wieloletnie obserwacje wykazują, że średnia prędkość przemieszczania się frontów chłodnych wynosi około 50 km/h, frontów ciepłych natomiast tylko 25 km/h), tak że "dogania" znajdujący się przed nim front ciepły. Gdy to

nastąpi, sytuacja przedstawi się następująco: z przodu znajduje się powietrze chłodne "ustępujące" przed frontem ciepłym i z tyłu znajduje się powietrze chłodne "doganiającego" frontu. Ciepłe powietrze znajduje się jedynie w wycinku pomiędzy tymi dwoma frontami. To właśnie jest **front zokludowany**, czyli **okluzja** (rys. 8).



Rys. 8. Schematyczny przekrój frontu zokludowanego

Na tym jednak nie koniec. Okluzja może przedstawiać się rozmaicie, zależnie od tego czy powietrze przedfrontowe (chłodne powietrze przed frontem ciepłym) i powietrze zafrontowe (chłodne powietrze za frontem chłodnym) mają temperatury równe, czy różne. Jeśli te temperatury są równe, to okluzja ma charakter neutralny. Jeżeli chłodne powietrze przedfrontowe ma temperaturę niższą niż chłodne powietrze zafrontowe, to okluzja ma charakter frontu ciepłego. Nie trudno się teraz zorientować, że gdy jest odwrotnie, tzn. gdy chłodne powietrze zafrontowe ma temperaturę niższą niż chłodne powietrze przedfrontowe, to okluzja ma charakter frontu chłodnego.

Dokładniejsze opisywanie procesów zachodzących w poszczególnych rodzajach okluzji byłoby niecelowe, gdyż w partiach stykających się poszczególnych mas powietrza powtarzają się w zasadzie zjawiska opisane przy omawianiu frontu ciepłego i chłodnego. W rzeczywistości charakter frontu zokludowanego jest bardziej skomplikowany i może przybrać postać bardziej złożoną.

4. Woda w atmosferze

Wiemy doskonale, że wraz ze zmianami pogody w pierwszym rzędzie - zauważalnymi nawet dla laika - zmienia się zachmurzenie. Obserwując przekroje frontów atmosferycznych widzieliśmy również, że występowały tam różne rodzaje i układy chmur. Chmury występują nie tylko na powierzchniach frontowych, ale i w poszczególnych masach powietrza. Jednak aby zrozumieć kiedy, jak, dlaczego i jakie chmury mogą się tworzyć, musimy zapoznać się z niezwykle ważnym zagadnieniem - zagadnieniem wody w atmosferze.

Woda występuje w atmosferze pod trzema postaciami: jako gaz (para wodna), jako ciecz i jako ciało stałe (śnieg, lód). Ustawicznie przechodzi ona z jednego stanu skupienia w drugi, przy czym decydującą rolę odgrywa tu energia cieplna słońca. To pod jego wpływem paruje woda ze zbiorników, jakimi są oceany, morza, jeziora i rzeki. Również pod wpływem słońca woda paruje z powierzchni gruntu i z roślinności. W ten sposób woda

przechodzi w stan gazowy, aby po ochłodzeniu skroplić się - tj. przejść w stan ciekły (chmury, deszcz), a przy dalszym ochłodzeniu zamarznąć - tj. przejść w stan stały. Możliwe jest również przejście wody ze stanu gazowego wprost w stan stały. Zjawisko takie nazywa się **sublimacją**.

Z kolei zjawiska wspomniane wyżej mogą zachodzić w odwrotnej kolejności, tzn. lód topnieje, woda paruje i tak w nieskończoność.

Zjawiska parowania, skraplania, krzepnięcia i topnienia znane są z podstawowej fizyki, jednak warto na chwilę wrócić do nich i przypomnieć sobie niektóre z podstawowych wiadomości. Chodzi mianowicie o warunki, w których następuje skraplanie, oraz o zagadnienie wymiany ciepła podczas zmian stanów skupienia. Obydwa te zagadnienia mają dla naszych meteorologicznych rozważań pierwszorzędne znaczenie.

A więc pierwsze zagadnienie - skraplanie się pary wodnej.

W jednostce objętości powietrza może pomieścić się tylko pewna ilość pary wodnej. Jeżeli będziemy usiłowali dostarczyć jej jeszcze więcej, to nadmiar wydzieli się w postaci kropelek wody, a więc nastąpi skroplenie. Zauważymy jednak, że ilość pary wodnej, która może pomieścić się w jednostce objętości powietrza nie jest zawsze taka sama i zależy od temperatury. Im niższa jest temperatura powietrza, tym mniej pary wodnej mieści się w jednostce objętości. Jeśli więc zaczniemy pewną ilość powietrza oziębiać, to w miarę spadku temperatury okaże się, że dojdziemy do stanu, gdy istniejąca aktualnie ilość pary wodnej okaże się maksymalnie możliwa do pomieszczenia w tym powietrzu. Mówimy wówczas, że osiągnięty został stan nasycenia i że wilgotność względna osiągnęła 100%. Dalsze ochładzanie spowoduje skroplenie się nadmiaru pary wodnej, a więc jej **kondensację**. Temperaturę zaś, przy której to nastąpiło nazywamy **temperaturą punktu rosy**.

W praktyce zagadnienie to wygląda następująco. Powietrze przy ziemi ogrzewa się, powiększa swoją objętość, a więc zmniejsza gęstość i jako lżejsze zaczyna się unosić. W miarę wznoszenia się powietrze rozpręża się i ochładza. Gdy zostanie osiągnięta temperatura punktu rosy, rozpoczyna się kondensacja, tzn. wydzielają się kropelki wody... powstaje chmura.

Aby być zupełnie ścisłym, trzeba jeszcze dodać, że dla rozpoczęcia procesu kondensacji muszą istnieć tzw. **jądra kondensacji**, tj. zawiesiny gazowe, płynne lub stałe, na których osadzają się powstające kropelki wody. Tych jąder kondensacji jest zwykle w powietrzu pod dostatkiem, tak że kondensacja następuje z reguły zaraz po osiągnięciu temperatury punktu rosy.

Warto dodatkowo wspomnieć, że ruch powietrza w górę może być spowodowany nie tylko poprzez ogrzanie się powietrza od powierzchni ziemi (wznoszenie konwekcyjne), ale również wskutek wznoszenia dynamicznego, a więc np. przy wślizgiwaniu się powietrza nad przeszkodę, jak to ma miejsce w przypadku napotkania na zbocza górskie.

Wróćmy teraz na krótko do drugiego ze wspomnianych zagadnień towarzyszących zmianom stanu skupienia wody - do zagadnienia wymiany ciepła. Chodzi o to abyśmy pamiętali, że podczas parowania wody trzeba jej dostarczyć pewną ilość ciepła - tzw. **utajonego ciepła parowania**. Ta ilość ciepła zostaje zwrócona, gdy zjawisko przebiega odwrotnie, tj. zostaje oddana podczas kondensacji - skraplania. W meteorologii ma to

ogromne znaczenie, gdyż wyjaśnia powstawanie chmur o rozwoju pionowym. Rozpoczęty proces kondensacji w pewnych warunkach nie tylko nie ustaje, ale nawet przybiera na sile. Czynnikiem wpływającym na rozwój chmury w górę jest właśnie ta dodatkowa porcja energii cieplnej uwolniona pod postacią oddanego w czasie kondensacji, a pobranego uprzednio utajonego ciepła parowania.

5. Chmury

Chmury będące jednym z widzialnych efektów kondensacji lub sublimacji pary wodnej w atmosferze składają się z maleńkich kropelek wody **w stanie ciekłym lub stałym**, które w sprzyjających warunkach mogą się powiększać i po przekroczeniu pewnej wielkości zaczynają opadać na powierzchnię ziemi: albo w postaci ciekłej - mżawki i deszczu, albo w postaci stałej - śniegu, krupy i gradu.

Rodzaje chmur mogą być rozmaite, tak jak rozmaite są procesy ich powstawania oraz okoliczności, w których powstają. Wiemy już na przykład, że jedna chmura może powstać w wyniku kondensacji pary wodnej, druga - w wyniku sublimacji. Będą to oczywiście różne od siebie chmury. Ale rodzaj chmury zależy także od tego czy powstaje ona w wyniku unoszenia się rozgrzanego powietrza, czy. też w wyniku ochładzania powietrza napływającego na przykład nad chłodne podłoże, albo też wskutek zmiany ilości pary wodnej zawartej w powietrzu.

Zanim przejdziemy do kolejnego omówienia chmur, zapoznajmy się z ich dwoma stosowanymi podziałami. Pierwszy podział uwzględnia rodzaj chmury. Mamy więc chmury **pierzaste, warstwowe i kłębiaste**. Drugi podział zależy od wysokości, na której chmury się znajdują. A zatem mogą być chmury: **wysokie, średnie, niskie oraz chmury o rozwoju pionowym**.

Chmura pierzasta - Cirrus (Ci). Jest to chmura wysoka. Jej podstawa zaczyna się nie niżej niż na wysokości **6000 m**. Składa się z igiełek lodu. Chmura ta ma budowę włóknistą. Oglądana z ziemi - jest biała, przy czym wyglądem przypomina tzw. "włosy anielskie". Kształtem przypominać może pojedyncze maźnięcia pędzlem, pióra, kreski lub haczyki (Cirrus uncinus). Jest na ogół pierwszym zwiastunem pogarszania się pogody. Nie daje żadnego opadu.

Chmura kłębiasto-pierzasta - Cirrocumulus (Cc). Jest to chmura wysoka, która od opisanej chmury Cirrus różni się tym, że przybiera kształt ławicy składającej się z pączków lub płatków ułożonych w drobne fale. Na ogół występuje z innymi chmurami pierzastymi. Laicy często nazywają ją "barankami". Chmura ta nie daje żadnego opadu.

Chmura warstwowo-pierzasta - Cirrostratus (Cs). Należy ona do tej samej rodziny chmur wysokich, a różni się od wyżej opisanych warstwową budową. Zalega ona znaczną część nieboskłonu, zasłaniając mniej lub bardziej grubym woalem. Chmura ta nie przesłania całkowicie słońca czy księżyca, lecz powoduje załamywanie się promieni świetlnych dająca w efekcie tzw. "**halo**". Pojawienie się tego rodzaju chmur, zwłaszcza jeśli grubieją one ku zachodniemu krańcowi nieboskłonu, zapowiada zbliżanie się strefy opadów - zwykle **nadejście frontu ciepłego**.

Chmury pierzaste - omówione wyżej - nie mają dla szybownictwa większego znaczenia, gdyż nie towarzyszą im prądy wznoszące możliwe do wykorzystania przez szybowce. Składają się na to dwie przyczyny: chmury te są bardzo wysokie, a więc z reguły nie

osiągalne w normalnych lotach szybowcowych, a ponadto prądy wznoszące towarzyszące chmurom pierzastym są słabe i o małym zasięgu - a więc nie wystarczają do ich praktycznego wykorzystania. Jedynym znaczeniem chmur pierzastych może być fakt sygnalizowania o zbliżaniu się frontu ciepłego, a więc o zmianie pogody (dotyczy to zwłaszcza chmur Cs), oraz fakt, że większe ławice chmur Cc lub Cs zmniejszają skuteczność promieniowania słonecznego, a więc utrudniają powstawanie prądów wznoszących na mniejszych wysokościach i przy ziemi.

