

Krzysztof Markowicz

# Klimat Strzyżowa



## **Wstęp**

Praca pt. „Klimat Strzyżowa” powstała na podstawie badań meteorologicznych przeprowadzonych w większości przez autora na prywatnej stacji meteorologicznej MK1-260 w Strzyżowie. Stanowi ona szczegółowy opis klimatu Strzyżowa na podstawie obserwacji meteorologicznych prowadzonych w okresie od 1985 do 1991.

Ograniczony do zaledwie 7 lat okres badań spowodowany był brakiem dostępu do danych klimatycznych z posterunku meteorologicznej w Żarnowej (oddalonego około 1000 metrów od stacji MK1-260). Pomimo usilnych starań autora w Instytucie Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Krakowie dane z tej stacji nie zostały udostępnione. Mimo tego część danych z badanego okresu została udostępniona autorowi przez kierownikowi stacji meteorologicznej w Krośnie.

Niniejsze opracowanie zawiera bogate informacje z prawie każdej dziedziny klimatu Strzyżowa wraz z analizą wskaźników klimatycznych regionu. W drugiej części pracy sporo uwagi poświęcono warunkom mikroklimatycznym w okolicach Strzyżowa oraz ich zmianom w okolicach Góry Żarnowskiej.

Strzyżów marzec 1992 r.

## **Podziękowania**

Chciałby podziękować kierownikowi stacji meteorologicznej w Krośnie za udostępnienie części obserwacji klimatycznych z posterunku meteorologicznego w Żarnowej. Ponadto panu mgr Bogusławowi Popieluchowi, panu mgr Tadeuszowi Mazurowi oraz panu lek. med. Władysławowi Urbanikowi za udostępnienie pracowni komputerowej podczas analizowania danych i pisania pracy.

## 1. Ukształtowanie terenu okolicach Strzyżowa

Strzyżów położony jest w strefie przejściowej między Karpatami Zachodnimi i Wschodnimi w Pogórzu Strzyżowsko -Dynowskim. Krajobraz Pogórza charakteryzuje się długimi pasmami wzniesień o wysokości względnej do 250m, ciągnących się z północnego zachodu na południowy wschód. Poprzedzielane wzniesienia równoległymi równinami rzek i potoków tworzą teren o charakterze rusztowym. Szczyty wzniesień są spłaszczone pokryte lasami niekiedy przekraczają 500 m.n.p.m. W krajobrazie takim rozciąga się Strzyżów na wysokości 238 m.n.p.m. o współrzędnych geograficznych 49°53" szerokości północnej i 21°47" długości zachodniej. Miasto to leży w dolinie na lewym brzegu rzeki Wisłoka. Teren Strzyżowa otoczony jest szeregiem pasm górskich na południu pasem Brzeżanki 484m.n.p.m. Z północy grzbietem Białej góry 413m.n.p.m. z północnego wschodu pasmem działów niebyleckich 460 m .n .p. m. Z kierunku południowo zachodniego i zachodniego teren jest otwarty zgodnie z kierunkiem doliny Wisłoka.

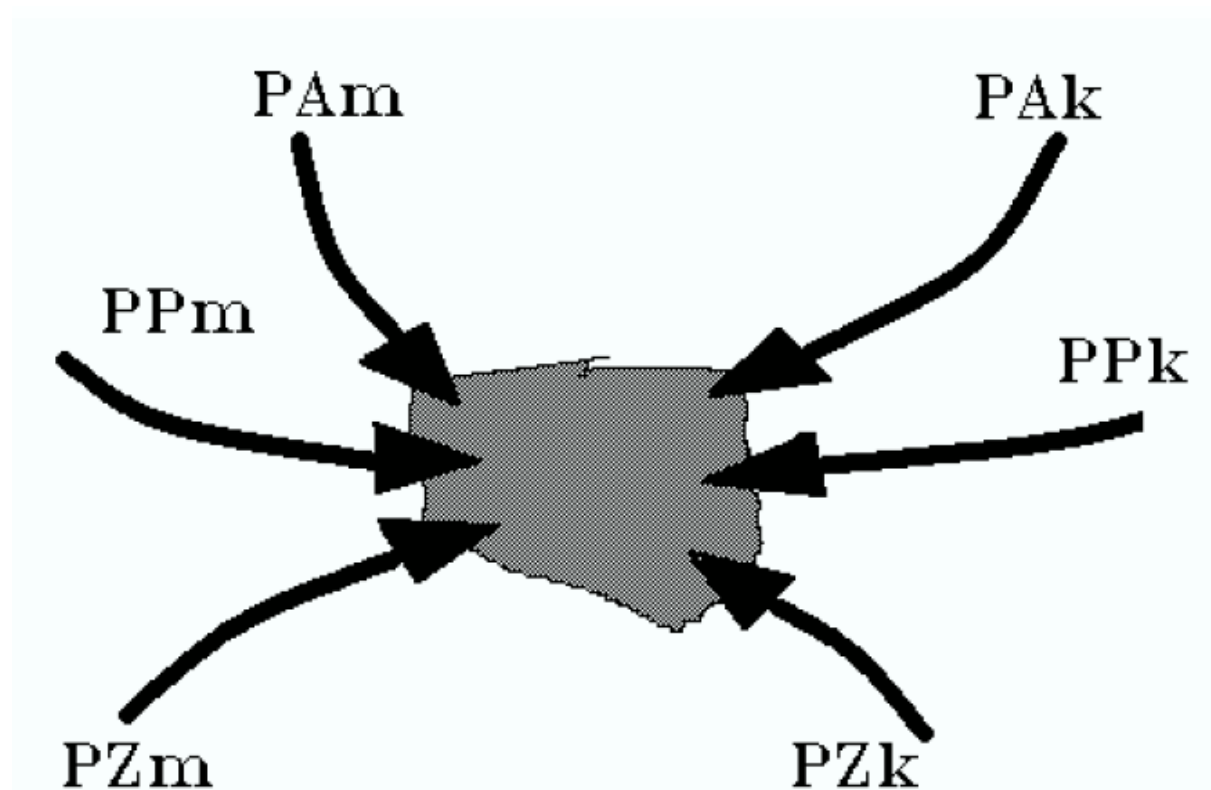
Stacja meteorologiczna na której zostały wykonane badania klimatyczne , położona jest na wysokości 260m.n.p.m. na zachodnim zboczu żarnowskiej góry 282m n.p.m. w odległości 1km od centrum miasta w kierunku północno wschodnim. Stok opada w kierunku południowo zachodnim pod kątem 5-10 stopni. Pokrycie terenu trawiaste niskie. Obszar szczególnie otwarty na działanie Atlantyku z południowego zachodu i zachodu , którego odległość wynosi około 2000 km. Natomiast oddalenie od morza Bałtyckiego wynosi około 600 km.

## 2. Ogólna cyrkulacja powietrza w Europie Środkowej

### 2.1 Masy powietrza

Usytuowanie Polski między morzem Bałtyckim Karpatami oraz równoleżnikowy układ pasm górskich sprzyja strefowemu przenikaniu mas powietrza. Cyrkulacja powietrza w Europie środkowej odznacza się wyjątkową zmiennością z dnia na dzień. Przeważającym kierunkiem adwekcji mas powietrza jest kierunek z zachodu na wschód. Na teren Polski napływają trzy zasadnicze masy powietrza. Dzielą się one zależnie od tego na jakim podłożu kształtowały się na kontynentalne i morskie.

Najczęściej spotykaną masą jest powietrze polarne. Pochodzi ono z umiarkowanych szerokości geograficznych. Powietrze polarno morskie PPM w czasie lata powoduje ochłodzenie i wzrost wilgotności. Po wkroczeniu na ląd silnie się ogrzewa od dołu wskutek czego rozwijają się w nim ruchy konwekcyjne przekształca się w masę o równowadze chwiejnej. Towarzyszą jej burze z intensywnymi opadami deszczu. W zimie adwekcja tej masy powoduje znaczne ocieplenia. Towarzyszy jej pogoda pochmurna ze słabymi opadami deszczu lub deszczu ze śniegiem. Powietrze polarno kontynentalne PPK odznacza się małą zawartością pary wodnej i małym zachmurzeniem.



*Główne kierunki napływu mas powietrza nad Polskę*

W zimie nad wyziębionym kontynentem silnie ochładza się tworząc masę o równowadze stałej. Towarzyszy jej mroźna i bezchmurna pogoda. Latem nad kontynentem mocno ogrzewa się występują w niej silne ruchy konwekcyjne. Jest masą wyjątkowo

chwiejną. Opady z niej nie są duże, ponieważ zawiera niewielką ilość pary wodnej. Towarzyszy jej umiarkowane zachmurzenie chmury typu cumulus oraz wysoki poziom kondensacji. Drugą masą pod względem częstotliwości występowania jest powietrze arktyczne. Obszarem źródłowym jest obszar Grenlandii i Spitsbergenu. Powietrze to odznacza się dużą przezroczystością i małym zapyleniem. Powietrze arktyczno-morskie PAm napływa nad Europę z północnego zachodu. Początkowo jest masą suchą, ale nad obszarami oceanu wzbogaca się w parę wodną. W zimie ulega ogrzaniu nad ciepłymi wodami Atlantyku. Po wkroczeniu na ląd ponownie ochładza się. Towarzyszy jej mroźna i pochmurna pogoda. W lecie jest masą chwiejną, co prowadzi do rozwoju ruchów konwekcyjnych i opadów deszczu często z burzami. Powietrze arktyczno-kontynentalne PAK napływające z północnego wschodu zawiera znikome ilości pary wodnej. W zimie jest masą bardzo mroźną o równowadze stałej. W letniej porze roku adwekcja tej masy powoduje znaczne ochłodzenia, nieraz do wystąpienia przygruntowych przymrozków.

Najrzadziej w naszej szerokości geograficznej występuje powietrze zwrotnikowe. Powietrze zwrotnikowo-morskie PZm w lecie jest powietrzem ciepłym, wilgotnym i chwiejnym.

Występują często burze i ulewne deszcze, w zimie w czasie napływu tej masy temperatura gwałtownie podnosi się. Powietrze zwrotnikowo-kontynentalne PZk charakteryzuje się w lecie ciepłą i suchą pogodą, dużym zanieczyszczeniem powietrza. PPM ze względu na znaczne odległości od środkowej Europy dociera do Polski jako masa stara i mocno przetransportowana, natomiast PPK jest świeże. PA i PZ napływają zawsze jako masy stare, powietrze to pokonuje znaczne odległości zanim dotrze do środkowej Europy. Podczas adwekcji masy te zmieniają swoje charakterystyczne właściwości zależnie od fizycznych cech podłoża.

częstotliwości mas powietrza nad Polska					
miesiąc	PPm	PPk	PA	PZ	inne
1	46	35	13	0	6
2	40	41	11	2	6
3	28	60	11	0	1
4	30	42	21	1	6
5	41	34	18	0	7
6	55	34	5	0	6
7	65	33	0	0	2
8	61	35	1	0	3
9	57	27	9	1	6
10	42	41	11	0	6
11	36	46	9	0	9
12	53	34	8	1	4
rok	46	39	10	0	5

## 2.2 Fronty atmosferyczne

Strefami przejściowymi między poszczególnymi masami powietrza są fronty atmosferyczne. Główne fronty charakteryzujące się tylko sezonowymi zmianami położenia noszą nazwę stacjonarnych. Wyróżnia się trzy podstawowe fronty stacjonarne : arktyczny , polarny i zwrotnikowy. W lecie fronty te przesuwiają się w stronę bieguna północnego, a w zimie spływają w stronę równika. Ruchy te spowodowane są zmianami temperatury w poszczególnych porach roku. Masy powietrza niezależnie od pór roku dążą do małych zmian temperatury wobec czego muszą się przesuwać. Na froncie polarnym podczas całego roku powstają niższe baryczne kształtujące pogodę w Europie. Niższe powstają seriami w postaci tzw. rodzin niżów. Zgodnie z kierunkiem strumienia sterującego , ośrodki te poruszają się z zachodu na wschód z odchyleniem na północ. Często niż nad Polską są w stadium wypełniania ( zanikania niżu ) co powoduje zwiększanie szerokości pasm zachmurzenia i zmniejszenia natężenia, ilości opadu oraz tendencji barycznej. W zimie wskutek większych gradientów temperatury na półkuli północnej niższe są aktywniejsze niż latem. Najczęściej niższe pojawiają się w listopadzie i lutym , są to okresy wzmożonej aktywności frontogenetycznej i cyklogenetycznej. W okresie tym niższe są szczególnie aktywne i głębokie, poruszają się szybciej niż w pozostałych miesiącach. Przynoszą znaczne zmiany temperatury, zachmurzenia , ciśnienia , kierunku i prędkości wiatru. Towarzyszą im częste wichury, szczególnie gdy cyklony są w stadium pogłębiania się. Przed niżem zalega często powietrze kontynentalne silnie wychłodzone zimą i gorące latem. W czasie zbliżania się pierwszego frontu (ciepłego) związanego z niżem , ciśnienie systematycznie spada , rośnie zachmurzenie i siła wiatru. Temperatura w zimie podnosi się tzw. maskowanie się frontu , zaś w lecie lekko opada. Po przejściu frontu ciepłego zmienia się masa powietrza na Pm stare. Przedfrontowy kierunek wiatru (południowy lub południowo wschodni) zmienia się na południowo zachodni. Pm stare zalegające w wycinku ciepłym (obszar między frontem ciepłym a chłodnym) przynosi zimą odwilże i słabe opady mżawki lub słabego śniegu , latem ochłodzenie , słabe opady z chmur warstwowo niskich. W strefie tej ciśnienie jest stałe lub lekko obniża się. Występują przejaśnienia związane z klinem wysokiego ciśnienia. W miarę zbliżania się kolejnej zatoki niskiego ciśnienia z frontem chłodnym prędkość wiatru gwałtownie wzrasta i zmienia swój kierunek na północno zachodni. Po przejściu tego frontu ciśnienie zaczyna szybko rosnać występują przelotne opady burzowe z chmur pochodzenia konwekcyjnego. Temperatura niezależnie od pory roku spada o kilka stopni. Za frontem chłodnym zalega Pm jest ono mocno chwiejne i wilgotne. Strefy te charakteryzują się liniami nieśmiałości (szkwały). Towarzyszy im zwiększenie porywistości wiatru oraz opady ulewnego deszczu. W strefie tej rozwijają się kliny wysokiego ciśnienia co powoduje znaczne poprawienie pogody. Powyższy schemat odnosi się do niżu w stadium do wypełniania (okludowania). Po rozpoczęciu się stadium wypełniania, front chłodny szybciej poruszający się dogania ciepły i wypycha on ciepłe powietrze do góry. Taki front nosi nazwę zokludowanego. W zależności od zmian temperatury wyróżnia się front okluzji ciepłej gdy powietrze za frontem jest cieplejsze niż przed frontem. W przypadku odwrotnej sytuacji front nosi nazwę okluzji chłodnej.

Przejściowy klimat Polski wynika ze znacznej częstotliwości występowania frontów. Podczas 225 dni fronty pojawiają się na terytorium Polski. Najczęściej przemieszczają się fronty chłodne 126 dni w roku następnie fronty okluzji 95 dni z czego 49 ma charakter frontu chłodnego a 46 frontu ciepłego. Tylko podczas 65 dni pojawiają się fronty ciepłe podczas gdy stacjonarne 16 dni rocznie. Połowa frontów nasuwa się z zachodu a 25% z północnego zachodu.

## **2.3 Główne ośrodki baryczne**

Wyższe baryczne rozwijają się po przejściu frontu chłodnego są w znacznym stopniu ośrodkami stacjonarnymi przemieszczają się wolno z zachodu z odchyleniem w kierunku

południa. Spływają w stronę głównego wyżu zwrotnikowego. Towarzyszy im powietrze o równowadze stałej przeważnie kontynentalne, słoneczna pogoda ze słabym wiatrem. Zimą powietrze w wyżach jest mocno wychłodzone a latem upalne z zachmurzeniem małym i umiarkowanym typu cumulus. Zdarzają się wyże w których panuje pogoda pochmurna , mglista lecz opady praktycznie nie występują. Pogodę w Polsce kształtują coroczne ośrodki baryczne: Wyż Azorski rozbudowujący się silnie w okresie lata sięga swym klinem nawet po Polskę. Latem przynosi dość ciepłą i lecz wilgotną pogodę natomiast zimą towarzyszy mu temperatura dodatnia wiatry z sektora zachodniego.

Niż Islandzki jest silnie rozbudowany zimą, kiedy są największe różnice temperatury między lądem a morzem. Niż ten przemieszczając się na wschód nasuwa za sobą powietrze wilgotne i ciepłe zimą a latem wywołuje adwekcje chłodu. Podczas dominacji Niżu islandzkiego występują silne wiatry, opady, oraz szerokie pasma chmur. Zimą w centralnej części Azji obserwuje się obszar podwyższonego ciśnienia sięgający czasami do Europy. Sytuacja ta powoduje adwekcje ze wschodu i południowego wschodu mroźnego i suchego powietrza. Wyż ten blokuje ruch Niżu islandzkiego. W obszarze objętym tym wyżem panuje słoneczna pogoda , wieją słabe wiatry , występuje duża amplituda temperatury. Niekiedy dochodzi nad Skandynawią do rozwinięcia się wyżu. Sięga swym klinem na obszar Polski wobec czego napływa powietrze PAK z północnego wschodu. W tym czasie obserwuje się rekordowe spadki temperatury niekiedy poniżej - 30 i obserwuje się bardzo wysokie ciśnienie. W jesieni często występuje zgniły wyż zalegający w centrum Europy. Między niżem północnoatlantyckim a azjatyckim w wyższych warstwach atmosfery nad wyżem znajduje się obszar dywergencji powietrza , napływa tam wilgotne i ciepłe powietrze. Opadając zachowuje swoje właściwości dlatego w wyżu tym panuje pogoda pochmurna , występują gęste mgły , słabe wiatry, mogą wystąpić również słabe opady.

Pogoda cyklonalna utrzymuje się podczas 45 % dni w roku, zimą 55 % natomiast w cieplej porze roku 38 %. Wzrost częstotliwości niżów odpowiada większemu oddziaływaniu oceanu na elementy meteorologiczne w Europie. W zimie wzrasta oceaniczność klimatu: mniejsze amplitudy, duże zachmurzenie, większa ilość godzin z opadem, temperatura jest wyższa niż na tych samych szerokościach nad centralną i wschodnią Azją. W lecie dominuje pogoda wyżowa 44%, klimat bardziej kontynentalny : duże wahania dobowe temperatur , słabsze wiatry. Średnio pogoda wyżowa panuje 42% dni w ciągu roku natomiast 13% stanowi pogodę nieokreśloną. Ośrodki baryczne przemieszczają się z niewielką składową, mimo tego powietrze jest mocno mieszane między szerokościami wysokimi a niskimi. Kierunek wiatru w układach barycznych powoduje wtargnięcie ciepłego powietrza daleko na północ (wschodnia część niżu, zachodnia wyżu). Inwazje chłodnego powietrza w kierunku równika występują w wschodniej części wyżu i zachodniej niżu. Sytuacja w praktyce jeszcze się zwiększa podczas wspomnianych spływów antycyklonów w kierunku południowym oraz ruchu cyklonów w stronę wysokich szerokości geograficznych. Jak wiadomo w umiarkowanych szerokościach dominuje cyrkulacja zachodnia. W Europie dochodzi często do zmian cyrkulacji. Z napływem z północy powietrza wiążą się pierwsze późno jesienne ataki zimy. Wraz z adwekcją powietrza PA następuje po paru godzinach po zmianie cyrkulacji znaczne ochłodzenie. Sytuacja ta gwarantuje opady śniegu przy niskich temperaturach zamiecie i zawieje śnieżne. Jeszcze groźniejsze ataki zimy obserwuje się gdy nad zachodnią Europą i Atlantykiem zalega stacjonarny wyż, wtedy zgodnie z regułą strumienia sterującego (izohipsy na mapach topografii barycznej pokrywają się z kierunkiem izobar dolnych) niż zalegający w północnej Europie przemieszcza się zgodnie z wskazówkami zegara na południe. Przynosząc ostre ochłodzenia nawet w wycinku ciepłym. Cyrkulacja południowa występuje podczas ciepłych zim i okresów wiosennych. Wiatry południowe powodują adwekcje ciepła oraz wilgoci znad Morza Śródziemnego. Przynoszą

znaczne ocieplenia, opady, silne wiatry. W górach dochodzi w tym czasie do wiatru Halnego. Cyrkulacja wschodnia przynosi powietrze kontynentalne o małej zawartości pary wodnej, napływ powietrza z tego kierunku jest dość częsty.

## 2.4 Cyrkulacja powietrza w ośrodkach barycznych

Powietrze w ośrodkach barycznych porusza się pod wpływem siły gradientu ciśnienia. Zostaje ono wprowadzone w ruch w kierunku największego spadku ciśnienia. Po uzyskaniu pewnej prędkości zaczyna działać na nie dwie siły: Coriolisa oraz siła odśrodkowa. Wobec czego wiatr odchyła się o kąt  $90^\circ$  od linii normalnej do izobary, kierunek jego jest styczny do izobary. Powyższa sytuacja zachodzi na poziomie powyżej 1 km, powyżej tzw. warstwy tarciowej. Wiatr ten nosi nazwę gradientowego. Jest tym silniejszy im mniejsza jest odległość między izobarami i większa jest gęstość powietrza. W warstwie tarciowej na powietrze działa jeszcze jedna siła związana z tarciem powietrza o podłoże. Najmniejsza siła tarcia panuje nad morzem, zaś nad lądem ulega znacznemu wzrostowi, przez nierówność terenu. Średnia prędkość wiatru na wysokości 10 m nad powierzchnią gruntu wynosi około  $0.4V_g$  (wiatru gradientowego), zaś nad morzem około  $0.7V_g$ . W rzeczywistości prędkość wiatru waha się w granicach od 0 do  $V_g$ . Tarcie przyziemne odbija się również na kierunku wiatru. Wiatr gradientowy ma kierunek styczny do izobary natomiast przyziemny odchyła się od gradientowego nad morzem około  $75^\circ$  i nad lądem około  $50^\circ$ . Tak że wiatr w warstwie przyziemnej na obszarze niżu wieje przeciwnie do ruchu wskazówek zegara z odchyleniem od izobary o kąt  $40^\circ$  do wewnątrz obszaru obniżonego ciśnienia. W wyżach powietrze krąży zgodnie z ruchem wskazówek zegara odchylając się o ten sam kąt co w niżu lecz nie do środka lecz na zewnątrz. Kąt ten tak jak prędkość wiatru może znacząco różnić się od podanych powyżej wartości.

Przyczyną podtrzymującą ruch powietrza jak to było wcześniej wspomniane jest różnica temperatur, a co za tym idzie różnica ciśnień. Gdyby wiatr wiał zgodnie z kierunkiem gradientu ciśnienia szybko by wyrównał różnice ciśnień i ruch przestałby istnieć. Jednak wiatr powyżej warstwy tarciowej krąży po okręgu (w przypadku stacjonarnym) wokół ośrodków barycznych przez co sytuacje takie mogą istnieć przez dłuższy okres czasu, powietrze słabo wyrównuje ciśnienia panujące w środku i na peryferiach barycznych. Tuż przy ziemi wiatr skręca uzyskując pewną dośrodkową w niżach odśrodkową w wyżach składową prędkości. W obszarach tych może nastąpić lepsze mieszanie powietrza, jednak prędkość wiatru jest tam zazwyczaj mniejsza niż w wyższych warstwach i ciśnienie nie może szybko wyrównać się. Jest to jedna z przyczyn umożliwiająca długotrwałe rozwijanie się ośrodków barycznych np. niektóre wyży mogą istnieć przez kilka tygodni. Niże są mniej żywotne od pojawienia się go do wypełnienia mija przeważnie od kilku do kilkunastu dni. W późniejszym stadium rozwoju cyklony i antycyklony stają się leniwe poruszają się wolno i przynoszą małe zmiany elementów meteorologicznych. Niemały wpływ na klimat Europy wywiera ciepły prąd morski "północnoatlantycki". Powoduje anomalie ciepła w szerokościach umiarkowanych i wysokich. Szczególnie zauważalny jest na wyspach Brytyjskich oraz Skandynawii, gdzie temperatura w zimie jest nawet dodatnia. Często panuje tam mglista i deszczowa pogoda. Prąd północnoatlantycki również w Polsce oddziałuje na pogodę. W zimie wiatry zachodnie przynoszą z ciepłego oceanu odwilżę temperatura gwałtownie podnosi się niekiedy do  $10^\circ$ . Gólsztröm podwyższa temperaturę wód oceanu, zwiększa w okresie zimowym różnice temperatur między lądem a morzem powodując wzmożoną aktywność frontogenetyczną.



W atmosferze znajdującej się w stanie równowagi hydrostatycznej w miarę wzrostu temperatury zwiększa się odległość między powierzchniami izobarycznymi (liniami o jednakowym ciśnieniu w przestrzeni). Z faktu tego wynika związek między pionową zmianą wiatru gradientowego i poziomym gradientem temperatury. Na dużych wysokościach około 3 km w Europie wiatr termiczny przez który rozumie się wektor będące różnicą między wektorami wiatru w górnej i dolnej warstwie powietrza ma kierunek zachodni styczny do izotermy. Mają one z reguły kierunek równoleżnikowy powietrze chłodne znajduje się na północy zaś ciepłe na południu. Jeśli kierunek wiatru gradientowego na wysokości 1 km jest przeciwny do wiatru termicznego, to prędkość wiatru z wysokością będzie maleć do osiągnięcia zerowej prędkości, poczym nastąpi zmiana kierunku o  $180^\circ$  i prędkość zacznie rosnać. Gdy kierunek jest zgodny to prędkość wiatru rośnie ze wzrostem wysokości aby osiągnąć pewną "stałą" wartość. Dlatego w niżach w części północnej wraz ze wzrostem wysokości prędkość wiatru maleje, zmienia kierunek na przeciwny zaś w południowej rośnie. We wschodniej i zachodniej części niżu jak i wyżu istotnym zmianom ulega kierunek, jednak nie większy od 45 stopni. W wyżach sytuacja jest odwrotna w południowej części maleje a w północnej rośnie. Kierunek i siła wiatru termicznego regulują główną cyrkulacją powietrza w Europie.