Chmura średnia kłębiasta - Altocumulus (Ac). Jest to chmura występująca na wysokościach **2-6 km**, nieco przypominająca Cc, jednak o bardziej "grubej" budowie. "Baranki" chmury Altocumulus są większe. Daje ona niekiedy słaby opad śniegu. Chmury te występują w postaci charakterystycznych pasm i fałd jako cienkie ławice (translucidus) albo jako gruba powłoka pokrywająca niebo (opacus).

Chmura średnia warstwowa - Altostratus (As). Wysokość podstawy tej chmury wynosi również **2000 - 6000 m**. Przypomina ona nieco grubą chmurę warstwowo-pierzastą Cs, jest jednak grubsza i nie tak przejrzysta. Słońce nie zawsze przez nią prześwieca lub prześwieca tylko niewyraźnie nie dając przy tym zjawiska "**halo**". Z chmury tej może padać nawet dość obfity śnieg, deszcz natomiast słaby ze względu na to, że wyparowuje przed spadnięciem na ziemię.

I te chmury mają dla szybownictwa prawie wyłącznie negatywne znaczenie. Polega ono - tak jak w przypadku chmur wysokich - na jeszcze silniejszym osłabieniu promieniowania słońca, co hamuje powstawanie prądów wznoszących. Wyjątek stanowi jedynie odmiana chmury **Ac lenticularis**, przypominająca swym kształtem **soczewki** (często ustawione w piętrach jedna nad drugą), wskazuje **ruchy falowe powietrza wymuszone przeszkodami terenowymi lub czasem przy okazji frontów atmosferycznych**. Ac lent. wymuszone przeszkodami terenowymi (np. pasmem górskim) tkwią prawie nieruchomo nad terenem pomimo bardzo ostrych nieraz wiatrów. Ten typ chmury znają wszyscy szybownicy marzący o przewyższeniach ponad 5000 m.

Chmura kłębiasto-warstwowa - Stratocumulus (Sc). Jest to chmura niska (**poniżej 2000 m**), która występuje w formie warstw lub ławic składających się ze zbitych ze sobą kłębów, przy czym często pomiędzy tymi kłębami prześwieca błękit lub przynajmniej można rozróżnić jaśniejsze miejsca. Grubość tej chmury może być różna: mniejsza - jeśli występuje lokalnie, gruba powłoka - przed frontami. Chmura ta daje niekiedy słaby opad w postaci śniegu.

Tego typu chmury zakrywają często cały nieboskłon (przed frontami) tworząc niesprzyjające warunki dla lotów szybowcowych. Rzadko tylko i to tuż pod podstawą chmury udaje się wykorzystać niewielkie i nieregularne prądy wznoszące.

Chmura niska warstwowa - Stratus (St). Jest to nisko zalegająca, ale nie dosięgająca powierzchni ziemi, jednolicie szara warstwa chmur. Występuje ona lokalnie albo przy napływaniu ciepłego powietrza nad chłodne podłoże. Chmura ta może dać opad w postaci mżawki lub drobnego śniegu.

Stratus nie tylko uniemożliwia wykonywanie termicznych lotów szybowcowych, ale często ze względu na niską podstawę chmury uniemożliwia wykonywanie lotów w ogóle.

Chmura warstwowa deszczowa - Nimbostratus (Ns). Podobnie jak Stratus jest to nisko zalegająca warstwa chmur o ciemnoszarym jednostajnym wyglądzie. Jej grubość sięga jednak poziomu chmur pierzastych. Chmura ta daje opad ciągłego deszczu lub śniegu. Występuje przede wszystkim we frontach: ciepłym oraz w okluzji o charakterze frontu ciepłego. Poniżej podstawy chmury Nimbostratus występują na ogół porozrywane chmury Fractostratus lub Fractocumulus.

I ten rodzaj chmur nie sprzyja wykonywaniu lotów, a w szczególności lotów szybowcowych.

Chmura kłębiasta - Cumulus (Cu). Ten rodzaj chmury należy według przyjętego podziału do chmur o **rozwoju pionowym**. Chmury tego typu, będące nieomylną odznaką prądów wznoszących, widzimy często w pogodne dni cieplejszej pory roku.

Pojedyncza chmura Cumulus stanowi rozwijający się pionowo pojedynczy kłęb lub zbiór kłębów o płaskiej podstawie. Rozbudowany Cumulus oglądany z boku wygląda jak kalafior. Zresztą trudno dokładnie opisać kształt Cumulusa, bowiem zmienia się on dość szybko wraz ze stadium rozwoju chmury. We wczesnych godzinach przedpołudniowych lub w suchym powietrzu Cumulusy mogą mieć kształt pojedynczych płaskich placków. Bardziej rozwinięte chmury tego typu "rosną" ku górze i przechodząc przez stadium "kalafiora" rozrastają się do olbrzymich rozmiarów osiągając bardzo duże wysokości.

Chmury kłębiaste **płaskie** noszą nazwę **Cumulus humilis**. Chmury kłębiaste **wypiętrzone** nazywają się **Cumulus congestus**. Warto wspomnieć jeszcze o jednej odmianie chmury Cumulus, a mianowicie o **Cumulus castelatus**. Jest to szereg złączonych podstawami dość płaskich chmur, z których wystrzelają pojedyncze wieżycy. Jest to nieomylny znak sprzyjających warunków dla przeradzania się w późniejszych godzinach chmur Cumulus w burzowe Cumulonimbus.

Chmura kłębiasta deszczowa - Cumulonimbus (Cb). Jest to dalsze stadium rozwoju chmury Cumulus congestus, a więc również chmury o rozwoju pionowym. Gdy osiągnie ona dużą wysokość, jej górna część przybiera budowę włóknistą i jeśli dalszy rozwój zostanie zahamowany przez warstwę inwersji, wtedy chmura przybiera charakterystyczny kształt kowadła. Górne partie tej chmury zwykle składają się z igiełek lodowych.

Wewnątrz tej potężnie rozbudowanej chmury panują bardzo silne prądy wstępujące (wznoszące) i zstępujące (opadające). W chmurze tego typu zawsze stykamy się z opadami deszczu, śniegu, krupy lub gradu. Również pod tą chmurą obserwujemy prawie zawsze przelotny opad. Opad ten jest nieomylnym znakiem, że pochodzi właśnie z chmury Cumulonimbus, nawet gdyby przez rozległą podstawę tej chmury, często niknącą wśród innych chmur, nie było widać samej chmury kłębiasto-deszczowej. Poniżej chmur Cumulonimbus mogą się tworzyć strzępy chmur Fractocumulus i Fractostratus.

Chmury Cumulonimbus dają wspaniałe możliwości uzyskiwania wielkich wysokości i pełne pole do popisu dla wyczynowego pilota szybowcowego. Nie wolno jednak ani przez chwilę zapominać, że obok tych możliwości **Cumulonimbus kryje w sobie liczne niebezpieczeństwa**. Pierwszym z nich i bodaj najważniejszym są niezwykle silne prądy pionowe znacznie utrudniające pilotaż, a nawet mogące go uniemożliwić lub spowodować **zniszczenie konstrukcji szybowca**. Drugim poważnym niebezpieczeństwem jest możliwość wystąpienia **silnego oblodzenia**. Trzecie niebezpieczeństwo, także niezwykle groźne, mogą stanowić **wyładowania elektryczne** mające miejsce w silnie rozwiniętych

chmurach burzowych. Niejeden piękny wyczyn szybowcowy powstał w chmurze typu Cumulonimbus, ale i **niejeden Cumulonimbus pochłonał życie ludzkie. Dlatego też loty szybowcowe w chmurach Cumulonimbus o charakterze burzowym są zakazane.**

Cumulus i Cumulonimbus należą do wspólnej rodziny chmur o rozwoju pionowym. Właśnie takie chmury mają dla szybownictwa ogromne znaczenie. Ich powstawanie łączy się ściśle z chwiejnym stanem atmosfery, tj. takim stanem, w którym temperatura powietrza wznoszącego się (wskutek jakiegoś impulsu - ogrzania lub wymuszenia) wraz ze wzrostem wysokości obniża się wolniej niż w powietrzu otaczającym. Wówczas to ruch powietrza - raz zapoczątkowany - wzmacnia swoją prędkość, ponieważ różnica temperatur (pomiędzy powietrzem wznoszącym się i otaczającym) staje się coraz wyższa w miarę wznoszenia się.

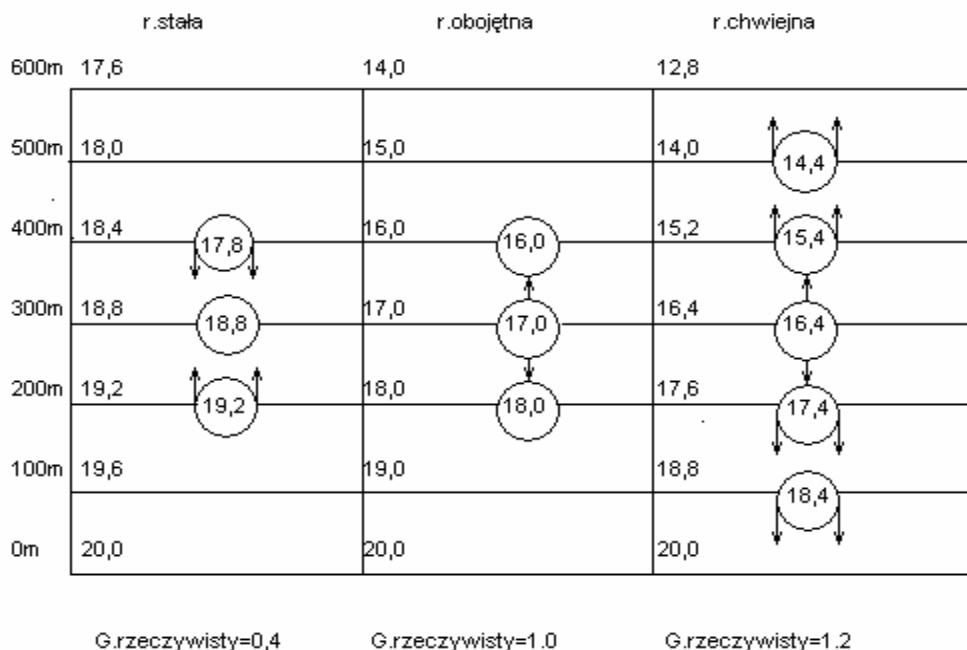
Pod takimi właśnie chmurami oraz w ich wnętrzu występują prądy wznoszące, które szybowiec wykorzystuje dla zwiększenia wysokości lotu. Gdy Cumulusy powstają nad rozległymi terenami, wtedy tworzą dogodną sytuację dla wykorzystania jej przez szybownictwo dla wykonania przelotów. Szczególnie korzystną sytuacją będzie oczywiście taka, przy której intensywnie tworzące się chmury kłębiaste układają się w szlaki równoległe do kierunku wiatru. W takich warunkach najłatwiej i najprędzej można wykonać odległy przelot.

Ponieważ chmury kłębiaste są dla szybownictwa tak ważne, warto im poświęcić jeszcze trochę uwagi i bliżej się z nimi zapoznać, a przede wszystkim z warunkami ich powstawania. Aby lepiej zrozumieć zjawisko tworzenia się prądów wznoszących należy w tym miejscu omówić zjawisko procesów termodynamicznych w zachodzących w atmosferze.

6. Procesy termodynamiczne a termika i powstawanie chmur typu Cu

W procesach zachodzących w atmosferze bardzo ważną rolę odgrywają procesy adiabatyczne. Procesami adiabatycznymi nazywane są procesy ,odbywające się w pewnej wyodrębnionej masie powietrza bez dopływu ciepła z zewnątrz i bez oddawania ciepła otoczeniu. W zupełnie czystej postaci procesy adiabatyczne nie występują , gdyż żadna masa powietrza nie może być całkowicie odizolowana od wpływów termicznych powietrza otaczającego. Gdy jednak proces atmosferyczny przebiega dostatecznie szybko i wymiana ciepła w tym czasie jest niewielka, wówczas zmianę stanu z pewnym przybliżeniem można uznać za adiabatyczną. Jeżeli na przykład pewna masa powietrza zaczyna unosić się do góry temperatura jej obniża się gdyż część ciepła wewnętrznego zostaje zużyta na wykonanie pracy związanej z adiabatycznym rozprężaniem .Opadaniu masy powietrza towarzyszy adaibatyczne sprężanie, gdyż masa powietrza trafiła do warstw o wyższym ciśnieniu, w wyniku czego dochodzi do wzrostu temperatury. Te zmiany temperatury bez wymiany ciepła z otoczeniem są spowodowane przemianą wewnętrznej energii gazu w pracę bądź pracy w energię wewnętrzną. Miarą ochładzania się powietrza podczas jego adiabatycznego podnoszenia jest gradient suchoadiabatyczny, to jest spadek temperatury na jednostkę wysokości. Gradient suchoadiabatyczny wynosi **1 stopień na 100 metrów** wysokości. Podczas opadania masa suchego powietrza ogrzewa się o tę samą wartość. Spadek temperatury nie zawsze jest równy gradientowi suchoadiabatycznemu. Nie należy więc mylić pojęcia gradientu adiabatycznego z gradientem rzeczywistym. **Rzeczywisty gradient** jest to rzeczywiście występujący w atmosferze spadek temperatury na 100 m. Gradient ten może być mniejszy lub większy od adiabatycznego. Od wielkości tego

gradientu zależy wiele ważnych procesów atmosferycznych, między innymi powstawanie i rozwój ruchów pionowych. W przypadku powietrza wilgotnego temperatura wraz z wysokością spada wolniej i gradient wynosi **0,6 stopnia na 100m**. Spowodowane jest to tym, że z chwilą gdy wznoszące się wilgotne powietrze osiągnie stan nasycenia wówczas zaczyna się proces kondensacji, podczas którego dochodzi do wydzielania się ciepła utajonego. Efektem tego jest słabszy spadek temperatury, całe bowiem wydzielające się ciepło zostaje zużyte na ogrzanie powietrza. Tak więc od gradientu rzeczywistego zależy jaka równowaga w atmosferze panuje w danym momencie. Wyróżniamy trzy podstawowe rodzaje stratyfikacji atmosfery: równowaga stała, chwiejna i obojętna. **Równowaga stała** określonej warstwy powietrza jest to taki stan powietrza, w którym przy ruchu wymuszonym ku górze danej masy powietrza powstają siły starające się zahamować ten ruch i skierować przemieszczającą się masę powietrza do jej punktu wyjścia. **Równowaga chwiejna** to taki stan atmosfery, w którym podczas przemieszczania się danej masy powietrza tworzą się siły starające się podtrzymać ten ruch w kierunku pionowym. Przy **równowadze obojętnej** ruchom pionowym masy powietrza nie towarzyszą siły, które starałyby się ten ruch powstrzymać lub hamować. Schematycznie wszystkie trzy stany równowagi atmosfery przedstawiono na rysunku poniżej.



Rys. Stany równowagi w przypadku powietrza nienasyconego parą wodną

Z rysunku widać, że w przypadku równowagi chwiejnej ($\gamma=1.2^\circ\text{C}$) raz zapoczątkowany ruch masy powietrza będzie trwał tak długo, jak długo będzie się utrzymywała różnica temperatur powietrza wznoszącego się i otaczającego. W przypadku równowagi stałej ($\gamma=0,4^\circ\text{C}$) cząstka powietrza przy ruchu wstępującym będzie się szybciej ochładzała niż otaczające powietrze i zacznie opadać do dołu. Przy równowadze obojętnej ($\gamma=1^\circ\text{C}$) przemieszczająca się cząsteczka będzie miała zawsze taką temperaturę jak powietrze otaczające i raz przemieszczona pozostanie na danym poziomie. Pamiętajmy oczywiście cały czas o tym, że cząstka ochładza się ze stałą suchą lub wilgotno adiabatyczną

wartością temperatury bez wymiany ciepła z otoczeniem. Dla nas szybowników oczywiście najlepszą jest stratyfikacja chwiejna – powstają wtedy prądy wznoszące i przy odpowiednich warunkach chmury Cumulus. Równowaga chwiejna występuje najczęściej w ciepłych porach roku przy napływie zimnego powietrza nad wygrzane podłoże, w ciągu słonecznego dnia podczas operacji słonecznej i nagrzewaniu terenu.

Nie trudno się domyślić, że najintensywniejsze wznoszenie się powietrza następuje nad tymi terenami, które najłatwiej się nagrzewają. Jest to już wskazówką dla pilota szybowca, gdzie należy szukać najpewniejszych prądów wznoszących. Należy przy tym pamiętać, że nie zawsze znajdują się one pod chmurą- kłębiasta, gdyż chmura odsuwa się z wiatrem od miejsca powstającego prądu wznoszącego. - A więc czym wyżej, tj. czym bliżej podstawy chmury, tym bardziej pod chmurą znajdować się będzie prąd wznoszący. Jeśli szukając wznoszeń zbliżamy się do chmury, to największe szansę ich odnalezienia mamy dolatując ku chmurze zgodnie z kierunkiem wiatru.

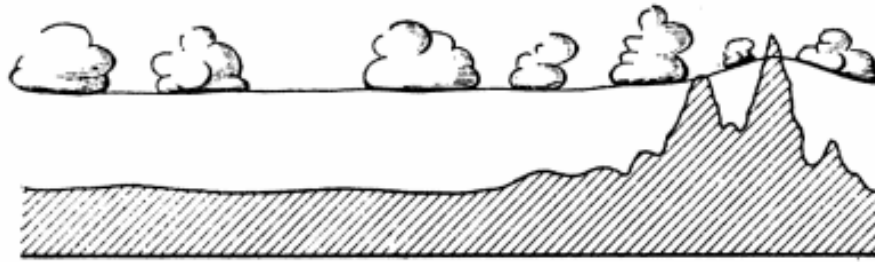
Powstająca chmura kłębiasta rozwija się nadal w powietrzu o równowadze chwiejnej, tj. gdy spadek temperatury z wysokością jest duży. Chmura rozwija się w górę i to tym szybciej, ponieważ w czasie kondensacji zostało oddane utajone ciepło parowania. Tym zresztą tłumaczy się fakt, że prędkości wznoszenia w chmurze kłębiastej są zwykle większe niż pod tą samą chmurą. Nie jest tak oczywiście zawsze, ale wtedy powód jest inny. Na przeszkodzie staje tu warstwa inwersji, która swoim odwrotnym rozkładem temperatury (temperatura bowiem rośnie w niej z wysokością) tworzy zaporę uniemożliwiającą dalszy pionowy rozwój chmury.

Od wysokości, na której znajduje się warstwa inwersyjna oraz od tego czy inwersja ta jest silna, zależy postać chmur kłębiastych. Gdy inwersja znajduje się nisko nad poziomem kondensacji, chmury są płaskie. Gdy inwersja jest wysoko nad poziomem kondensacji, chmury znacznie się rozbudowują. Bywa i tak, że warstwa inwersyjna nie jest w stanie powstrzymać procesu wzrastania chmury. Wtedy część chmury ulega zahamowaniu i rozlewa się pod warstwą inwersji, jednak inna część chmury przebija się przez nią i wystrzela w górę "wieżycą".

Tak wzrasta Cumulus. Jeśli nie osiąga on swoim wierzchołkiem poziomu temperatur niższych od zera, to chmura składa się wtedy jedynie z kropelek wody i nie daje opadu. Jeżeli Cumulus osiągnie i przekroczy poziom **izotermy zerowej** (wysokość, na której temperatura powietrza jest równa zero), to jego górna część będzie już zawierała kryształki lodu, a w jego środku mogą znajdować się również kropelki przechłodzonej wody. Taka chmura ma niejednorodną strukturę fizyczną i jest już Cumulonimbusem. Lecąc w Cumulonimbuse możemy napotkać w miarę wznoszenia się strefę deszczu, oblodzenia, gradu, a nawet śnieżycy.

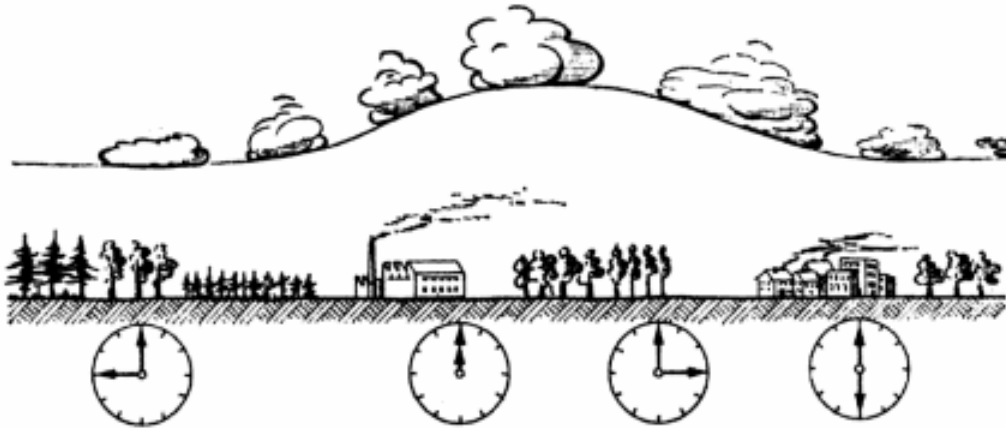
Dla uzupełnienia wiadomości o chmurach kłębiastych - tak ważnych dla szybownictwa - warto podać trochę danych liczbowych.

Wysokości podstawy chmur, o których będzie mowa niżej, traktujemy jako odległość podstawy od powierzchni ziemi. Warto zauważyć, że nad równinami lub lekko falistym terenem wysokość podstawy chmur tylko nieznacznie zmienia się w odniesieniu do powierzchni ziemi. W terenie górzystym sytuacja ulega zmianie i chociaż bezwzględna wysokość podstawy chmur rośnie, to jednak często podstawa chmur znajduje się poniżej szczytów górskich (patrz rys. 11).