### 3. Promieniowanie w atmosferze

Promieniowanie słoneczne jest głównym źródłem energii na Ziemi. Słońce emituje energię w postaci fal elektromagnetycznych, których długość zależy od temperatury ciała emitującego. Promieniowanie słoneczne ze względu na dużą temperaturę nosi nazwę krótkiego, gdy Ziemia w przestrzeń kosmiczną nosi nazwę długiego. Jednostką określającą to promieniowanie jest natężenie lub stała słoneczna. Natężenie promieniowania jest to ilość energii padającej na powierzchnię prostopadłą do promieni słonecznych w jednostce czasu. Średnia wartość stałej słonecznej wynosi około  $1368 \text{ Wm}^2$  ulega ona znacznym zmianom dochodzącym w ciągu roku do + 3.3%. Przyczyną wahań w ciągu roku jest zmiana odległości Ziemi od Słońca. Ziemia krążąc wokół Słońca po orbicie eliptycznej znajduje się w ciągu roku raz w peryhelium (najbliżej Słońca) na początku stycznia i raz w aphelium (najdalej Słońca) w lipcu. Mimo iż orbita zbliżona jest do okręgu to zmiana odległości jest dość znaczna. Drugą ważną przyczyną zmian natężenia promieniowania są wahania aktywności Słońca związane z plamami słonecznymi. Plamy słoneczne są to obszary ciemniejsze na powierzchni Słońca. Wydają się ciemniejsze, bo temperatura ich jest o parę tysięcy stopni mniejsza od otaczającej fotosfery. Mogą one istnieć przez kilka dni z ich występowaniem powiązane są burze radiowe na Słońcu. W tym czasie elektrony i protony wyrzucane są z powierzchni Słońca w kierunku Ziemi z ogromnymi prędkościami. Silny strumień protonów daje zaburzenia w jonosferze ziemskiej co uwidacznia się w postaci intensywnego świecenia zórz polarnych. Ponadto wzrost aktywności Słońca powoduje zmiany w polu magnetycznym Ziemi, silne rozbłyski oraz zakłócenia na falach krótkich. Wahania plam na Słońcu są mniej lub bardziej regularne. Podstawowym cyklem jest cykl 11-letni w czasie którego na Słońcu występuje maksymalna i minimalna ilość plam. W czasie wzmożonej aktywności słońca mocno ogrzewa i rozrzedza się górna atmosfera. Wpływ tych zmian na temperaturę powietrza przy powierzchni Ziemi ciągle buzi wiele kontrowersji jednak prawdopodobnie nie jest duży. Ostatnie maksimum plam przypadło na jesień 1989 r. po czym ilość zaczęła maleć aby osiągnąć minimum w 1995 r. Badania warunków atmosferycznych na podstawie aktywności są bardzo niedokładne ze względu na małą znajomość procesów zachodzących na Słońcu i ich oddziaływaniu na klimat.

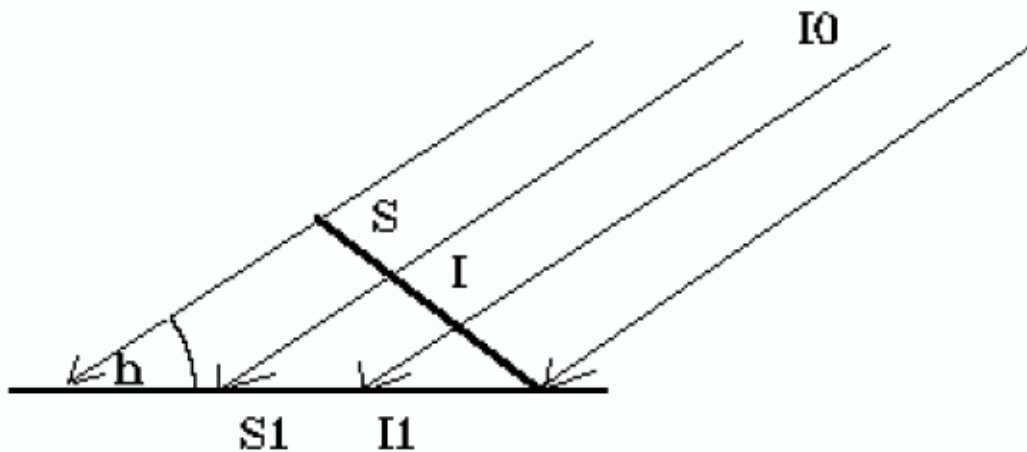
Część promieniowania słonecznego stanowi światło widzialne, mające kolosalne znaczenie dla życia na Ziemi. Energia promieniowania częściowo już w atmosferze przechodzi w ciepło. Dopiero przy gruncie ulega ona większym przemianom, pod wpływem czego gleba i woda ogrzewają się oddając ciepło przyległym warstwom powietrza, które wskutek dyfuzji rozprzestrzenia się. Źródło wyzwalania się energii promieniowania znajduje się na samej powierzchni Ziemi obejmuje warstwę paru mikronów. W nocy ta sama warstwa emituje ciepło w postaci promieniowania długofalowego, wobec czego Ziemia znajduje się w stanie równowagi cieplnej. Przychód równoważy ubytek ciepła, dlatego znajduje się w stanie

równowagi promieniowania. Z definicji natężenia promieniowania wynika że zmniejszaniem kąta padania promieni słonecznych powoduje spadek jego natężenie. Co można łatwo udowodnić. Jeśli  $S$  przez oznaczmy pole powierzchni prostopadłej do promieni słonecznych, a przez  $S_1$  pole powierzchni poziomej,  $h$  wysokość słońca nad horyzontem w stopniach to

$$\sin h = \frac{S}{S_1}$$

Natężenie promieniowania  $I$  prostopadłe do  $S$  oraz natężenie  $I_1$  padające na powierzchnie  $S_1$  można wyrazić wzorami

$$I = \frac{F}{S} \quad \text{oraz} \quad I_1 = \frac{F}{S_1}$$



gdzie  $F$  oznacza strumień promieniowania. Ponieważ słońce znajduje się bardzo daleko dlatego promienie słoneczne można uważać za równoległe, wobec tego strumień promieniowania obejmujący obie powierzchnie jest identyczny  $F = F_1$  czyli

$$IS = I_1 S_1$$

Podstawiając za  $S$  otrzymujemy ostatecznie

$$I_1 = I \sin h .$$

Jak wynika ze wzoru promieniowanie na powierzchnie poziomą jest funkcją sinusa kąta nachylenia Słońca do horyzontu. Przy kącie  $h = 30^\circ$  promieniowanie jest dwa razy mniejsze niż gdy Słońce jest w zenicie. Promieniowanie bezpośrednie  $I$  docierające do powierzchni Ziemi jest zawsze mniejsze od stałej słonecznej  $I_0$ . W czasie przenikania przez atmosferę promieniowanie to ulega stopniowemu osłabieniu, pochłanianiu oraz rozproszeniu przez zanieczyszczenia atmosferyczne. W dużej mierze promieniowanie absorbuje parę wodną i ozon będący barierą dla szkodliwego nadfioletu. Pochłanianie przez ozon powoduje że, temperatura w stratosferze z wysokością podwyższa się. Atmosfera ziemską pochłania około 15% bezpośredniego promieniowania. W rozpraszaniu biorą udział aerozole i cząstki gazowe. Promieniowanie w wyniku zderzeń traci równoległość kierunku rozchodzenia i rozprasza się we wszystkich kierunkach. Część zostaje odbita, a część dochodzi do powierzchni ziemi. Ze zjawiskiem rozpraszania wiąże się pojęcie świtu i zmierzchu. Osłabienie promieniowania przy gruncie można zapisać za pomocą wzoru

$$I = I_0 p^m$$

gdzie  $p$  oznacza współczynnik przeźroczystości warstwy atmosfery w Polsce, który waha się w granicach (0.7 - 0.85),  $m$  - optyczna masa atmosfery (grubość warstwy przez jaką przechodzi strumień promieniowania słonecznego), dla  $h = 90^\circ$   $m = 1$ . Po wyżej kąta elewacyjnego  $30^\circ$  z dobrym przybliżeniem masa optyczna dane jest wzorem

$$m = \frac{1}{\sinh}$$

W czasie lata przy bezchmurnym niebie w południe promieniowanie dochodzące do powierzchni ziemi wynosi około

$$I_1 = I_0 0.7^m$$

Wartość ta może ulegać znacznym zmianom w zależności od mas powietrza jakie napływają na badany obszar. Jak wiadomo zwrotnikowe jest mocno na ogół silnie zanieczyszczone, a powietrze arktyczne z reguły bardzo przeźroczyste. Ponadto wartość promieniowania dochodzącego do powierzchni ziemi zależy również od ilości pary wodnej w powietrzu, której najwięcej jest w okresie letnim. Podczas przesilenia letniego w południe przy bezchmurnej pogodzie wynosi około  $5.3 \text{ Jcm}^{-2} \text{ min}^{-1}$  co stanowi 63% stałej słonecznej w pierwszych dniach zimy wartość ta spada podczas tych samych warunków do wartości około  $2.4 \text{ Jcm}^{-2} \text{ min}^{-1}$  co stanowi zaledwie 29% stałej słonecznej. W rzeczywistości w południe nawet przy znikomym zachmurzeniu wartości te mogą znacznie różnić się od podanych. Wartość natężenia rośnie ze wzrostem wysokości nad poziom morza średnio o  $400 - 800 \text{ Jcm}^{-2} \text{ min}^{-1}$  ( $7 - 13 \text{ Wm}^{-2}$ ) na 100 metrów wysokości.

Dobowy przebieg wartości promieniowania bezpośredniego zbliżony jest do dodatnich wartości funkcji sinusa. Rano po wschodzie Słońca zaczyna się wzrost początkowo szybki, później wolny, promieniowania osiąga maksimum w czasie górowania Słońca następnie maleje do osiągnięcia wartości zera w nocy. Powyższy schemat odnosi się do dnia bezchmurnego. W przypadku znacznego zachmurzenia, oraz zmian w widzialności powietrza krzywa promieniowania będzie wykazywać pewne odchylenia i nieregularności, nawet w bezchmurny dzień nie jest pozbawiona fluktuacji wynikających ze zmian widzialności czy zawartości pary wodnej. W przebiegu rocznym minimalną wartość promieniowanie bezpośrednie osiąga w grudniu (najniższe położenie Słońca nad horyzontem, duże zachmurzenie, słaba widzialność). Maksymalne natężenie przypada na miesiące wiosenne, kiedy to powietrze jest przejrzyste, zawiera mniej aerozoli. Mimo iż w lecie Słońce w czasie dnia góruje wyżej, natężenie to jest mniejsze. W miesiącach letnich napływają masy kontynentalne o znacznym zapyleniu i większej niż na wiosnę zawartości pary wodnej osłabiając promieniowanie bezpośrednie.