Rys. 11. Podstawy chmur kłębiastych w terenie równinnym i pagórkowatym tylko nieznacznie zmieniają się, ale w terenie górzystym — chociaż bezwzględna wysokość podstawy rośnie — to jednak często podstawa chmur znajduje się poniżej szczytów

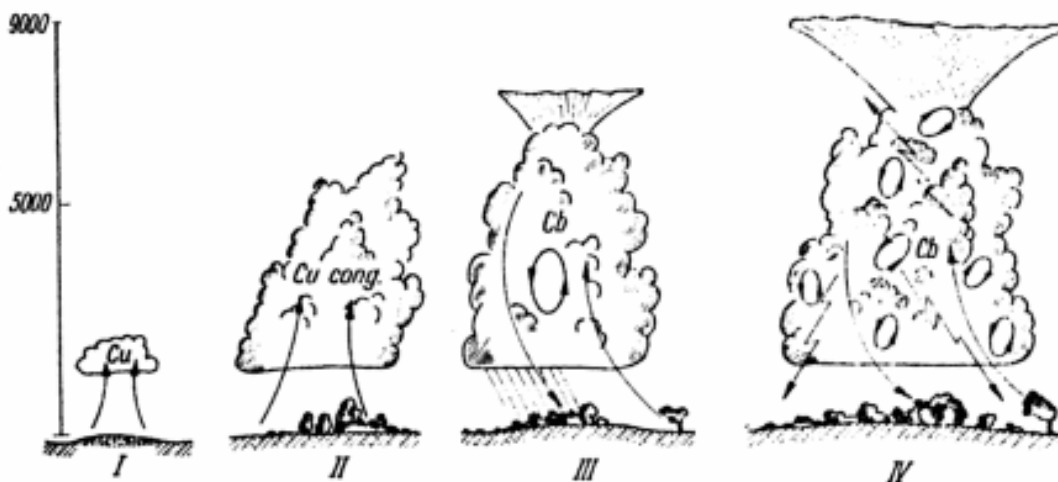
W naszych warunkach podstawy Cumulusów wynoszą przeciętnie **1000-2200 m**. We wczesnych godzinach przedpołudniowych lub gdy wilgotność powietrza jest duża, podstawy Cumulusów są niższe, w godzinach południowych lub przy bardziej suchym powietrzu podstawy są wyższe. W godzinach popołudniowych podstawy chmur kłębiastych znowu się nieco obniżają. Tak więc wysokość podstawy Cumulusów zmienia się również wraz ze zmianą pory dnia (rys. 12). Rzadko tylko można spotkać Cumulusy o podstawie niższej niż **500 m** lub wyższej niż **2700 m**.



Rys. 12. Wysokość podstawy Cumulusów zmienia się również ze zmianą pory dnia

Co do wierzchołków chmur kłębiastych, to trzeba tu stwierdzić, że nie da się podać żadnej charakterystycznej wysokości, bowiem Cumulonimbus - najbardziej wypiętrzona chmura kłębiasta - nierzadko sięga **8-9 km**, ale może osiągnąć nawet górne granice troposfery.

W naszych warunkach najczęściej trafiają się chmury kłębiaste Cumulus o wysokości (licząc od podstawy do wierzchołków) od kilkuset do **3-4 tysięcy metrów**. Wyższe chmury kłębiaste są w zasadzie Cumulonimbusami i dają już opad.



Rys. 13. Poszczególne fazy przeobrażania się chmury kłębiastej od Cumulusa do Cumulonimbusa burzowego

A teraz kilka wiadomości o tym, co może szybownika najbardziej interesować, tj. o wielkości prądów pionowych pod i w chmurach kłębiastych.

Najsłabsze wznoszenia są oczywiście tak małe, że nie dają się wykorzystać przez szybowiec. Przeciętną wartość wznoszeń pod chmurami kłębiastymi ocenić można na **2-3 m/s**. Nierzadko jednak można napotkać wznoszenia o wartości **5-7 m/s**, a nawet i więcej.

Inaczej nieco przedstawia się sytuacja wewnątrz chmur kłębiastych. Jeśli chmury są płaskie, to często wznoszenia zanikają zupełnie już niemal u podstawy chmury. Za to wewnątrz wypiętrzonej chmury kłębiastej Cu cong. wznoszenia często osiągają **10 m/s**, a nawet i **20-30 m/s** w Cumulonimbusach. Wielokrotnie ponadto z wykresów barografów zamocowanych na szybowcach, które odbyły loty w chmurach burzowych odczytano wprost zawrotne prędkości wznoszenia, bo rzędu **50 m/s**. **Były to na ogół wykresy barografów szybowców, które uległy wypadkom w czasie wykonywania lotów w chmurach burzowych - właśnie wskutek obciążeń wywołanych tak silnymi podmuchami.**

7. Termika

Skoro zatrzymaliśmy się nad sprawami chmur kłębiastych i nać warunkami ich powstawania, warto rozważyć zagadnienia termik w ogóle. **Termika - są to prądy wznoszące**, a więc to co szybownika interesuje najbardziej. Cumulusy są zawsze niewątpliwą oznaką termiki, jednak może się zdarzyć, że termika istnieje, a mimo to nic powstają chmury kłębiaste. Dzieje się tak wówczas, gdy pionowe prądy powietrza nie osiągają poziomu kondensacji.

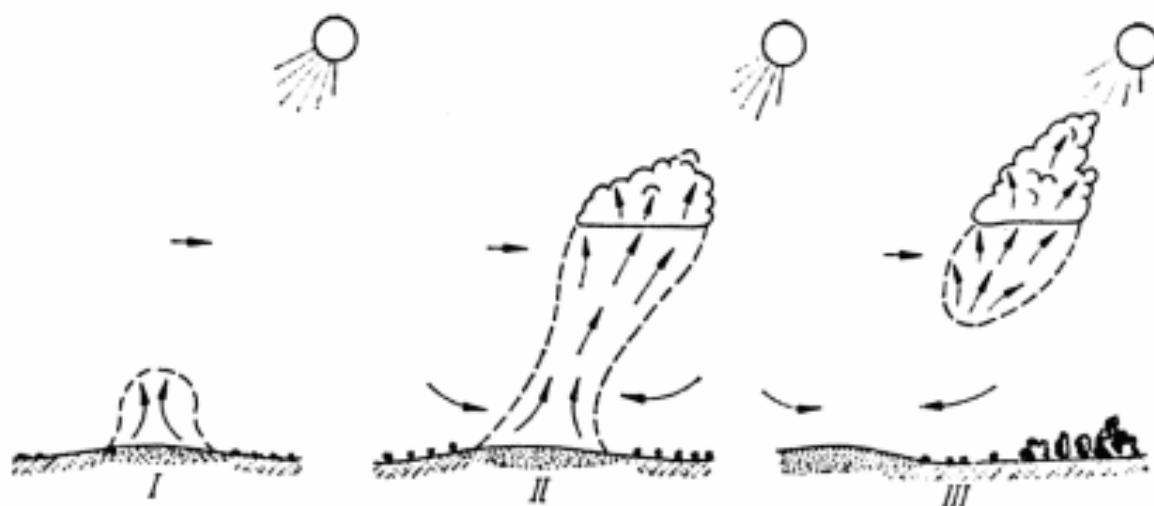
Rozważając sprawy termiki należy je najpierw usystematyzować. Otóż termika może być dwojakiego rodzaju, tj. **wypracowana** lub **naniesiona**. Różnica leży w przyczynach jej powstawania i łączy sil bezpośrednio z rodzajem chwiejnej równowagi powietrza - wypracowanej lub naniesionej. Ponadto i termika wypracowana, i termika naniesiona mogą być **Cumulusowe** lub **bezchmurne**. Omówmy teraz kolejno poszczególne rodzaje termiki.

a. Termika wypracowana

Przy sprzyjających warunkach (dotyczy to rodzaju masy powietrza - o czym będzie mowa dalej) powstawanie termiki wypracowanej zależy od stopnia nasłonecznienia terenu i od rodzaju podłoża. Różne typy podłoża różnie się nagrzewają. Suchy piasek, łąny dojrzałych zbóż, gleba kamienista lub zaorana i wyschnięta gleba nagrzewają się szybciej, ale i szybciej stygną niż mokre łąki, lasy, wilgotna gleba lub jeziora, rzeki itp. Nic więc dziwnego, że powietrze stykające się bezpośrednio z takim uprzywilejowanym po względem nagrzewania terenem szybciej zwiększa swoją temperaturę.

Takie ogrzane powietrze sąsiadujące z powietrzem chłodniejszym tworzy jak gdyby bąble, które przy dostatecznie dużej różnicy temperatury odrywają się od powierzchni ziemi i zaczynają wznosić. W ten sposób powstaje tzw. komin termiczny, tj. strumień wznoszącego się powietrza. Komin ze wzrostem wysokości rozszerza się wskutek rozprężania się powietrza. U szczytu komina powstaje chmura kłębiasta - pod warunkiem, że komin osiągnie poziom kondensacji.

To co zostało wyżej opisane jest **kominem podłoża**. Kominom tym warto poświęcić nieco więcej uwagi. Ponieważ - jak wspomniano - są one związane z nagrzewaniem podłoża, dlatego istnieje pewna regularność ich powstawania.



Rys. 14. Poszczególne fazy powstawania kominów termicznych

W latach trzydziestych znany meteorolog okresu międzywojennego dr Kochański przeprowadził szereg szczegółowych obserwacji terenów szybowisk w Bezmiechowej i Ustianowej, które to obserwacje pozwoliły na opracowanie mapy kominów. Mapa ta pozwalała na względnie pewne odszukiwanie wznoszeń umożliwiających lot termiczny - oczywiście tylko w warunkach termiki wypracowanej.

Rozważając zagadnienie kominów podłoża trzeba zwrócić uwagę na fakt pewnej cykliczności - pulsacji - tych kominów. Stwierdzono na przykład, że komin podłoża jak gdyby wznawia swą działalność co **7-14 minut**. Można to wytłumaczyć następująco: teren uprzywilejowany pod względem nagrzewania oddaje częściowo swoje ciepło powietrzu zalegającemu bezpośrednio nad nim. Tworzy się wówczas rodzaj bąbla ciepłego powietrza - tak jak to już wyżej opisano. Gdy z "bąbla" powstanie komin i znajdujące się w nim powietrze uniesie się, na jego miejsce spływa cięższe i jeszcze nie nagrzane

powietrze. Potrzeba pewnego czasu na to, aby ono z kolei ogrzało się od podłoża i aby powstał nowy "bąbel".

Tyle o kominach podłoża. Są jeszcze inne kominy - tzw. **kominy chmury**. Są to prądy powietrza wciągane jak gdyby przez rozwijającą się chmurę kłębiastą. Taki komin chmury nie sięga powierzchni ziemi, lecz zaczyna się na pewnej wysokości. Trzeba o tym pamiętać, aby w razie nadmiernego obniżenia lotu szybowca nie stanąć przed koniecznością lądowania z braku prądów wznoszących.

Dla wyczerpania zagadnienia wypada wspomnieć, że podczas występowania termiki spotykamy nie tylko prądy wznoszące - a więc kominy termiczne, ale również prądy opadające, które niektórzy nazywają studniami lub **duszeniami**. Są one znacznie bardziej rozległe od kominów, ale za to prędkości pionowe opadającego w nich powietrza są także znacznie mniejsze. Łatwo to wytłumaczyć. Skoro bowiem w pewnych miejscach powietrze intensywnie się wznosi, w innych musi opadać, aby bilans był zamknięty. Ponieważ przy tym pole przekroju kominów jest znacznie mniejsze od pola pozostałego (gdzie powietrze opada), więc i prędkość opadania powietrza jest znacznie mniejsza, aby wydatki powietrza w kominach i w strefach "duszeń" były równe.

U schyłku dnia termicznego wznoszenia ustają, gdyż wyczerpuje się zapas energii cieplnej dostarczanej przez południowe słońce. Wypracowana równowaga chwiejna powietrza ustępuje miejsca równowadze stałej lub nawet przechodzi znów w równowagę chwiejną, z tym że teraz powietrze wznosi się nad obszarami, które w ciągu dnia nagrzewały się wolniej i teraz dopiero oddają ciepło. Szybko nagrzewające się za dnia tereny teraz wypromieniowały już swoje ciepło i stały się chłodniejsze - a więc role się odwróciły.

W tym czasie chmury przestają być czynne i mimo że na niebie widać jeszcze Cumulusy, lot termiczny jest już niemożliwy. Po pewnym czasie zaczyna się rozpad chmury. Opadające powietrze ogrzewa się w miarę zmniejszania wysokości, a skroplona para wodna chmur odparowuje przechodząc w stan gazowy. Chmury zanikają. Trzeba w związku z tym pamiętać, że istnienie w tym okresie czasu Cumulusa nie jest gwarancją odnalezienia prądów wznoszących. Cumulus może nie być już czynnym, a nawet może być w stadium rozpadu i wtedy napotkane pod nim prądy to tylko prądy opadające - "duszenie".

b. Termika naniesiona

Termika naniesiona różni się od termiki wypracowanej przede wszystkim tym, że występuje zawsze w połączeniu z dość silnym wiatrem (około **5-6** m/s) oraz napływem świeżych i chłodnych mas powietrza arktycznego lub polarnego o równowadze chwiejnej (na ogół **za frontami chłodnymi** lub okluzjami o charakterze chłodnym). Wyzwalanie prądów pionowych następuje tu zarówno wskutek nagrzewania się chłodniejszego powietrza od cieplejszego podłoża (czynnik termiczny), jak i wskutek wszelkiego rodzaju zawirowań i wymuszenia (czynnik dynamiczny) powstałego podczas szybkiego ruchu powietrza. Zaznaczyć tu trzeba, że oba te czynniki - termiczny i dynamiczny - wzajemnie się wspomagają i uzupełniają.

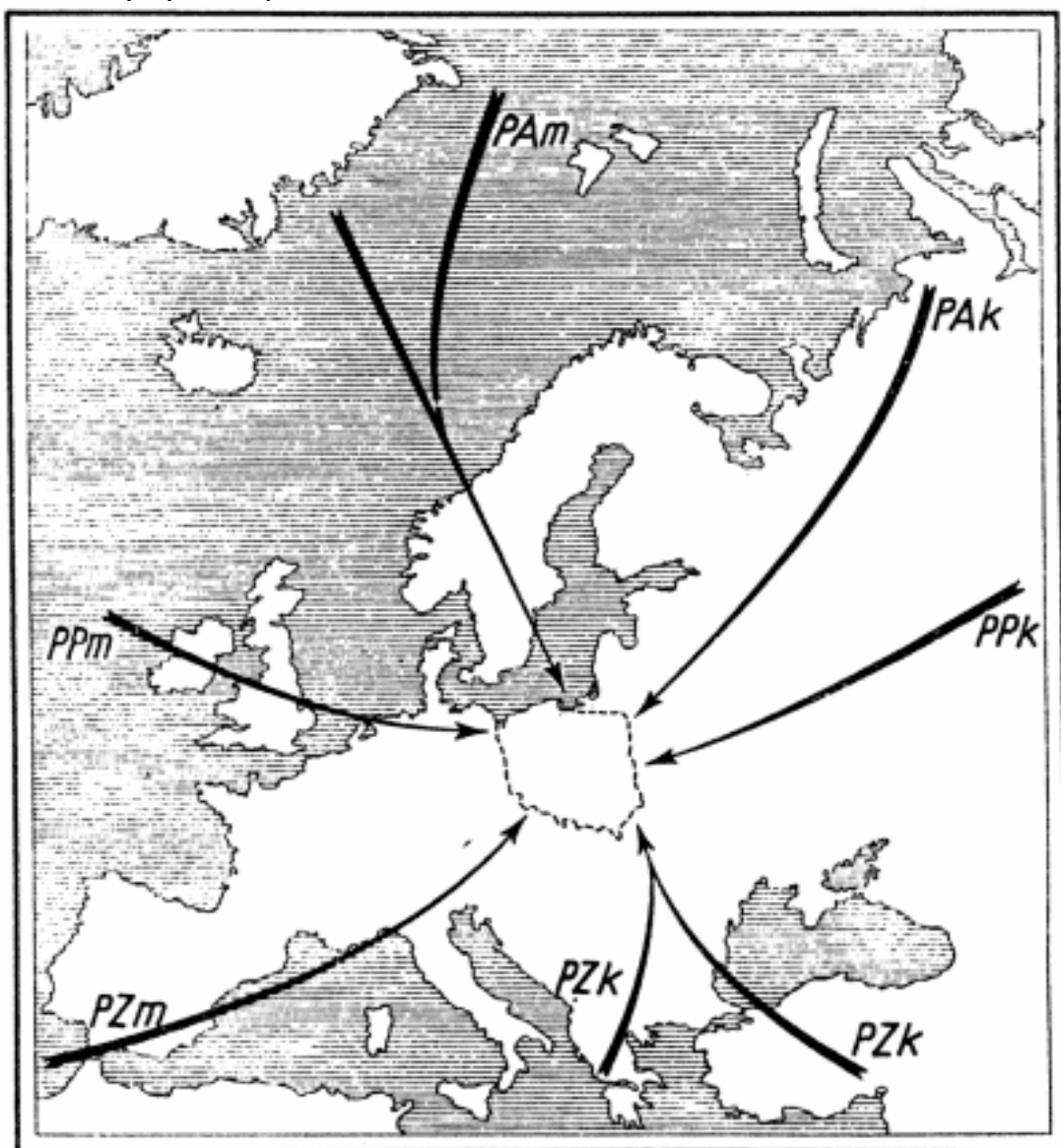
Termikę naniesioną łatwo jest także rozpoznać po chmurach, które mają na ogół postać większych skupisk, a nie pojedynczych Cumulusów jak w przypadku termiki wypracowanej. Termice naniesionej towarzyszą często **szlaki** lub prądy chmur kłębiastych. Szlaki takie

stwarzają bardzo dogodne warunki dla uzyskiwania dużych prędkości przelotowych oraz dużych odległości.

Termika naniesiona może przyjmować postać termiki Cumulusowej lub bezchmurnej - w przypadku, gdy prądy pionowe nie osiągają poziomu kondensacji.

8. Masy powietrza

Kształtowanie się pogody korzystnej dla wykonywania lotów szybowcowych nie zależy jedynie od nasłonecznienia lub wiatru - sprzyjających powstawaniu termiki, lecz także w bardzo znacznym stopniu od zalegającej masy powietrza. Na początku niniejszego materiału zapoznaliśmy się z podziałem powietrza na rozmaite masy, teraz omówimy cechy charakterystyczne tych mas.



Rys. 15. Schemat ruchów mas powietrza napływających nad tereny Europy Środkowej

PAm — powietrze arktyczno-morskie, *PAk* — powietrze arktyczno-kontynentalne, *PPm* — powietrze polarno-morskie, *PPk* — powietrze polarno-kontynentalne, *PZm* — powietrze zwrotnikowo-morskie, *PZk* — powietrze zwrotnikowo-kontynentalne

Powietrze arktyczno-morskie (PAm). Powietrze to pochodzi z okolic Grenlandii i Szpicbergenu, a więc z terenów pól lodowych. Ponieważ są to tereny bardzo chłodne,

więc zalegające nad nim przez dłuższy czas powietrze osiąga niską temperaturę i równowagę stałą, jest przy tym czyste - a więc ma dobrą przezroczystość. Zanim powietrze arktyczne dotrze w nasze rejony, musi przebyć długą drogę nad Północnym Atlantykiem i Morzem Północnym. Przemieszczając się nad cieplejszymi obszarami wodnymi powietrze to ogrzewa się w dolnych warstwach, w związku z czym jego dotychczasowa równowaga stała zmienia się stopniowo w chwiejną. Docierając nad nasze tereny powietrze to ma już równowagę chwiejną i sprzyja silnemu rozwojowi chmur kłębiastych. Chmury te wypiętrzają się silnie i często przechodzą w chmury deszczowe lub burzowe.

Ten typ napływających mas powietrza sprzyja wykonywaniu lotów szybowcowych, jednak dla dłuższych przelotów nie jest zbyt korzystny, ponieważ silny rozwój chmur powoduje znaczne pokrycie nieboskłonu - a zatem uniemożliwia podstawianie regularnych prądów wznoszących nad rozległymi obszarami.

W okresie chłodniejszej pory roku masy te, gdy napłyną nad silnie wychłodzone podłoże Europy Środkowej powodują tworzenie się mgły lub chmur warstwowych o bardzo niskiej podstawie.

Powietrze arktyczno-kontynentalne (PAk). Powietrze to nabiera swoich cech fizycznych poprzez zaleganie nad polami lodowymi strefy podbiegunowej. W związku z tym jest silnie wychłodzone, a co za tym idzie ma bardzo małą wilgotność bezwzględną. Jego przezroczystość jest bardzo dobra.

Powietrze arktyczno-kontynentalne napływa do nas przez północne tereny Rosji. W lecie przemieszczając się nad tymi obszarami ogrzewa się od cieplejszego podłoża zmieniając równowagę na chwiejną. Nad naszymi terenami sprzyja powstawaniu termiki i ze względu na swą niedużą wilgotność bezwzględną nie powoduje nadmiernego zachmurzenia chmurami kłębiastymi, co z kolei nie utrudnia nasłonecznienia terenu. Powietrze to daje bardzo dobre warunki dla lotów szybowcowych.

W okresie zimowym pod wpływem powietrza arktyczno-kontynentalnego utrzymuje się piękna, bezchmurna, słoneczna pogoda przy silnych mrozach podczas nocy.

Powietrze polarno-morskie (PPm). Jest to powietrze, które przez dłuższy czas zalegało nad powierzchnią mórz w strefie umiarkowanej. W związku z tym ma ono znaczną wilgotność bezwzględną. Pod względem temperatury może ona być dość rozmaite zależnie od tego, czy zalegało ono w północnej, czy też w południowej części strefy umiarkowanej. Stąd też pochodzi jego dość znaczne zróżnicowanie pod względem cech fizycznych.