Promieniowanie rozproszone rośnie ze zmniejszaniem się przeźroczystości atmosfery, czyli ze zwiększaniem się liczby cząstek zmetnających. Promieniowanie odbite przez chmury zostaje częściowo rozproszone, w związku z tym osiąga maksimum w południe, kiedy to latem ilość chmur jest największa. W cyklu rocznym maksimum przypada na okres letni choć zachmurzenie jest mniejsze niż w zimie ale Słońce znajduje się wyżej. Minimum przypada na okres zimowy, nawet gdy pokrywa śnieżna odbijając promieniowanie zwiększa natężenie promieniowania rozproszonego. Suma promieniowania bezpośredniego oraz rozproszonego nosi nazwę promieniowania całkowitego. Natężenie promieniowania całkowitego  $I_c$  równe

jest ilości energii otrzymanej przez poziomą powierzchnię ziemi w jednostce czasu i wyraża się wzorem

$$I_c = I_{sinh} + I_r$$

gdzie  $I_r$  jest natężeniem promieniowania rozproszonego. Promieniowanie całkowite osiąga swoje maksymalne wartości podczas pogody bezchmurnej. Zachmurzenie powoduje spadek przyływu energii i dlatego największe rozmiary osiąga w południe a w przebiegu rocznym w lecie. W związku z rozwojem chmur w lecie w godzinach około i popołudniowych promieniowanie całkowite jest większe w godzinach przed niż po górowaniu Słońca. Podobnie większe wartości promieniowania tego obserwuje się na wiosnę, a mniejsze jesienią. Promieniowanie całkowite docierające do powierzchni ziemi zostaje pochłonięte, lecz pewną jego ilość zostaje odbita w kierunku przeciwnym do insolacji. Wartość promieniowania odbitego zależy od rodzaju podłoża ulega znacznym zmianom podczas dobowego pozornego ruchu Słońca po nieboskłonie. Z pojęcia tego wywodzi się albedo  $A$  będące jeszcze jednym parametrem określającym bilans promieniowania. Albedem nazywa się iloraz promieniowania odbitego do ilości promieniowania padającego na powierzchnię. Wartość jego wyrażona jest w procentach. Wobec tego promieniowanie pochłonięte  $I_p$  można obliczyć ze wzoru

$$I_c = \left(1 - \frac{A}{100\%}\right)(I_{sinh} + I_r)$$

Im wartość promieniowania pochłoniętego będzie większa tym więcej dana powierzchnia pochłania energii przez co silniej się ogrzewa. Albedo określa zdolność ciała do pochłaniania energii, z jego wzrostem promieniowanie pochłonięte zmniejsza się a przy 100% wynosi zero. W ciągu roku albedo pewnego obszaru ulega znacznym zmianom i tak w zimie osiąga największe wartości, pokrywa śnieżna odbija 45 - 90% promieniowania. Albedo świeżego śniegu jest największe, wraz ze starzeniem się pokrywy szarzeje jej kolor i albedo zmniejsza się. W czasie pory letniej współczynnik ten zmniejsza się tak że dla pokrywy roślinnej wynosi 10 - 25%, zaś dla nagiej ziemi 5 - 30% Wartości te zmieniają się wraz ze zmianą wilgotności gruntu. Podczas małego nawilżenia albedo jest większe niż gdy zawartość wody jest większa. Wiąże się to z tym iż albedo wody jest bardzo małe i waha nie przekracza 5%. W lecie najmniejsza część promieniowania słonecznego zostaje odbita przez co temperatura gleby i powietrza jest najwyższa, wiąże się to z tym iż w czasie dużego nachylenia Słońca do horyzontu albedo maleje, a w czasie zachodu osiąga wartości maksymalne.

Poważne źródło energii dla ziemi stanowi zwrotne promieniowanie atmosfery.

Promieniowanie wysyłane przez ziemię w przestrzeń kosmiczną zostaje pochłonięte przez atmosferę szczególnie przez parę wodną oraz dwutlenek węgla, powodując ogrzewanie się warstw powietrza. Atmosfera promieniuje w danej temperaturze zgodnie z prawem Stefana Boltzmana. Część promieniowania tego opuszcza atmosferę, natomiast część zostaje skierowana w ponownie w kierunku ziemi. Powierzchnia ziemi w dużej mierze promieniowanie to pochłania. Jest to typowy schemat efektu cieplarnianego tzn. że promieniowanie słoneczne które weszło w atmosferę, zostaje wiele razy odbijane przez ziemię i atmosferę zanim resztki jego opuszczą warstwę ochronną Ziemi. Sytuacja ta powoduje iż temperatura planet nie posiadających atmosfery jest niższa. Zagrożeniem obecnego wieku jest wzrost zanieczyszczenia powietrza, oraz wzrost ilości dwutlenku węgla. Ponieważ substancja ta zwiększa pochłanianie promieniowania w atmosferze powoduje w ten

sposób podwyższanie temperatury powietrza. W atmosferze dwutlenek węgla emitując duże ilości promieniowania zwrotnego zwiększa efekt cieplarniany, powoduje podwyższenie temperatury ziemi. Sytuacja ta wywołuje zakłócenia w cyrkulacji powietrza, może prowadzić do anomalii ciepła tak często występujących w ostatnich latach. Najwięcej energii Ziemia oddaje w procesie własnego promieniowania (promieniowania długofalowego). Zgodnie z prawem Boltzmana że każde ciało mające temperaturę wyższą od zera bezwzględnie promieniuje o natężeniu proporcjonalnym do czwartej potęgi temperatury. Ziemia promieniuje prawie jak ciało doskonale czarne tzn. pochłania maksymalną ilość energii, równocześnie emitując maksymalną ilość w paśmie podczerwieni. Przyrównanie ziemi do ciała doskonale czarnego jest niedokładne i często przyjmuje się że Ziemia promieniuje jak ciało szare. Założenie takie ułatwia analizę procesów radiacyjnych Globu np. dla temperatury 273 K natężenie promieniowania ziemi dla  $1 \text{ cm}^{-2}$  na minutę wynosi 1.9 J dla 260 K wynosi 1.6 J, a dla 300 K 2.8 J. Jak widać różnice promieniowania długiego w różnych temperaturach są znaczne. Wraz ze wzrostem temperatury rośnie wartość tego promieniowania. Wypromieniowanie długofalowe, podczerwone zostaje zahamowane podczas dużego zachmurzenia oraz przy dużej prężności pary wodnej. Różnica między radiacją (wypromieniowaniem) a promieniowaniem zwrotnym nosi nazwę promieniowania efektywnego. Promieniowanie efektywne stanowi energię jaką traci powierzchnia ziemi w nocy. W bezchmurze nocy promieniowanie to jest największe. Podczas takiej pogody występują silne spadki temperatury, temperatura w ciągu nocy może spaść o kilkanaście stopni. Wzrost zachmurzenia zmniejsza promieniowanie efektywne przez co nocne spadki temperatury są małe. W dzień promieniowanie efektywne osłabia promieniowanie całkowite lecz przyływ energii przewyższa odpływ. Wartość jego jest zazwyczaj większa w dzień niż w nocy, wskutek wyższej temperatury powietrza. Bilans powierzchni ziemi stanowi różnicę między promieniowaniem pochłoniętym a efektywnym

$$B = \left(1 - \frac{A}{100\%}\right)(I_{\text{sinh}} + I_r) - E_z - E_r$$

B - bilans promieniowania,  $E_z$  - promieniowanie zwrotne,  $E_r$  - radiacja (promieniowanie podczerwone). W nocy wartość bilansu jest ujemna, po wschodzie Słońca zwiększa się do zera. Wartość zostają osiągnięte gdy nachylenie Słońca do horyzontu wynosi kilka stopni. W zimie nachylenie to musi być większe wskutek dużej wartości albedo i wynosi do  $25^\circ$  zaś w lecie przez kącie od  $10$  do  $15^\circ$ . Po przekroczeniu tego kąta bilans szybko rośnie by osiągnąć maksimum podczas górowania Słońca (przy małym zachmurzeniu) po czym wartość jego zmniejsza się do zera. Po zachodzie Słońca bilans promieniowania przybiera wartości ujemne i cykl się zamyka. W szerokościach umiarkowanych podczas zimy bilans promieniowania w ciągu całej doby może być ujemny, szczególnie wtedy gdy pokrywa śnieżna jest świeża (duże albedo). Wtedy jedynym źródłem energii jest adwekcja ciepłych mas powietrza. Ze względu na brak przyrządów do pomiarów promieniowania w celu obliczenia tych wartości, wykorzystany były empiryczne wzory. Wartości promieniowania całkowitego można obliczyć ze wzoru

$$E_T = E_{T_0}(0.18 + 0.55U_w)$$

gdzie  $E_T$  - dobową sumą promieniowania całkowitego docierająca do ziemi na powierzchnie poziomą w  $[\text{J cm}^{-2} \text{doba}^{-1}]$ ,  $E_{T_0}$  - dobową wartość promieniowania przy braku atmosfery na powierzchni poziomą w tych samych jednostkach co  $E_T$ ,  $U_w$  - jest to iloraz usłonecznienia rzeczywistego do możliwego. Wartości  $E_{T_0}$  dla poszczególnych miesięcy można znaleźć w odpowiednich tablicach lub wyznaczyć je dla danej szerokości geograficznej.

Promieniowanie emitowane przez powierzchnie ziemi można obliczyć ze wzoru S. Bolzmann

$$R_z = \epsilon \sigma T^4$$

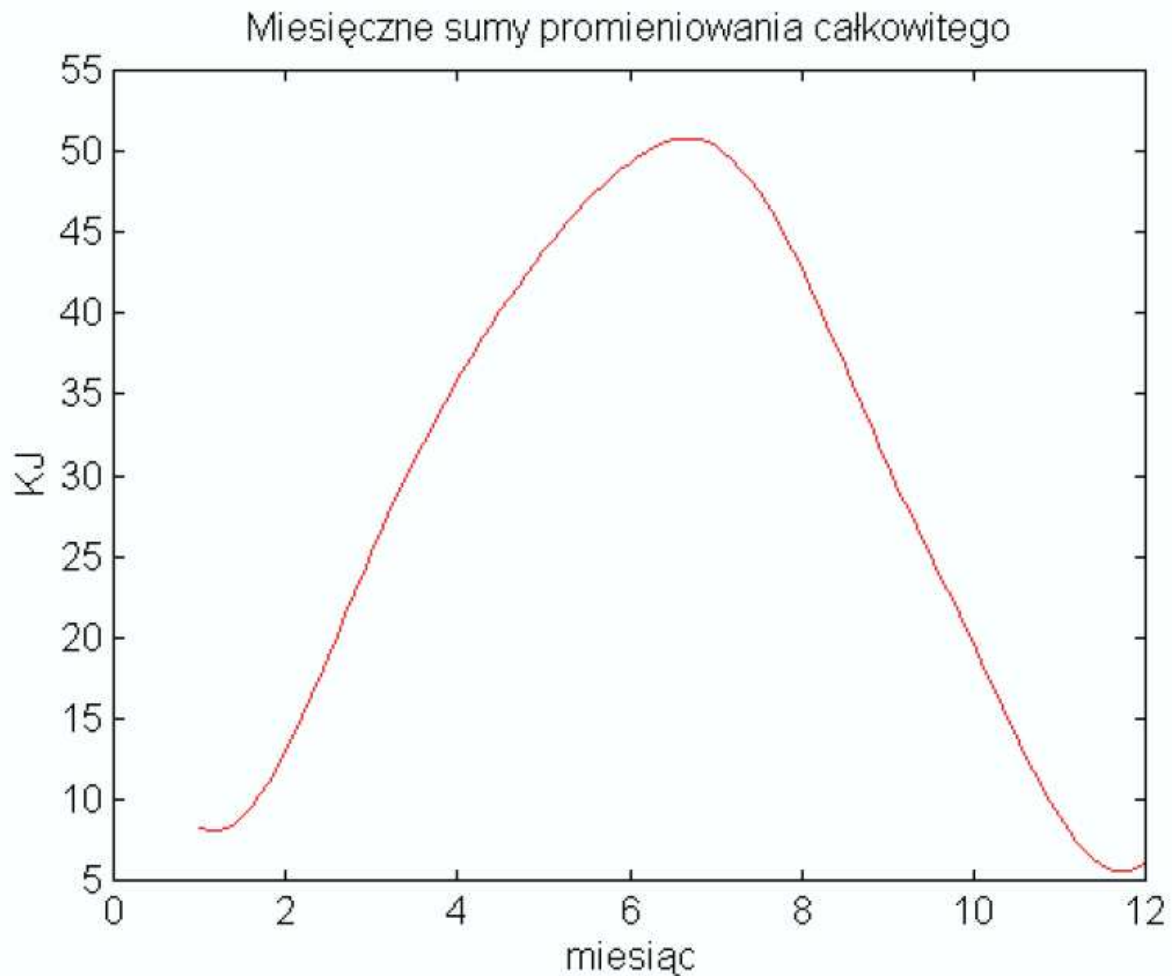
gdzie T - temperatura powierzchni ziemi [K],  $\sigma$  – stała Stefana Bolzmann która wynosi  $480.3 \times 10^{-9} \text{ [JK}^{-4} \text{ cm}^{-2}]$ ,  $\epsilon$  - zdolności emisyjna promieniowania podczerwonego. Wielkość ta jest zawsze mniejsza od jedności (ciało szare) i wynosi średnio od 0.9 do 0.99.

Wartości wybranych elementów promieniowania całkowitego				
miesiąc	dobowa suma T0 w [kJ]	dobowa suma T w [kJ]	miesięczna suma T w [kJ]	Uw
1	0.94	0.27	8.26	0.19
2	1.51	0.46	12.98	0.23
3	2.36	0.81	25.22	0.3
4	2.95	1.1	35.91	0.35
5	3.65	1.34	43.82	0.34
6	3.99	1.62	49.33	0.41
7	4.12	1.72	50.29	0.42
8	3.55	1.48	42.84	0.43
9	2.92	1.17	30.68	0.4
10	1.7	0.63	19.6	0.37
11	1.04	0.29	8.89	0.19
12	0.76	0.2	6.19	0.15
suma			334	0.32

Promieniowanie zwrotne atmosfery w przypadku braku zachmurzenia można obliczyć ze wzoru

$$R_z = \sigma T^4 (0.52 + 0.065e)$$

gdzie T oznacza temperaturę w [K], zaś e oznacza ciśnienie pary wodnej. Wzór ten daje poprawne wyniki gdy zachmurzenie powietrza wynosi zero. W przeciwnym razie wartości obliczone będą zaniżone. Uwzględnienie zachmurzenia w szacowaniu promieniowania jest dość skomplikowane, ponieważ zależy ono od pokrycia, grubości oraz wysokości chmur. Brak danych powyższych parametrów sprawia iż niemożliwe jest wyliczenie faktycznej wartości promieniowania zwrotnego.