Można to sobie uświadomić tym łatwiej biorąc pod uwagę, że masy powietrza polarnego w ogóle stanowią mieszaninę powietrza arktycznego, które przedostało się na południe od strefy umiarkowanej, a w górnych warstwach stanowi często przemieszczone na północ powietrze zwrotnikowe. Takie powietrze arktyczne, które przemieściło się na południe, przekształciło się w powietrze polarne i jako takie przemieszcza się znów na północ, ma nawet swą własną nazwę: powietrze polarno-powrotne.

Powietrze polarno-morskie świeże, tj. takie które napływa wprost znad Atlantyku ogrzewając się w swych dolnych warstwach od jego ciepłego prądu, ma równowagę chwiejną - co wespół z dużą jego wilgotnością sprzyja silnemu wypiętrzaniu się chmur

kłębiastych, a więc także silnym opadom i nawet burzom. Tak przedstawia się sytuacja w lecie, w zimie natomiast wypiętrzanie się chmur nie następuje, jednak zachmurzenie jest na ogół dość duże, z tym jednak że w ciągu dnia ulega ono zmianom - od całkowitego pokrycia do zupełnego roz pogodzenia lub odwrotnie.

Inaczej przedstawia się sytuacja, gdy nad nasze tereny napłyne powietrze polarno-powrotne, tj. z południowej części strefy umiarkowanej. Jest to powietrze, w którym wskutek dłuższego przebywania na południu wzrosła temperatura nie tylko w dolnych, ale i w górnych jego warstwach. Ma ono w związku z tym równowagę stałą lub przynajmniej mniejszy spadek temperatury z wysokością niż świeże powietrze polarno-morskie. W lecie powietrze polarno-morskie powrotne powoduje zachmurzenie przez chmury warstwowe, w zimie natomiast sprzyja tworzeniu się mgieł.

Powietrze polarno-morskie należy do korzystnych dla szybownictwa, a w jego masach - przy przeważających zachodnich wiatrach - ustanowiono znaczną liczbę przelotów szybowcowych.

Powietrze polarno-kontynentalne (PPk). Powietrze to nabiera swych cech poprzez zaleganie nad kontynentem w strefie umiarkowanej, a więc nad obszarami Rosji lub Europy Zachodniej lub Środkowej.

W pierwszym przypadku dotyczy to powietrza arktycznego, które napłynęło nad obszar Rosji, w drugim przypadku dotyczy to powietrza polarno-morskiego, które napłynęło z Atlantyku na kontynent Europy. Wpływ podłoża kontynentalnego, które w porze letniej jest dość silnie nagrzane, powoduje wzrost temperatury powietrza w jego dolnych warstwach, a więc wzrost pionowego spadku temperatury i tym samym jego dużą chwiejność. Jeśli powietrze polarno-kontynentalne przekształciło się z powietrza arktycznego, to wobec jego małej wilgotności powstają chmury kłębiaste typu Cumulus humilis nie wypiętrzające się (chmura kłębiasta pięknej pogody), natomiast gdy masa powietrza przekształciła się z powietrza polarno-morskiego, rozwój chmur kłębiastych jest silny, a więc mamy do czynienia z silnymi opadami a nawet burzami.

Zimą powietrze polarno-kontynentalne charakteryzuje się na ogół bezchmurną pogodą i bardzo niskimi temperaturami (wobec małej wilgotności i wychładzaniu się od podłoża).

Powietrze polarno-kontynentalne stwarza bardzo korzystne warunki dla lotów szybowcowych umożliwiając wykonywanie przelotów, przy czym jeśli towarzyszą mu słabe wiatry, to ten typ pogody nadaje się specjalnie do przelotów po trasach zamkniętych (trójkąty i loty docelowo-powrotne). Jeśli powietrze polarno-kontynentalne przekształciło się z polarno-morskiego, można także liczyć się z korzystnymi warunkami do realizacji szybowcowych lotów wysokościowych (chmurowych).

Powietrze zwrotnikowo-morskie (PZm). Są to masy powietrza kształtujące się - jak sama nazwa wskazuje - w pobliżu zwrotnika i nad powierzchnią oceanu. W związku z tym powietrze to jest dość silnie i jednolicie ogrzane, a przy tym ma bardzo dużą wilgotność bezwzględną.

W zasadzie jest to powietrze o równowadze stałej. Jedynie w czasie lata, gdy nagrzewanie gruntu jest zdecydowanie silniejsze niż wody, powietrze zwrotnikowo-morskie nagrzewa się w dolnych swych warstwach silniej, a więc wzrasta pionowy spadek temperatury i

rozpoczyna się chwiejność. Powstają wtedy wypiętrzone chmury kłębiaste i burzowe, którym towarzyszą silne przelotne opady.

Typ pogody kształtujący się w tym powietrzu sprzyja wykonywaniu chmurowych lotów wysokościowych (**uwaga - niebezpieczne!**) lub lotów termicznych w rejonie lotniska. Wznoszenia pod podstawą chmury nie są zbyt duże i należy się liczyć z dużym zachmurzeniem towarzyszącym znacznemu rozwojowi chmur typu Cumulus congestus i Cumulonimbus, co powoduje "wygaszanie" termiki cieniem chmur. Pozostaje wtedy jedynie zdecydować się na lot chmurowy-wysokościowy lub... lądować. W zimie powietrze zwrotnikowo-morskie powoduje odwilże przy dużym zachmurzeniu niskimi chmurami warstwowymi albo mgłę.

Powietrze zwrotnikowo-kontynentalne (PZk). I w tym przypadku nazwa mówi sama za siebie. Powietrze to kształtuje się nad terenami Północnej Afryki lub Bliskiego Wschodu (Małej Azji lub Arabii). Charakteryzuje się ono złą przezroczystością, dużą wilgotnością bezwzględną i bardzo wysoką temperaturą.

Pogoda, która się w tym powietrzu kształtuje, zależy bezpośrednio od temperatury podłoża, nad które powietrze to napływa. Jeśli podłoże jest gorące, to powietrze nabiera równowagi chwiejnej, czemu z kolei towarzyszy rozwój chmur kłębiastych i burzowych (burze bywają częste). Jeśli podłoże jest chłodniejsze od napływającego powietrza, występuje wówczas równowaga stała, przy czym sprzyja to tworzeniu się mgieł. Na ogół nie jest to powietrze sprzyjające wykonywaniu lotów szybowcowych, choć nie można go wykluczyć całkowicie - oczywiście pod warunkiem, że występuje równowaga chwiejna.

Rozpoznanie masy powietrza, która aktualnie zalega nad terenami gdzie się znajdujemy, pozwala przy pewnej wprawie ocenić możliwości wykonywania szybowcowych lotów wyczynowych. Nie należy się do tego zabierać zbyt pochopnie, a zawsze - kiedy tylko jest to możliwe - zwracać się o poradę do najbliższej placówki służby meteorologicznej.

Przedstawiona powyżej charakterystyka poszczególnych mas powietrza jest bardzo pobieżna. Należy przy tym pamiętać, że tak jak fronty nie występują w formie ściśle odpowiadającej ich schematom, tak i masy powietrza mogą - pomimo zaliczenia ich do tej czy innej grupy - mieć większą lub mniejszą wilgotność, wyższą lub niższą temperaturę itp. Tak więc nietrudno pomylić się w przewidywaniu pogody i jej przydatności do lotu szybowcowego. Dodatkowo - należy zawsze pamiętać o wpływach lokalnych czynników, które zwłaszcza w terenie górskim lub nadbrzeżnym są zwykle niemal decydujące.

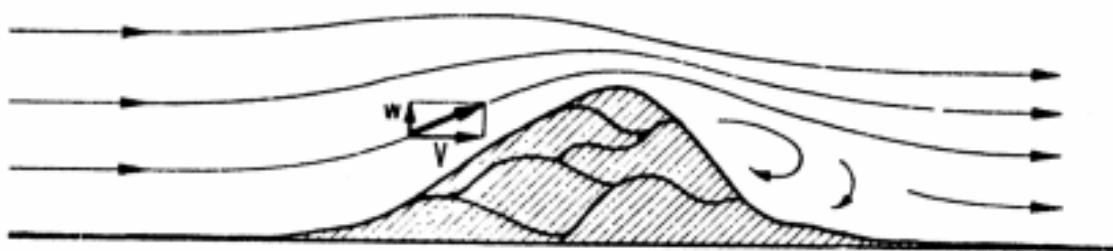
9. Prądy zboczowe

Na pierwszy rzut oka mogłoby się wydawać, że dla pilota szybowcowego jedynie pogoda termiczna stanowi gwarancję możliwości wykonywania lotów - oczywiście mowa tu o lotach żaglowych a nie ślizgowych. Tak jednak nie jest. Oprócz lotów termicznych istnieją jeszcze dwa inne rodzaje lotów, a to zboczowe i falowe.

Zarówno w przypadku prądów zboczowych, jak i falowych ich pochodzenie jest natury dynamicznej. Rozważmy je kolejno.

Gdy wiatr - a więc przemieszczające się poziomo powietrze - natrafi na przeszkodę, np. w postaci zbocza górskiego, musi ją pokonać. Wiatr opływając zbocze zmienia swój kierunek (w płaszczyźnie pionowej). Pojawia się pionowa składowa prędkości wiatru, która nie jest

niczym innym jak właśnie prądem wznoszącym umożliwiającym wykonywanie lotu żaglowego na szybowcu. Najlepiej wyjaśnia to rysunek 16.



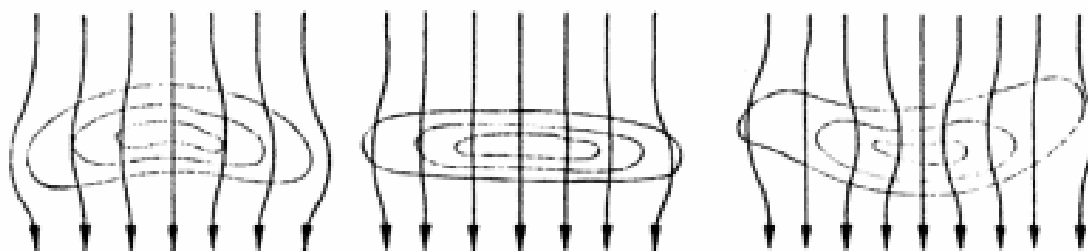
Rys. 16. Schemat opływu powietrza nad zboczem (dotyczy przekroju pionowego)
 V — prędkość pozioma, w — prędkość pionowa

Nietrudno się domyślić, od czego zależy wielkość prądu wznoszącego i jego zasięg pionowy. Czynnikiemami tymi są: wiatr - a więc jego prędkość i kierunek w stosunku do przeszkody, oraz sama przeszkoda - a więc jej wysokość oraz kształt jej przekroju pionowego (nachylenie zbocza) i poziomego. Są to sprawy raczej aerodynamiki a nie meteorologii, jednak dla pełniejszego ujęcia tematu poświęćmy im chwilę uwagi.

Wielkość prądu wznoszącego rośnie wraz ze wzrostem prędkości wiatru i jest tym większa, im kierunek wiatru jest bardziej zbliżony do prostopadłego do zbocza góry. Nie znaczy to jednak, że im silniejszy jest wiatr, tym lepiej. Bardzo silne bowiem wiatry utrudniają wykonywanie lotów zboczowych ze względu na powodowanie lokalnych zawirowań, a więc burzliwości przepływu (turbulencji), co z kolei stwarza duże trudności pilotożowe.

Im większa jest wysokość góry (oczywiście wysokość względna, tj. ponad otaczający ją teren), tym większy jest zasięg pionowy prądu wznoszącego. Inaczej ma się sprawa z nachyleniem zbocza. Tutaj istnieje pewne optimum nachylenia (zależne także od prędkości wiatru), dla którego tworzą się maksymalne prędkości wznoszeń. Prędkości te maleją, gdy nachylenie zbocza przekracza wartość optymalną lub gdy jest od niej mniejsze.

Trzeba jeszcze dodać, że do wykonywania lotów żaglowych najkorzystniejsze są zbocza długie, gdyż nie zmuszają pilota do stałych nawrotów w celu utrzymania się w strefie wznoszeń. Pozostaje do omówienia kształt poziomego przekroju góry. Zbocze stanowiące w poziomym przekroju łuk jest korzystniejsze dla lotów żaglowych, gdy jego strona nawietrzna jest ustawiona w stosunku do wiatru wklęsłością. Daje to w wyniku lokalny wzrost prędkości wiatru, a więc także wzrost prędkości wznoszenia oraz jego zasięgu. Ustawienie zbocza wypukłością pod wiatr jest niekorzystne i zmniejsza prędkość wznoszenia oraz jego zasięg (rys. 17).



Rys. 17. Schemat opływu powietrza nad zboczem zależnie od kształtu zbocza (dotyczy przekroju poziomego)

W naszych warunkach można przyjąć, że wykonywanie lotów żaglowych zbczowych jest najwygodniejsze przy prędkościach wiatru rzędu dziesięciu metrów na sekundę oraz przy nachyleniach zbcza około 30-35°. Pionowy zasięg wznoszeń wynosi wtedy około 1/3 wysokości względnej zbcza.

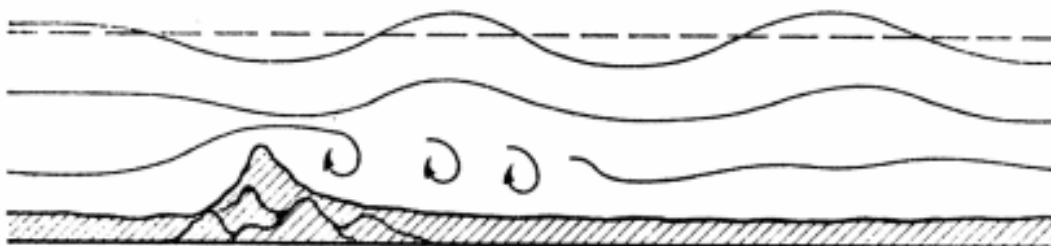
Warto wspomnieć, że często wznoszenia powstające na drodze dynamicznej mogą występować równocześnie ze wznoszeniami termicznymi. Stwarza to bardzo dogodne warunki dla lotów szybowcowych, ponieważ z jednej strony ułatwia wyzwalanie się prądów termicznych poprzez nadanie im początkowej prędkości pionowej, z drugiej natomiast pozwala pilotowi szybowcowemu na "oderwanie się" od zbcza i rozpoczęcie przelotu. Zbcza górskie niejednemu pilotowi pomogły w przetrwaniu chwilowego kryzysu termicznego, a następnie ułatwiły dalsze kontynuowanie przelotu.

Czytelnikowi może wydawać się, że zagadnieniom prądów zbczowych poświęcam zbyt wiele uwagi. Nie dzieje się to jednak bez przyczyny. Pierwszą z nich jest fakt, że w początkowym okresie rozwoju szybownictwa był to jedyny sposób wykonywania żaglowych lotów na szybowcach i jako taki zawsze już pozostanie sposobem klasycznym, choć dziś utracił niemal całkowicie swoje pierwotne znaczenie. Druga przyczyna jest niemal ważniejsza od pierwszej. Zrozumienie bowiem zasady opływu powietrza na zbczu ułatwia zrozumienie mechanizmu powstawania wznoszeń typu falowego. Aby to było możliwe, trzeba zwrócić uwagę nie tylko na to, co dzieje się w bezpośredniej bliskości zbcza, lecz sięgnąć nieco dalej.

10. Prądy falowe

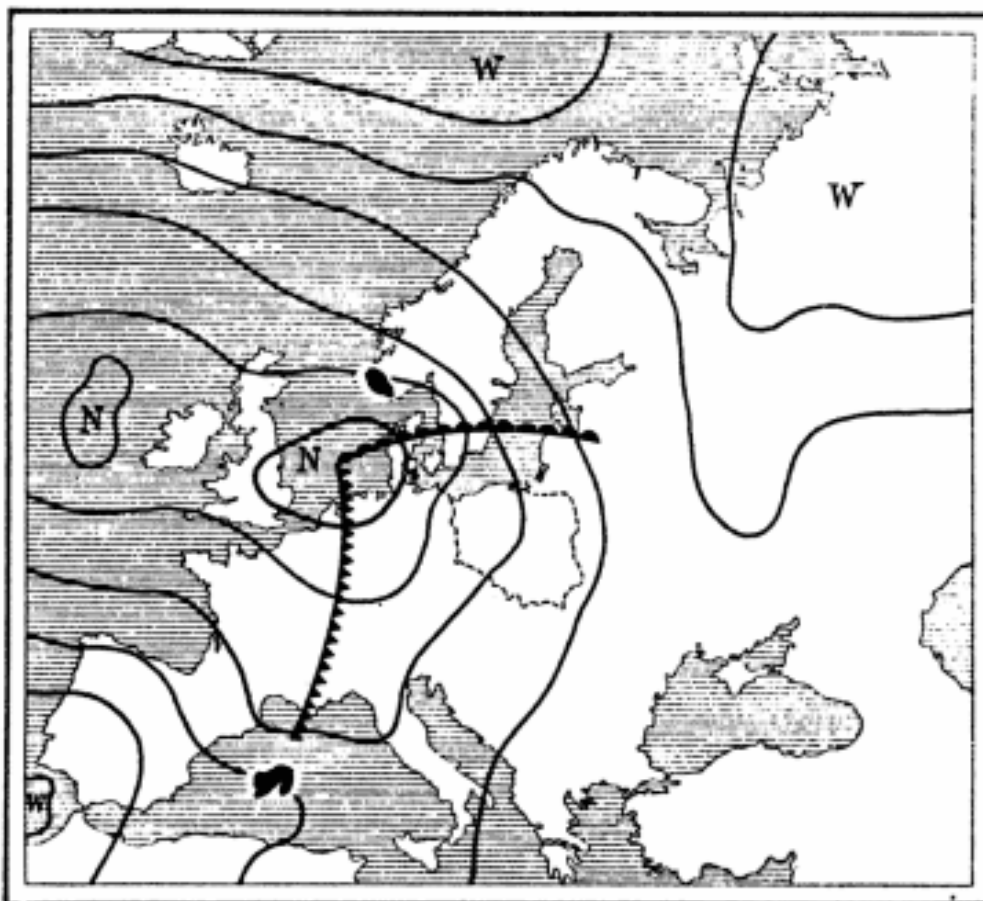
Wzrost prędkości przepływającego nad zbczem powietrza powoduje, wraz ze wzrostem ciśnienia dynamicznego strugi powietrza, spadek ciśnienia statycznego w tej strudze. To z kolei jest przyczyną zwężenia się przepływającej nad zbczem strugi powietrza. W ten sposób zostaje zapoczątkowany ruch falowy powietrza, który jest wynikiem sumowania się prędkości postępowej i prędkości pionowej ruchu drgającego poszczególnych cząstek powietrza. Ruch taki jest możliwy w masie powietrza o równowadze stałej. Dla lepszego zrozumienia - ściślej mówiąc dla lepszego wyobrażenia sobie, jak to wygląda - radzę przypomnieć sobie powstawanie takich właśnie fal na powierzchni wody za kamieniem leżącym na dnie nurtu płytkiej rzeczki.

Zjawisko ruchu falowego przedstawia się prosto i przejrzysto, gdy prędkość wiatru jest ustalona, a przeszkodę wywołującą ruch falowy stanowi pojedyncze pasmo górskie (rys. 18). Inaczej przedstawia się sytuacja, gdy pasm górskich będzie kilka lub gdy dodatkowo będzie się zmieniać prędkość wiatru. Możemy wtedy mieć do czynienia ze zjawiskiem nakładania się fal, a więc z ich interferencją. Wskutek interferencji następne fale mogą powiększać się (gdy się dodają) lub zanikać (gdy się odejmują). Przy stałej (oczywiście) odległości pasm górskich zmiana prędkości wiatru może wpłynąć na sumowanie się lub odejmowanie amplitudy falowania.



Rys. 18. Schemat powstawania ruchu falowego powietrza

Teraz, gdy zapoznaliśmy się z warunkami powstawania ruchu falowego, zastanówmy się kiedy może on mieć znaczenie dla lotów szybowcowych. Ponieważ w Polsce przeważająca większość pasm górskich układa się równoleżnikowo z zachodu na wschód, zaś zjawisko fali nabiera znaczenia na zawietrznej stronie gór, stąd prosty wniosek, że warunkiem powstawania fali jest silny wiatr południowy (czasami południowo-zachodni) zwany u nas popularnie wiatrem halnym. Długotrwałe obserwacje wskazują na to, że z dobrymi warunkami dla lotów falowych należy się liczyć, gdy ośrodek niżowy znajduje się na zachód od Polski, a do naszego terytorium zbliża się front chłodny lub front zokludowany (rys. 19).



Rys. 19. Sytuacja barometryczna sprzyjająca powstawaniu wznoszeń typu falowego w rejonie szybowisk położonych na południu Polski

Najczęstsze i najlepsze warunki dla lotów falowych występują zwykle późną jesienią i wczesną wiosną. Zwykle ma to miejsce, gdy wieje wiatr halny. Ciepłe i wilgotne powietrze przemieszczające się szybko z południa napotyka przeszkodę w postaci łańcucha górskiego. Przekraczając go wznosi się, czemu towarzyszy oziębienie i związana z nim kondensacja pary wodnej, a z nią opady na nawietrznych stokach gór (południowych). W ten sposób przed szczytami gór na stronie nawietrznej powstaje tzw. **mur halniakowy**. Kończy się on na linii grzbietów gór. Po stronie zawietrznej - a więc nad północnymi stokami gór - powietrze opada, a opadając ogrzewa się. Zachmurzenie znika i pozostaje tylko silny ciepły wiatr.

A jak wygląda zachmurzenie na zawietrznej stronie gór? Powietrze wprawione w ruch falowy powoduje powstawanie chmur "stojących" o budowie **soczewkowatej**. Powstają one na "szczytach" poszczególnych fal (rys. 20). W miejscach, w których wznoszące się ciepłe powietrze (teraz pozbawione znacznej ilości wilgoci) osiągnie poziom kondensacji,

tworzą się chmury. Chmury te nieomylnie wskazują wierzchołki fal. Poza szczytami fal powietrze zaczyna opadać i dlatego chmury już dalej nie tworzą się.