Roczny przebieg funkcji promieniowania wykazuje podobieństwo do przebiegu sinusa kąta nachylenia słońca do powierzchni ziemi. Maksymalne wartości promieniowania (ponad 50 KJ) występują podczas dwóch wczesnoletnich miesięcy tzn. czerwca i lipca, kiedy to Słońce góruje w południe najwyżej. Najniższe przypadają na przełom roku w grudniu i styczniu, kiedy to promieniowanie całkowite spada poniżej 10 KJ (sumy miesięczne). Wartość ta jest pięciokrotnie mniejsza od maksymalnej Oprócz wysokości Słońca nad horyzontem istotny wpływ na ilość energii docierającej do ziemi ma zachmurzenie, które to w zimie osiąga wartości maksymalne. Promieniowanie całkowite wiosną jest wyższe niż podczas jesieni, co uwidacznia się przy rozkładzie temperatur tych pór roku.



## 4. Temperatura powietrza

W meteorologii jako temperaturę powietrza, uważa się temperaturę zmierzoną termometrem w klatce meteorologicznej osłoniętej od Słońca, którego zbiorniczek z cieczą umieszczony jest na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu. W czasie badań klimatycznych czy meteorologicznych oprócz zwykłej temperatury powietrza mierzy się temperaturę termometru zwilżonego o której będzie mowa w dalszej części książki ponadto maksymalną i minimalną z okresu ostatnich 24 godzin. W niniejszej pracy ze względu na brak obserwacji prowadzonych w godzinach południowych oraz o północy wykorzystano pomiary wykonywane o godzinach 7 oraz 20 przy czym termometry ekstremalne odczytywane były o godzinie 20. Z tego powodu średnia dobową temperaturę powietrza liczona była ze wzoru

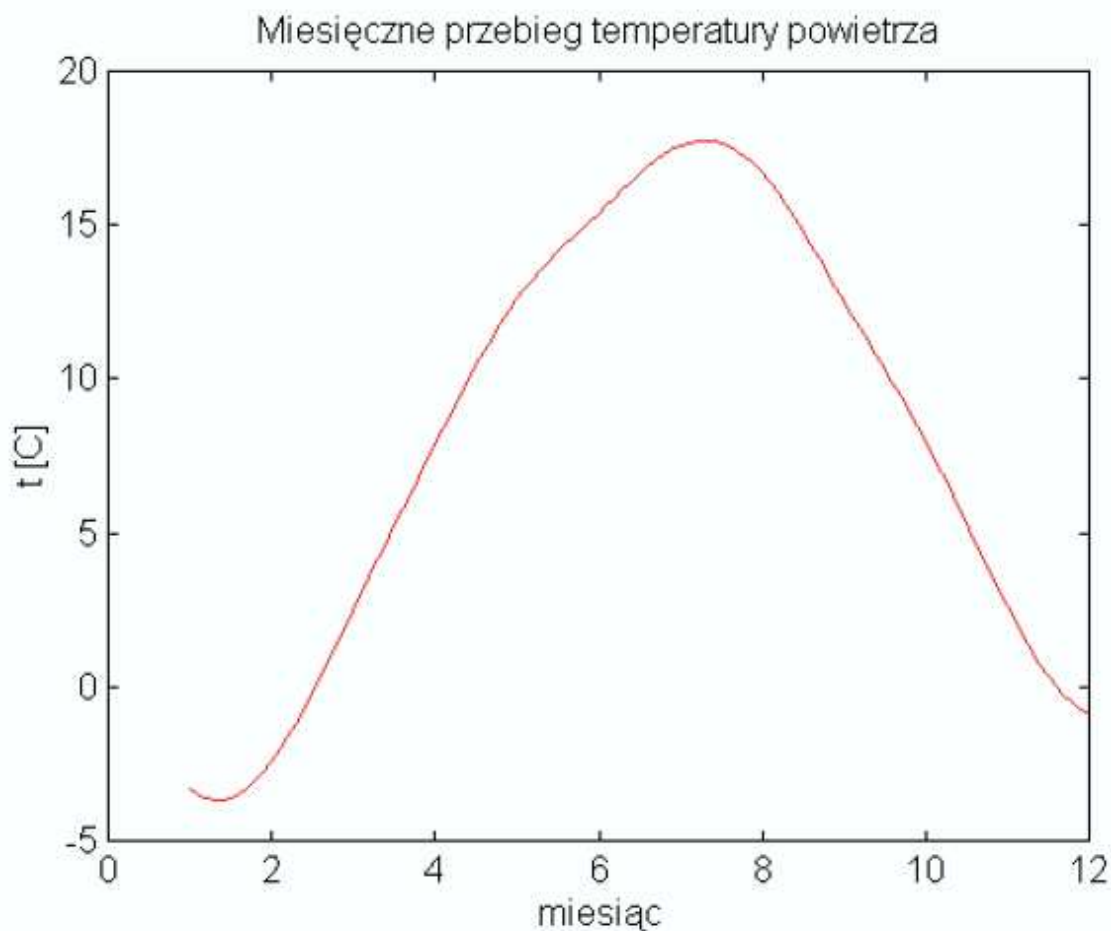
$$\langle t \rangle = \frac{t_7 + t_{20} + t_{\min} + t_{\max}}{4}$$

Wartości średnich dobowych niewiele odbiegają od średnich otrzymanych ze wzorów obowiązujących IMGW.

W Polsce absolutne wahania temperatury dochodzą do 75 stopni gdy podczas roku do 60 - kilku. Różnice te są wywołane zmianami dopływu energii (bilansu promieniowania). Wraz ze zmienianiem się mas powietrza zmienia się jego temperatura na określonym obszarze, w ciągu doby, w granicznych przypadkach temperatura może spaść lub wzrosnąć o kilkanaście stopni. Szybkość zmian temperatury zależy od cyrkulacji atmosfery. Temperatura powietrza kształtowana jest przez bilans promieniowania podłoża. Nadwyżka bilansu zostaje pochłonięta przez podłoże, dzięki czemu warstwa górna gleby ociepla się. Część ciepła zostaje przekazywana w głąb ziemi, a część przenika do przyległych warstw powietrza. Stąd na zasadzie dyfuzji przez konwekcje i turbulencje, zostaje transportowana do troposfery. W wyższych warstwach atmosfery ogrzewanie powietrza następuje w czasie pochłaniania przez ozon promieniowania nadfioletowego. Generalnie przyjmuje się że temperatura w dolnej warstwie zależy od bilansu promieniowania, którego przebieg jest podobny do przebiegu promieniowania całkowitego (Rozdział 3). Temperatura zależy jeszcze od innych czynników meteorologicznych tj. adwekcja mas powietrza, prędkości wiatru, wilgotność i innych.

### 4.1 Roczny przebieg temperatury powietrza

Analizując roczny przebieg temperatury zauważa się podobieństwo do rocznego przebiegu promieniowania całkowitego, z tym, że wykres temperatury jest opóźniony o jeden miesiąc. Temperatura maksymalna występuje w lipcu, natomiast minimalna w styczniu. Przesunięcie ekstremów wykresu wynika z tego iż zanim powietrze ogrzeje się od gleby, upływa pewien okres czasu zależnie od warunków wilgotnościowych, wiatrowych a przede wszystkim od rodzaju napływających mas powietrza.



W klimacie morskim temperatura jest najbardziej opóźniona względem promieniowania, zaś w klimacie kontynentalnym różnice te są najmniejsze. Dlatego ważnym elementem wysokości temperatury jest rodzaj adwekcji powietrza. Przesunięcie to w Strzyżowie jest mniejsze niż miesiąc, jak to przedstawia wykres i wynosi kilkadziesiąt dni.

Wartości średnich miesięcznych temperatur powietrza												
miesiąc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
temperatura	-3.3	-2.4	2.5	7.7	12.6	15.4	17.6	16.7	12.5	8.0	2.6	-0.9

Najchłodniejszym miesiącem roku jest styczeń  $-3.3^{\circ}$  wartość ta jest niską w skali Polski. Temperatura lutego jest o prawie stopień wyższa i właśnie od tego miesiąca zaczyna się regularny i dość szybki wzrost temperatury do czerwca, kiedy to wzrost staje się już powolny aby w lipcu osiągnąć wartość maksymalną  $17.6^{\circ}$ . Również sierpień należy do miesięcy bardzo ciepłych ze średnią blisko  $17^{\circ}$ . W następnych miesiącach szybki i systematyczny spadek, średnio o  $2.5^{\circ}$  w ciągu miesiąca doprowadza w grudniu do spadku temperatury poniżej zera.

W ciągu całego roku występują :

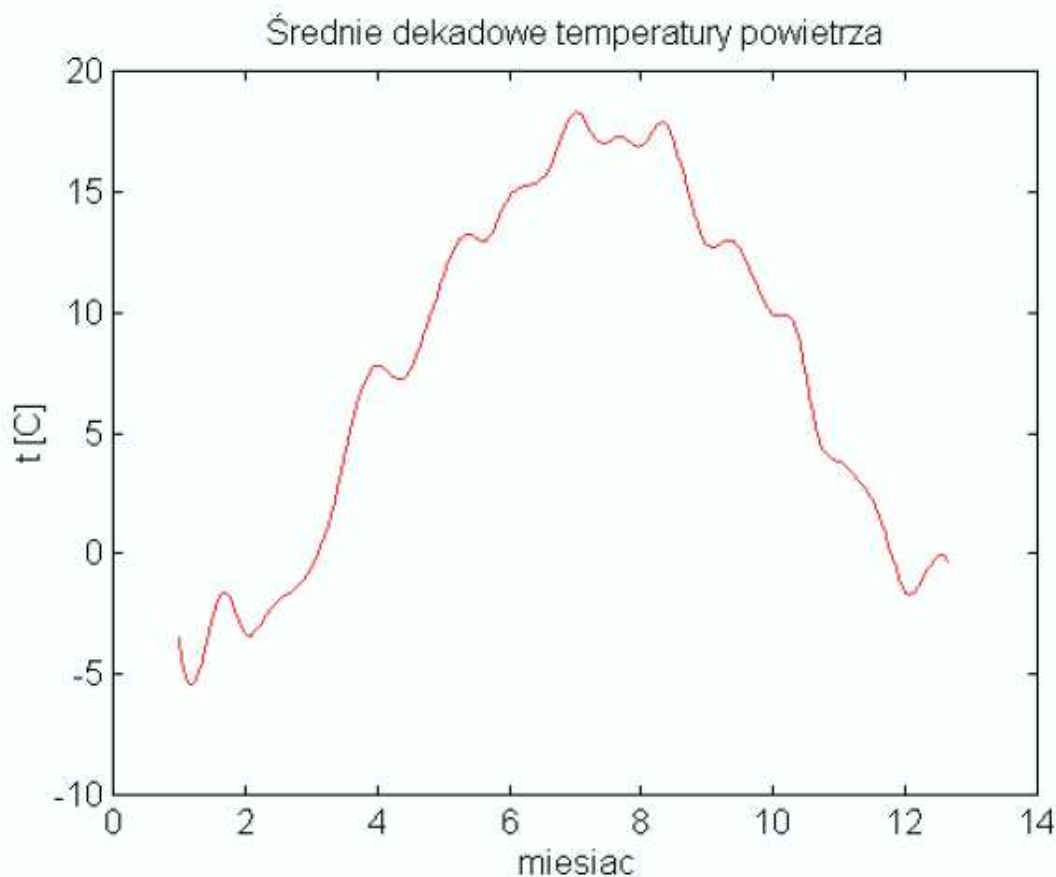
- trzy miesiące ze średnią powyżej 15 (czerwiec, lipiec oraz sierpień - miesiące letnie)
- trzy miesiące ze średnią niższą od zera (grudzień, styczeń, luty - miesiące zimowe)
- cztery miesiące jesienno-wiosenne, w których temperatura wynosi od 5 do 15 (kwiecień,

maj oraz  
wrzesień, październik )

- dwa miesiące z temperaturą od 0 do 5° (marzec - przedwiośnie oraz listopad - przedzimie)  
Bardziej dokładny rozkład temperatur otrzymujemy biorąc pod uwagę przebieg dekadowych temperatur powietrza. Pierwsza dekada stycznia jest umiarkowana, w drugiej temperatura obniża się najbardziej w skali całego roku do -4.6° po czym następuje gwałtowny wzrost, tak że ostatnia dekada stycznia jest ciepła. Temperatura w tej dekadzie wzrasta do - 1.5° , występują często odwilże. Pierwsza dekada lutego jak i stycznia jest najchłodniejsza. W okresach tych występują anomalie termiczne. Temperatura spada nieraz do - 20° , - 30° przy silnej cyrkulacji wschodniej i północno wschodniej. Od tego okresu zaczyna się systematyczny wzrost temperatury tak że w ostatniej dekadzie lutego podnosi się do - 1.5°. W czasie drugiej dekady marca temperatura przekracza 0° , w okresie tym wzrost temperatury jest największy i trwa do pierwszej dekady kwietnia po czym temperatura obniża się o 0.8° w części środkowej miesiąca do 7.2°. Sytuacja ta spowodowana jest inwazjami arktycznego powietrza na teren Polski. W dalszym okresie temperatura podwyższa się bardzo szybko do drugiej dekady maja. Pod koniec tego miesiąca zostaje zahamowany wzrost , dalszy przebieg ma tendencje do obniżania się, lecz okres ten nie trwa zbyt długo. Wkrótce sytuacja powraca do normy. Zdecydowanie najwyższa wartość temperatury osiągnięta jest na początku lipca średnia dekadowa wynosi 18.4°. Wiąże się to z upałami w tym okresie. Temperatura przekracza w południe 30°, noce są ciepłe. W dalszym okresie roku temperatura obniża się do 17° i nie ulega większym zmianom przez miesiąc. W połowie sierpnia znowu występuje maksimum ale już nie takie jak w lipcu , temperatura sięga 18°. Okres ten charakteryzuje się dość wysokimi maksymami dobowymi ( 27-30° ) za to w nocy wskutek dużej ilości pary wodnej temperatura mało obniża się , jest parno i gorąco. Wobec tego średnie dobowe są dość wysokie. Koniec sierpnia i początek września to już spadek temperatury. W środkowej części września temperatura nawet podwyższa się , lecz pod koniec miesiąca ulega szybkiemu obniżaniu wykazując przy tym pewne falowanie.

miesiąc	dekada 1	dekada2	dekada3
1	-3.5	-4.6	-1.6
2	-3.3	-2.5	-1.6
3	-0.6	2.0	5.9
4	7.8	7.2	8.7
5	11.5	13.2	13.0
6	14.8	15.3	16.3
7	18.3	17.1	17.3
8	16.9	17.9	15.4
9	12.8	13.0	11.7
10	9.9	9.4	5.0
11	3.8	2.9	1.1
12	-1.6	-0.7	-0.5

W październiku mocny spadek zostaje zmniejszony związane jest to z okresem ładnej pogody "Złota polska jesień".



Ostatnia dekada tego miesiąca odznacza się gwałtownym obniżaniem temperatury. W ciągu 11 dni temperatura spada o ponad 2°. W listopadzie spadek ten ponownie zostaje zahamowany, tak że w ostatniej dekadzie średnia temperatura wynosi 1.1°.

Średnie temperatury astronomicznych pór roku wynoszą :

- zima: **-1.8**
- wiosna: **10.8**
- lato: **16.1**
- jesień: **4.6**

Odpowiednio meteorologiczne okresy pór roku na podstawie wykresu średnich dekadowych temperatur powietrza wynoszą:

- zima  $t < 0^{\circ}$  (3 grudzień- 12 marca) **99 dni**
- przedwiosnie  $0^{\circ} < t < 5^{\circ}$  (12 marca- 28 marca) **16 dni**
- wiosna  $5^{\circ} < t < 15^{\circ}$  (28 marca- 10 czerwca) **74 dni**
- lato  $t > 15^{\circ}$  (10 czerwca- 1 września) **83 dni**
- jesień  $5^{\circ} < t < 15^{\circ}$  (1 września- 1 listopada) **61 dni**
- przedzimie  $0^{\circ} < t < 5^{\circ}$  (1 listopad- 2 grudzień) **32 dni**

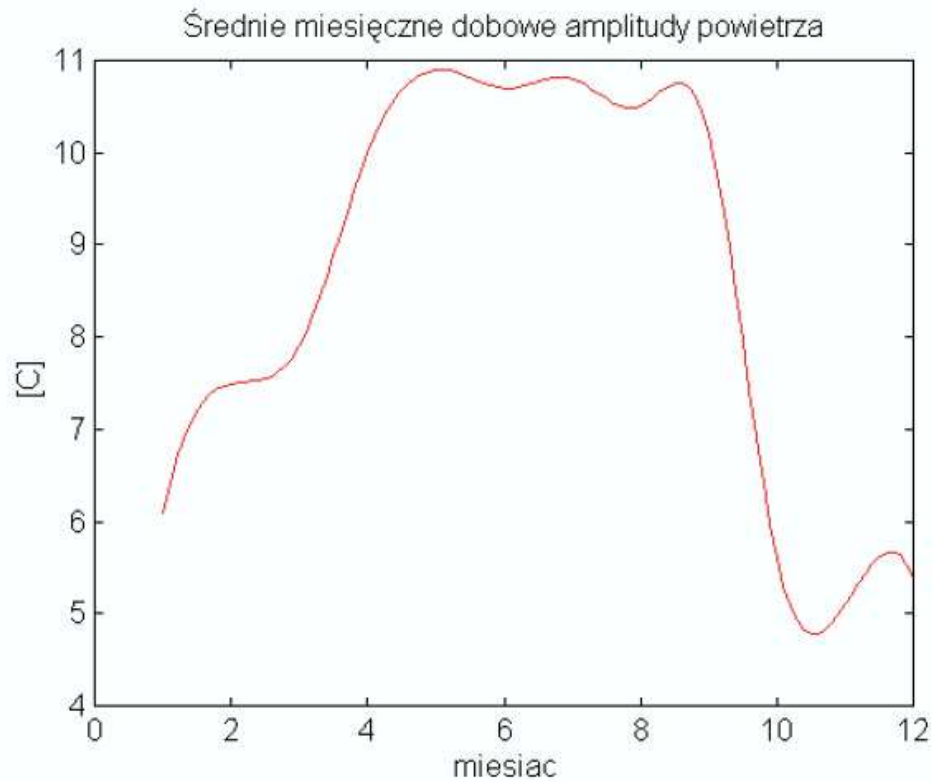
Wartość temperatury w najchłodniejszym miesiącu w Strzyżowie na tle Polski jest dość niska, lecz w obszarach wschodnich i południowo wschodnich średnie miesięczne stycznia są niższe i wynoszą około -4°. Wartość temperatury w lipcu jest niska, w okolicach

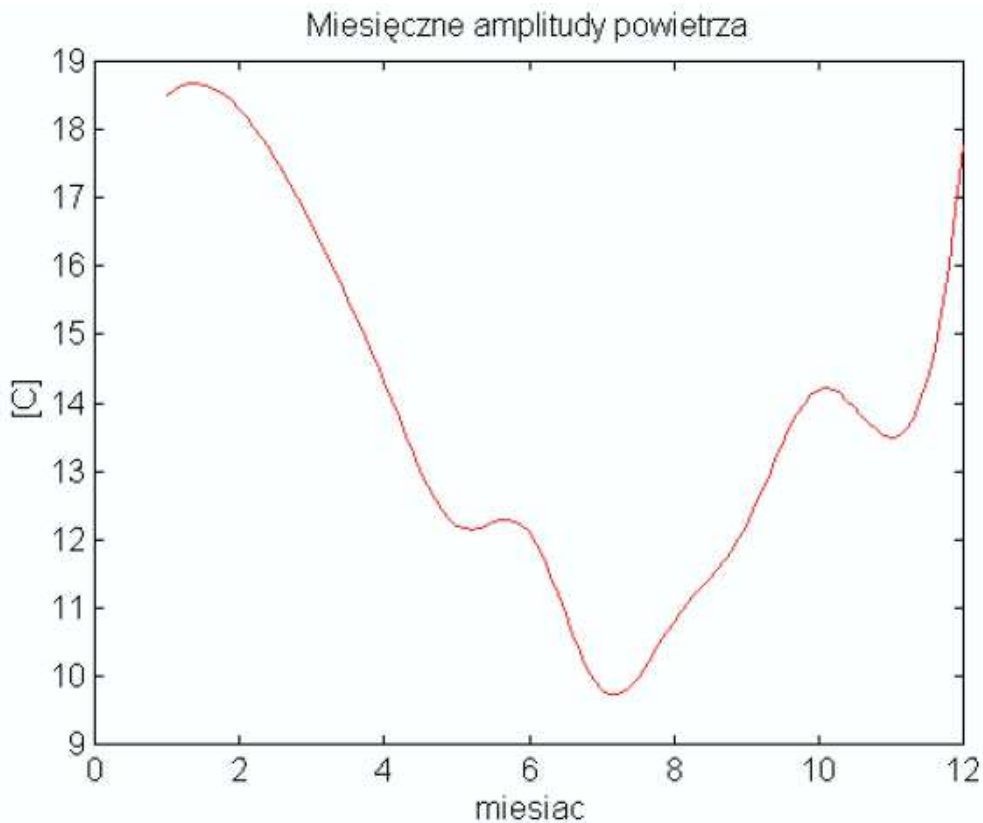
Rzeszowa wynosi 18.5. To podwyższenie temperatury zimą, oraz obniżenie latem względem okolic wywołane jest rozbieżnościami wartości temperatur dobowych obliczanych przez wzór podany wyżej oraz przez stosowany przez IMGW. Dobowy przebieg temperatury podobnie jak roczny uzależniony jest od bilansu promieniowania i prędkości wiatru. W przebiegu dobowym wyróżnia się jedno minimum oraz maksimum. Minimalna wartość temperatury występuje tuż po wschodzie Słońca, kiedy to promieniowanie słoneczne zahamuje nocny spadek wypromieniowania energii z Ziemi. Następnie temperatura zaczyna szybko rosnąć aby w godzinach południowych zmniejszyć wzrost i po 1-2 godzinach po górowaniu słońca osiągnąć wartość maksymalną. Dalszy przebieg wykazuje początkowo szybki później wolny (nocny) spadek do wschodu słońca. Zarówno w ciągu rocznym jak i dobowym występuje przesunięcie funkcji temperatury wobec bilansu promieniowania do przodu. Przyczyn tego zjawiska podobnie jak poprzednio szukać należy w tempie przepływu ciepła w powietrzu. W dni bezchmurne i bezwietrzne promieniowanie maksymalne docierające do gleby w czasie południa przekształca się w największą w ciągu dnia ilość ciepła zgromadzonego w warstwie granicznej z powietrzem. Ogrzewa to kilku centymetrową warstwę powietrza, które zostaje rozproszony po całej troposferze. Właśnie z tej przyczyny powstają przesunięcia wykresów obu funkcji na wysokości 2 m. Oczywiście staje się, że wraz ze wzrostem wysokości względnej nad powierzchnią ziemi przesunięcia to ulegnie wzrostowi. Podobnie przedstawia się sprawa minimum, które przesunięte jest o (0-1 godz.) zależnie od warunków meteorologicznych. W czasie wschodu Słońca w lecie bilans promieniowania osiąga swoje minimum po czym zaczyna szybko rosnąć dostarczając do ziemi coraz to większe ilości energii. Ochłodzenie powietrza od warstwy zewnętrznej gleby trwa określony przedział czasu. W zimie wskutek dużego albedo promieniowanie pochłonięte przez śnieg jest wciąż małe aby ogrzać tę warstwę i zarazem wartość minimalna osiągnięta jest nawet po 1 - 2 godzinach pod warunkiem że pokrycie nieba chmurami jest niewielkie. Ze wzrostem zachmurzenia sytuacja komplikuje się, w przebiegu dobowym zacierają się różnice między nocą a dniem co nie oznacza że są niewidoczne. Zazwyczaj w takie dni osiąga wartości największe późnym popołudniem (lato), zaś minimalne dopiero po około 2 - 3 godz. po wschodzie słońca. Sytuacja ta spowodowana jest wzrostem promieniowania zwrotnego oraz rozproszonego przy jednoczesnym spadku radiacji i insolacji. Powoduje to znaczne zmiany w bilansie promieniowania uwidocznione na wykresach temperatury w dni pochmurne. Rzeczą istotną na którą trzeba zwrócić uwagę jest pora chłodna. W okresie tym w południe w dni o małym zachmurzeniu temperatura maksymalna osiągnięta jest niemal w chwili górowania słońca. W zimie Słońce znajduje się bardzo nisko nad horyzontem do 30° wobec tego promieniowanie całkowite jest małe. Jeszcze mniejsze ilości energii otrzymuje śnieg. Tak więc tuż po południu słonecznym bilans promieniowania gwałtownie maleje, co odbija się na szybkim osiągnięciu maksimum przez temperaturę. Często w zimie po pochmurnej nocy rano następują rozpozgodzenia w czasie których nawet po wschodzie Słońca temperatura obniża się gwałtownie o kilka stopni.