Rys. 26. Schemat zachmurzenia typu falowego (w rzeczywistości zachmurzenie może być podobne do przedstawionego schematu, ale może też od niego znacznie odbiegać)

Tak właśnie powstają soczewkowate chmury pochodzenia falowego - **Alto cumulus lenticularis**. Łatwo je rozpoznać po charakterystycznym kształcie i po tym, że nie przesuwa się z wiatrem (silnym), lecz pozostają stale w tym samym miejscu. Chmury te mogą być nieraz bardzo wysokie i składać się z kilku jak gdyby pięt.

To jest niepełny opis zachmurzenia towarzyszącego warunkom sprzyjającym wykonywaniu lotów falowych. Na niedużych wysokościach pojawiają się także inne chmury. Są to chmury typu **Fractocumulus** (Cumulus postrzępiony) i oznaczają położenie tak zwanych rotorów. **Rotory** są to miejsca silnych zawirowań na zawietrznej stronie gór. Gdyby uciec się do analogii z zafalowaniem wody mijającej kamień na dnie rzeki, można by przyrównać rotory do tzw. wiru dennego.

Burzliwość powietrza w rotorach jest bardzo duża i dostanie się w nie na szybowcu lub w zespole szybowiec-samolot prowadzi - w najlepszym razie - do dużych trudności pilotażowych, zerwania linki holowniczej, a nawet **może zagrażać wytrzymałości szybowca**. Nie znaczy to jednak, aby rotory były "złem koniecznym". Znajomość zjawisk meteorologicznych i duża praktyka w lotach falowych pozwala niekiedy na wykorzystanie wznoszeń towarzyszących rotorom w celu nawiązania kontaktu z falą.

Występowanie wznoszeń typu falowego ma dla szybownictwa bardzo duże znaczenie. Powstają wtedy warunki umożliwiające uzyskanie znacznych wysokości lotu. Lot wysokościowy na fali jest wielokrotnie łatwiejszy i bezpieczniejszy od lotu w wypiętrzonych chmurze kłębiastej, a możliwa do uzyskania wysokość jest nie mniejsza, a nawet często bywa większa niż w chmurze (Cu cong.). Najistotniejsze jest chyba jednak to, że uzyskanie dobrego wyniku lotu jest stosunkowo pewne, gdyż zjawisko falowania nieomal widać (wg rozmieszczenia chmur), a sama obecność soczewkowatych chmur niedwuznacznie świadczy o istnieniu prądów wznoszących. Przy tym wszystkim lot odbywa się z widocznością ziemi, więc pilot przy wyszukiwaniu wznoszeń łatwo może posługiwać się orientacją wzrokową.

Zresztą loty falowe nie tylko pozwalają na uzyskiwanie dużych wysokości. Czasem wykonywane są także przeloty falowe. W takich przypadkach pilot kontynuuje lot wzdłuż poszczególnych zafalowań i zwykle kończy go lotem ślizgowym z wiatrem uzyskawszy poprzednio dużą wysokość, którą w końcówce lotu zamienia na kilometry odległości.

Dla uzupełnienia wiadomości o warunkach sprzyjających lotom falowym warto dodać, że zjawisko falowania - na tyle silne, aby mogło być wykorzystane przez szybowiec - sięgać zwykło wysokości kilku tysięcy metrów, a czasem nawet kilkunastu tysięcy metrów.

11. Przewidywanie pogody

Po zapoznaniu się z zasadami ruchu powietrza, z zagadnieniem wody w atmosferze, z chmurami oraz frontami i masami powietrza czas przejść do spraw związanych z określeniem stanu pogody i z jej przewidywaniem.

Są to trudne i bynajmniej nie proste sprawy. Stosunkowo najłatwiej ocenić pogodę i - w naszym przypadku - jej przydatność do wykonywania lotów szybowcowych w zasięgu wzroku. W ocenie tej decydującą rolę odgrywa rodzaj zachmurzenia, obserwacja wiatru i zmian temperatury. Dla określenia naszych przewidywań zasadnicze znaczenie mają obserwacje zmian tych czynników, przy czym bardzo duże znaczenie ma tu dodatkowo obserwacja zmian ciśnienia.

Dzięki tym obserwacjom jesteśmy w stanie sklasyfikować pogodę, a nawet przewidzieć jej ewentualne zmiany. Niestety jest to metoda bardzo niedokładna, a stworzona na jej podstawie prognoza może mieć jedynie co najwyżej orientacyjny charakter. Znacznie dokładniej możemy ocenić pogodę i jej ewentualne zmiany na podstawie mapy synoptycznej.

Co to jest mapa synoptyczna? - Jest to taka mapa, na którą naniesiono dane obserwacyjne z rozmaitych stacji meteorologicznych rozrzuconych w terenie. Każda z tych stacji prowadzi w określonym czasie obserwacje i podaje je innym stacjom do wiadomości, Z zebranych w ten sposób informacji dowiadujemy się: jakie jest zachmurzenie, tj. jaka jest jego wielkość, podstawa i jaki jest rodzaj chmur, jaki jest kierunek i prędkość wiatru, temperatura, widzialność, ciśnienie i jego tendencja (wzrost, spadek). Mając te dane dla różnych punktów w terenie dysponujemy jak gdyby mapą przeglądową pogody.

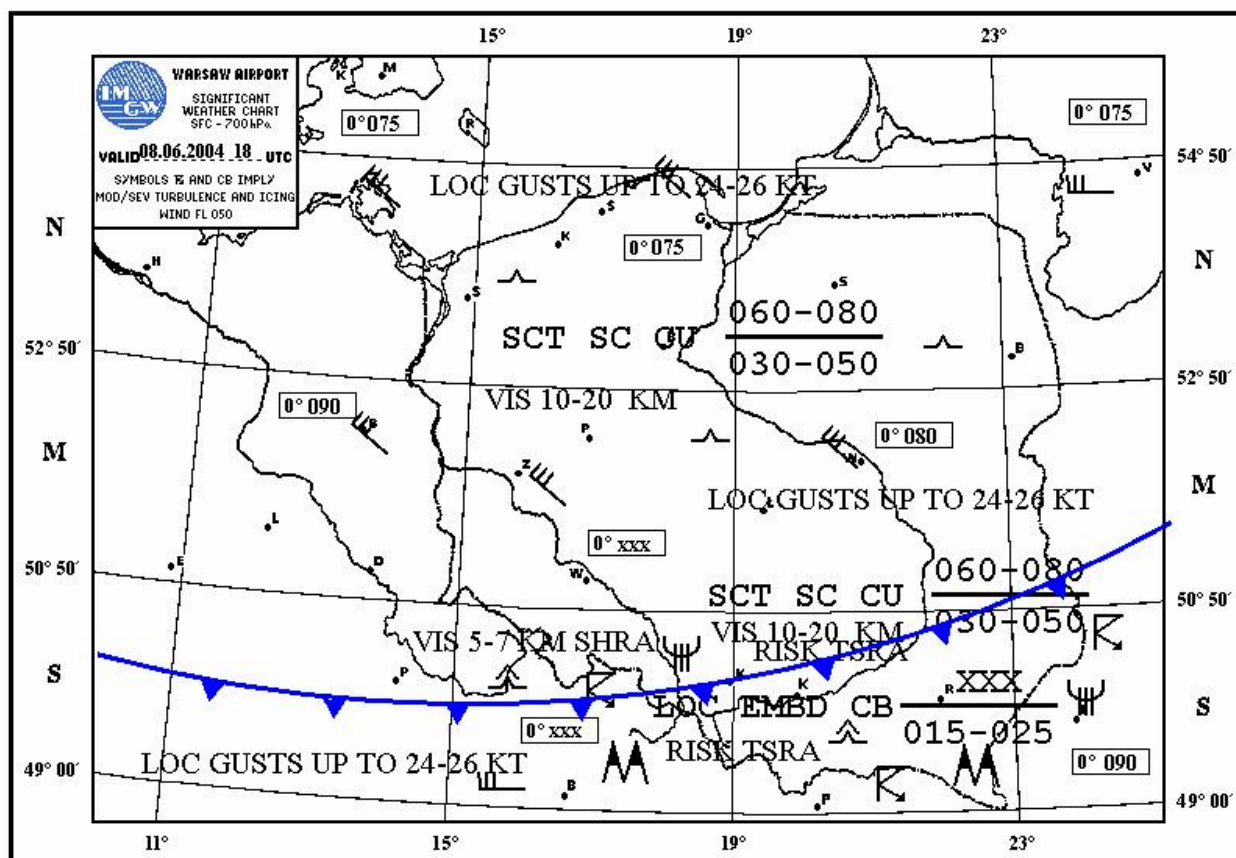
Łącząc z kolei na tej mapie miejscowości o jednakowym ciśnieniu wykreślamy **izobary**, a następnie uwzględniając dodatkowo temperaturę i zachmurzenie możemy wykreślić linie frontów. To już pozwala nie tylko określić pogodę, np. na zamierzonej trasie przelotu, ale także wnioskować o mogących nastąpić jej zmianach - a więc pozwala na stworzenie prognozy pogody. Tymi zagadnieniami zajmuje się szeroka i niezwykle interesująca gałąź meteorologii - meteorologia synoptyczna.

Sposób nanoszenia czynników i zjawisk meteorologicznych obserwowanych na stacji oraz wykaz najważniejszych znaków podają zamieszczone rysunki

Nie łudźmy się! - Z tego skromnego materiału na pewno nie nauczymy się przewidywania pogody. Mimo to jednak poświęćmy chwilę uwagi najważniejszym zasadom zmierzającym do tego celu.

Patrząc na mapę synoptyczną w pierwszym rzędzie rzuca się w oczy układ izobar z ośrodkami wysokiego ciśnienia i niskiego ciśnienia. Znając rozkład kierunku wiatrów w wyżu i niżu barometrycznym względnie łatwo możemy wywnioskować, z jaką masą powietrza mamy do czynienia, lub też z prędkości wiatru jesteśmy w stanie z grubsza na pierwszy rzut oka przewidzieć, jakie masy powietrza zbliżają się do nas. Patrząc dokładniej na mapę ugruntowujemy pierwsze rozpoznanie masy powietrza odczytując takie dane jak

temperaturę i widzialność. Także od razu możemy stwierdzić wielkość i rodzaj zachmurzenia (rys. 24).



Równie widoczne jak układ izobar są też linie frontów podane umownymi znakami w kolorach (czerwony - front ciepły, niebieski - front chłodny, fioletowy - front zokludowany). Już na pierwszy rzut oka widać, którędy one przebiegają. W ślad za tym pierwszym spojrzeniem na mapę idzie dalsze - odszukujemy rodzaj i wielkość zachmurzenia, ewentualne opady i różnice temperatury powietrza przed i za frontem.

Niestety, nie wystarczy rozpoznać pogodę na podstawie mapy. Niezależnie od tego trzeba zdać sobie sprawę, że mapa "żyje", a naniesione na niej układy przemieszczają się, rozbudowują lub zanikają. To jednak jest już zagadnienie trudniejsze. Aby z niego znaleźć wyjście, trzeba porównać aktualną mapę pogody z poprzednimi mapami. Wtedy dopiero będzie nam łatwiej przewidzieć pogodę.