#### **4.2 Amplituda temperatury powietrza**

Parametrem meteorologicznym określającym klimat jest również amplituda temperatury. Dobowa amplituda to różnica między maksymalną a minimalną temperaturą dnia. Zależy ona od następujących parametrów: pory roku, zachmurzenia, wiatru, wilgotność powietrza. Największe amplitudy obserwuje się w lecie podczas małego zachmurzenia, wartości jej mogą osiągać 20° i więcej, podczas gdy w dni pochmurne zaledwie 5 - 10° . Przyczyna tego tkwi w bilansie promieniowania, który w dni bezchmurne ma znacznie większą amplitudę w przeciwieństwie do dni pochmurnych. W zimie amplitudy

dobowe są nieco mniejsze, wiąże się to z dużym zachmurzeniem w naszym typie klimatu. W czasie pojedynczych dni osiąga rozmiary 10 - 20°. W dni pochmurne spada nawet do 2 - 6° i niżej. Średnia roczna dobowa amplituda wynosi 8.4° oznacza to że podczas przeciętnego dnia różnica między maksymalną a minimalną temperaturą powietrza przekracza 8°. Wartość ta rośnie posuwając się w stronę lądu zaś maleje w oceanicznym typie klimatu.





Drugą wielkością określającą temperaturę jest jej amplituda miesięczna (różnica między średnią dobową najcieplejszego oraz najchłodniejszego dnia). Największe amplitudy obserwowane są w miesiącach zimowych w styczniu i lutem spowodowane jest to częstymi skokami temperatury tzw. odwilże powstające przy cyrkulacji fenowej (wiatr halny), kiedy temperatura może osiągać  $10^{\circ}$  oraz spadki temperatury nieraz do  $-20^{\circ}$   $-30^{\circ}$ .

W przebiegu rocznym amplitudy po zimowym wzroście zaczyna się stopniowy spadek do okresu letniego, kiedy to średnio waha się od  $10-12^{\circ}$ . Dość wysokie amplitudy wiosną i jesienią wywołane są przejściowym charakterem tych pór roku. Na przełomie miesięcy wiosennych temperatury na początku miesiąca są znacznie niższe niż na końcu. To zróżnicowanie temperatury odbija się na amplitudzie zwiększając jej wartość w tym okresie. Latem wahania między dobowe temperatury są mniejsze. Uwarunkowane jest to ustabilizowanym charakterem pogody, choć dobowe amplitudy są duże.

Średnie miesięczne amplitudy temperatury powietrza		
miesiąc	amplitudy	amplitudy
	dobowe	miesięczne
1	6.1	18.5
2	7.5	18.3
3	7.9	16.6
4	10.0	14.3
5	10.9	12.2
6	10.7	12.1
7	10.8	9.8
8	10.5	10.8
9	10.2	12.2
10	5.6	14.2
11	5.1	13.5
12	5.4	17.8
średnio	8.4	14.2

Ilość dni z średnią dobową temperaturą powietrza:

**t < 0°            69 dni - 18.9 %**

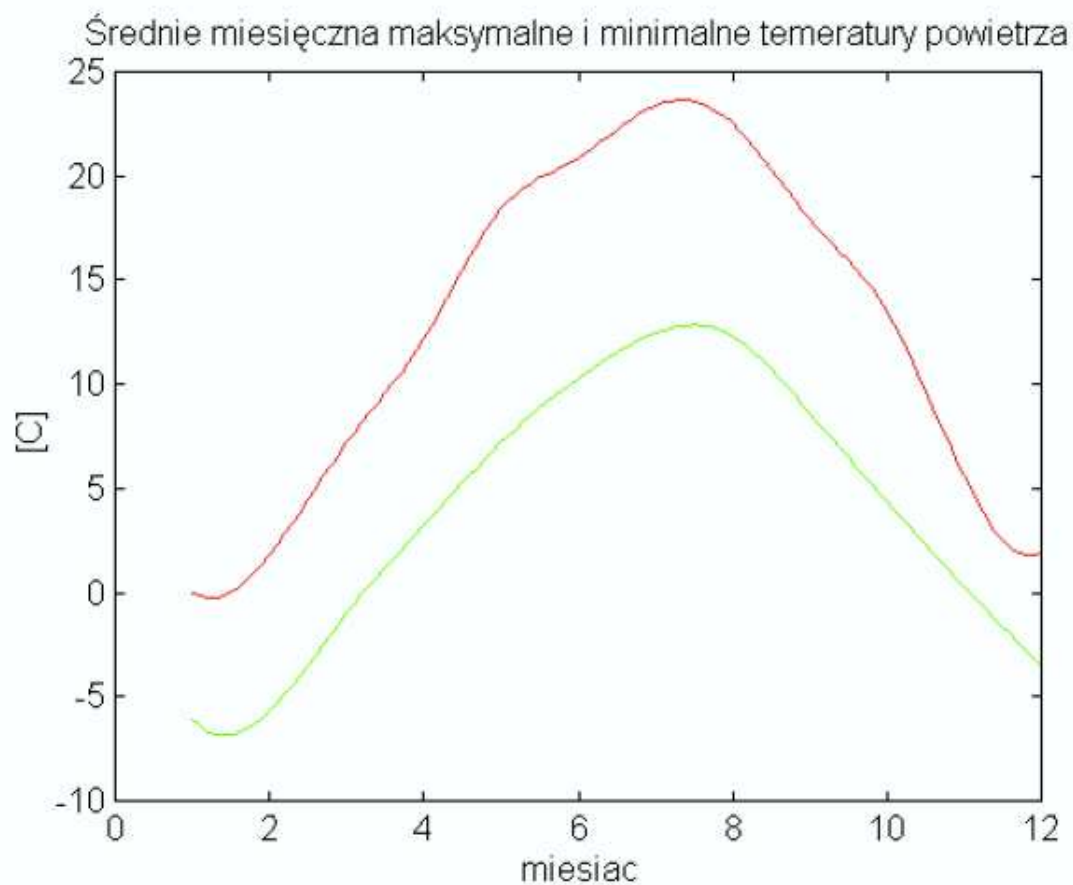
**0° < t 5°        68 dni - 18.6 %**

**5° < t < 15° 152 dni - 41.6 %**

**t > 15°           76 dni - 20.8 %**

Zima jak to już wcześniej było wspomniane zaczyna się 3 grudnia i trwa 99 dni. Według powyższych zestawień tylko podczas 69 dni panuje pogoda mroźna, w czasie 30 średnia dobową jest wyższa od zera. Podobnie dotyczy to innych meteorologicznych pór roku.





miesiąc	śr. miesięczne temp. maksymalne	śr. miesięczne temp. minimalne	śr. miesięczne odchylenie temp.	śr. miesięczna amplituda odchyień temp.
1	0.0	-6.1	3.9	13.1
2	1.8	-5.7	4.5	13.8
3	7.2	-1.0	2.3	9.8
4	12.2	3.2	1.0	3.8
5	18.4	7.2	1.3	4.2
6	20.9	10.3	0.6	2.4
7	23.4	12.5	0.9	3.0
8	22.5	12.3	0.8	2.8
9	17.9	8.6	0.8	3.0
10	13.5	4.4	0.7	2.5
11	5.6	0.3	2.0	6.9
12	1.9	-3.5	1.6	6.9
srednio	12.2	3.6	1.7	6.0

Inna interesującą statystyką jest ilość dni z temperaturą minimalną

$t < -10^{\circ}$	22 dni - 6 %
$-5^{\circ} < t > -10^{\circ}$	24 dni - 7 %
$0^{\circ} < t > -5^{\circ}$	68 dni - 19 %
$0^{\circ} < t < 5^{\circ}$	79 dni - 22 %
$5^{\circ} < t < 15^{\circ}$	156 dni - 43 %
$t > 15^{\circ}$	15 dni - 4 %
i temperaturą maksymalną:	
$t < -5^{\circ}$	13 dni - 4 %
$0^{\circ} < t > -5^{\circ}$	27 dni - 7 %
$0^{\circ} < t < 5^{\circ}$	57 dni - 16 %
$5^{\circ} < t < 15^{\circ}$	108 dni - 30 %
$15^{\circ} < t < 25^{\circ}$	132 dni - 36 %
$t > 25^{\circ}$	28 dni - 8 %

### 4.3 Zmienność sezonowa temperatury powietrza

Termiczną charakterystyką okresu zimowego jest ilość dni mroźnych  $t_{\max} 0^{\circ}$ , notuje się ich 40 w ciągu roku dość znaczny procent tej liczby stanowią dni z temperaturą  $t_{\max} - 5^{\circ}$ . Temperaturę minimalną poniżej zera notuje się podczas 114 dni w roku. W okresie letnim obserwuje się 28 dni gorących z  $t_{\max} > 25^{\circ}$  zaś ciepłych nocy o  $t_{\min} > 15^{\circ}$  tylko 15 dni. W całym roku najwięcej jest dni z temperaturą maksymalną od  $15^{\circ}$  do  $25^{\circ}$ , dużą ilością wyróżniają się dni z temperaturą od  $5^{\circ}$  do  $15^{\circ}$ . Jeśli chodzi o temperaturę minimalną zdecydowanie najwięcej dni notuje się z temperaturą w przedziale  $5^{\circ} - 15^{\circ}$ .

Badanie stabilności temperatury w poszczególnych miesiącach prowadzić można za pomocą wzoru na odchylenie przeciętne średnich miesięcznych temperatur liczonych wzoru

$$V = \sum_i^n \frac{x_i - \langle x \rangle}{n}$$

gdzie  $n$  - ilość miesięcy (np. stycznia w badanym okresie),  $x_i$ - poszczególne wartości średnich miesięcznych temperatur powietrza, zaś  $\langle x \rangle$ - średnia klimatyczna wartości temperatury powietrza dla danego miesiąca. Z danych tych wynika iż najstabilniejszymi pod względem zmian temperatury są miesiące letnie. Temperatura z roku na rok w tych miesiącach ulega małym zmianom średnio poniżej  $1^{\circ}$ . W przeciwieństwie do okresu zimowego, gdy wskaźnik ten mocno rośnie przekraczając  $3 - 4^{\circ}$ . Amplituda (różnica między najwyższą a najniższą średnią miesięczną tego samego miesiąca) w styczniu i lutym przekracza  $13$ , gdy latem wynosi zaledwie  $3^{\circ}$ . Duże zmiany wskaźników drastycznie zaznaczają antagonizm pory letniej i chłodnej w umiarkowanym typie klimatu.

### 4.4 Okres wegetacyjny

Istotnym parametrem z punktu widzenia agrometeorologii jest długość meteorologicznego okresu wegetacji. W Strzyżowie jest on długi i trwa 217 dni. Jest to okres w którym ustalona średnia dobowa temperatura powietrza jest większa lub równa  $5^{\circ}$ . Dość szybko bo już 28 marca zaczyna się okres wegetacji i trwa do 1 listopada. Tak szybki początek wegetacji wpływający na korzystny rozwój szaty roślinnej ma i złe strony. Negatywny wpływ mają tu przymrozki występujące do 27 kwietnia na wiosnę oraz w pierwsze jesienne pojawiające się 1 października chodzi tu oczywiście o przymrozki występujące na wysokości 2m. Przygruntowe przymrozki, które swym wpływem dotykają

rośliny trwają do początku maja i zaczynają się znacznie wcześniej niż przymrozki w klatce meteorologicznej. Z jednej strony długi okres wegetacji jest niezmiernie korzystny lecz z drugiej rośliny w których nastąpiły już przemiany materii, są nękane przez długo trwające przymrozki. Dlatego często dochodzi na wiosnę do umarznień sadów co gwałtownie zmniejsza plony. Do kwestii przymrozków powrócono w rozdziale "klimat lokalny".

#### **4.5 Ekstrema klimatyczne**

Na koniec rozdziału warto zwrócić uwagę na ekstremalne wartości temperatur. Najwyższą temperaturę zanotowano 5 lipca 1988 32.6°, zaś najniższą 14 stycznia 1987 - 31.5°. Wobec tego absolutna amplituda wynosi 64.1°. Największą roczną amplitudę zanotowano w 1987 62.5°. Maksymalna średnia miesięczna wystąpiła w lipcu 1988 19o natomiast w styczniu 1987 spadła do -11.5°. Najwyższą średnią dobową obserwowano 15 lipca 1988 25° zaś najniższą 6 stycznia 1987 -25.6°. Nietrudno zauważyć że pewne daty powtarzają się dotyczy to roku 1987 i 1988. W pierwszym wystąpiła zima stulecia a w drugim tzw. przesunięcie pór roku wraz anomalią ciepła.

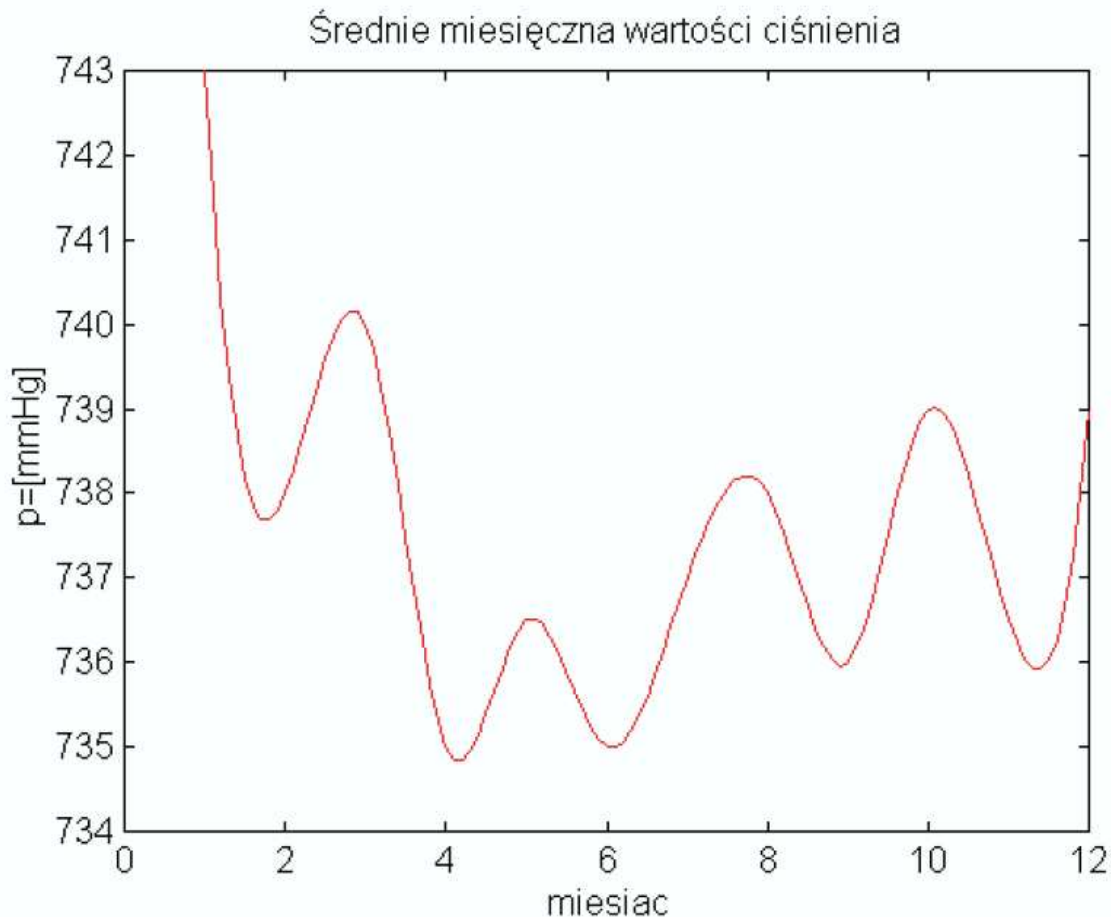
## 5. Ciśnienie powietrza

Ciśnienie atmosferyczne jest to nacisk jaki swoim ciężarem wywiera słup powietrza na jednostkę powierzchni. Wraz ze wzrostem grubości warstwy powietrza rośnie ciśnienie. Biorąc pod uwagę dwie warstwy o tej samej wysokości ciśnienie wyższe wywiera słup chłodniejszego powietrza, co jest pozornie sprzeczne z równaniem Clapeyrona  $p = QRT$  gdzie R - stała gazowa, Q - gęstość powietrza, T - temperatura powietrza [K]. Wynika to ze zmian gęstości powietrza. Powietrze chłodniejsze ma wyższą gęstość od powietrza cieplejszego. Ciśnienie powietrza najczęściej wyraża się w (hpa) oraz w milimetrach słupa rtęci (mm Hg), przy czym 1hpa = 0.75 mm Hg. Jako ciśnienie normalne uważa się ciśnienie, które w temperaturze 0° C i na 45° równoleżniku szerokości geograficznej wynosi 760 mm Hg (1013.2 hpa).

W średnich szerokościach geograficznych ciśnienie atmosferyczne ulega częstym zmianom z dnia na dzień. Absolutne wahania ciśnienia mogą dochodzić do 100 hpa lecz rzadko przekraczają wartość 70 hpa w ciągu roku. Zawsze w atmosferze ciśnienie spada ze wzrostem wysokości, spadek ten zależy od temperatury oraz w mniejszym stopniu od ilości pary wodnej w powietrzu. Stopień barometryczny (grubość warstwy w której ciśnienie spada o 1 hpa) przy średniej temperaturze warstwy powietrza około 0° C wynosi 8m. Ze wzrostem temperatury stopień barometryczny zwiększa się (atmosfera rozrzedza się) i dla temperatury powyżej 15 °C wynosi około 9m. W chłodnych masach powietrza, w których temperatura nie przekracza - 15° C wynosi 7m. W celu wyliczenia dokładnego stopnia barometrycznego w danej temperaturze stosuje się barometryczny wzór na geopotencjał. Ciśnienie również zależy od szerokości geograficznej, ponieważ wraz z nią zmienia się wartość przyspieszenia ziemskiego. Na równiku wskutek maksymalnej prędkości liniowej ziemi wokół własnej osi wzrasta siła odśrodkowa powodując zmniejszenie siły grawitacji. W okolicach bieguna, gdzie prędkość ta jest znikoma lub równa się zero, ciężar jest największy. W związku z tym nacisk powietrza oraz ciśnienie jest mniejsze na równiku niż na biegunie. Jednak zmiany te są małe nie należy przypuszczać iż z tej przyczyny w okolicach równoleżnika zerowego obserwuje się strefę niskiego ciśnienia, zaś szerokościach wysokich podwyższonego. W rzeczywistości o różnicach tych decyduje temperatura. Zróżnicowanie temperatury pod wpływem szerokości geograficznej tworzy bardzo różnorodny obraz ciśnienia na Ziemi. Wyróżnia się następujące ośrodki: niższe i wyższe baryczne, zatoki, bruzdy niskiego ciśnienia, kliny oraz wały wysokiego ciśnienia. Na wysokości stacji 260m przy średniej temperaturze roku 7.4° C stopień baryczny wynosi 8.2m czyli ciśnienie atmosferyczne wynosi  $1013.2 - 260 / 8.2 = 985.5$  hpa ( 736.1 mm Hg ).

### 5.1 Roczny przebieg ciśnienia atmosferycznego

Zakres badań ciśnienia w Strzyżowie jest dość skromny i wynosi tylko 2.5 roku, mimo krótkiego okresu czasu ważniejsze charakterystyczne cechy ciśnienia są dość dobrze zauważalne.



Przebieg roczny ciśnienia charakteryzuje się zimowym wzrostem oraz letnim obniżeniem ciśnienia, co jest zgodne z temperaturą tych okresów. Najwyższe średnie miesięczne obserwuje się w styczniu 743 mm Hg. Związane jest to z dużą rozbudową wyżów w centralnej części kontynentu w tym okresie. W lutym ciśnienie mocno spada za sprawą aktywności niżów ; islandzkiego oraz północnoatlantyckiego , aby w marcu ponownie wzrosnąć. W trzech następnych miesiącach panuje ciśnienie bardzo niskie mimo iż spada aktywność niżów zimowych a do głosu dochodzą płytkie wyży. W lipcu i sierpniu ciśnienie podwyższa się do wartości średniego rocznego, aby we wrześniu ponownie obniżyć się (pogorszenie pogody, większe oddziaływanie niżów). W październiku w wyniku rozbudowania się wyżu azorskiego ciśnienie wzrasta. Listopad , który należy do miesięcy o wzmożonej aktywności niżowej zaznacza się spadkiem ciśnienia w stosunku do października o 2.5 mb. Koniec roku to ponowny skok ciśnienia w górę.

Średnie miesięczne wartości ciśnienia oraz tygodniowe wahania ciśnienia		
miesiąc	śr. miesięczne ciśnienie w [mmHg]	wahania tygodnowe ciśnienia w [mb]
1	743	17
2	738	26
3	740	20
4	735	14
5	736.5	11
6	735	12
7	737	10
8	738	10
9	736	14
10	739	16.5
11	736.5	20.5
12	739	20.5
średnio	737.5	16.0

Roczny przebieg ciśnienia posiada mocno pofalowany charakter. Średnie ciśnienie w poszczególnych porach roku wynosi:

**zimy: 740.5 mmHg**

**wiosny: 735.5 mmHg**

**lata: 737.0 mmHg**

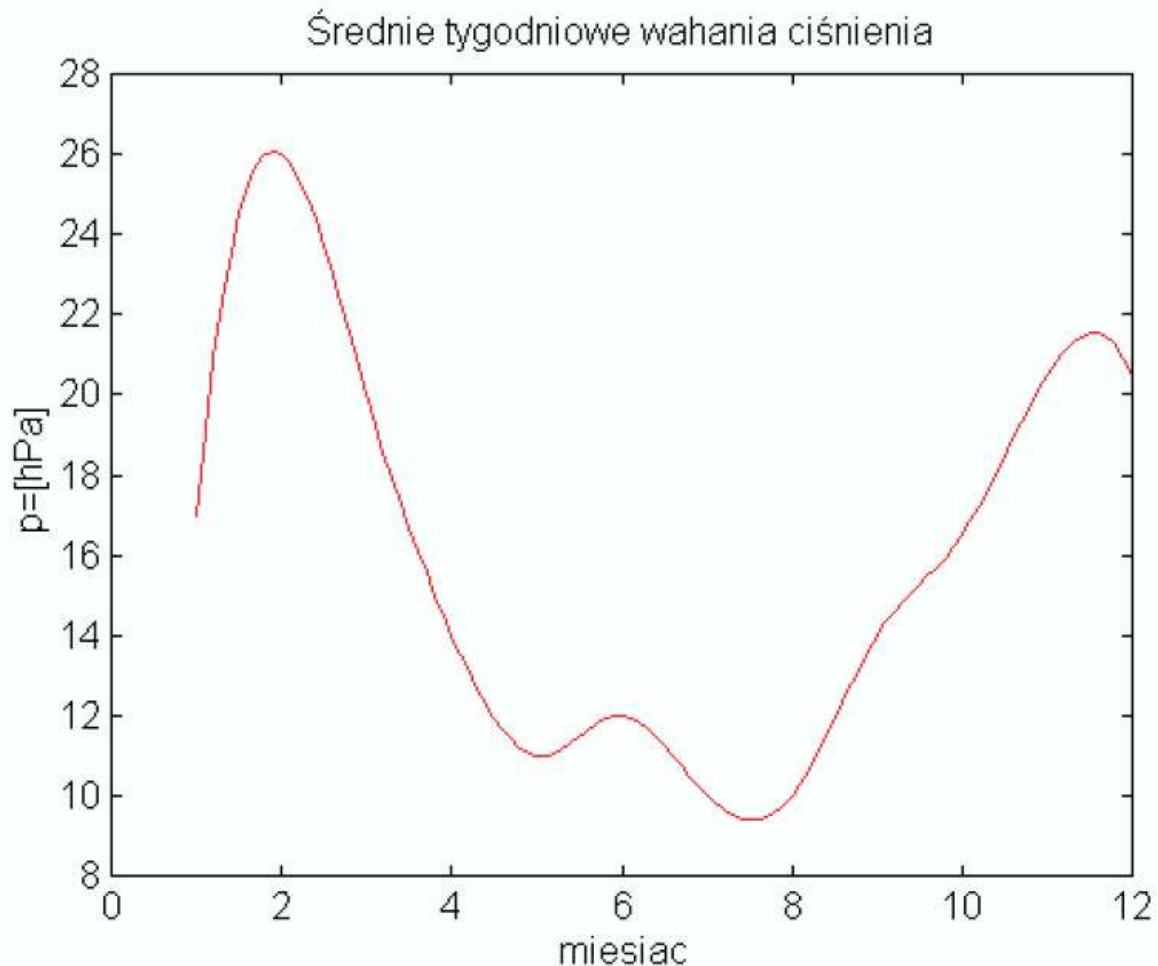
**jesieni: 737.5 mmHg**

Jak widać wysokie ciśnienie przypada na zimę oraz częściowo na jesień, zaś najniższe wartości obserwuje się wiosną oraz latem. Zastanawiające jest to iż najniższe ciśnienie przypada na wiosnę a nie na cieplejsze lato. Pierwszą i zasadniczą przyczyną tego jest brak informacji z dłuższego okresu o ciśnieniu w poszczególnych miesiącach. Inną przyczyną zakłócającą rytm ciśnienia jest przejściowość klimatu Strzyżowa.

## 5.2 Fluktuacje ciśnienia atmosferycznego

Wpływ skomplikowanej cyrkulacji powietrza wywołuje częste zmiany ciśnienia powietrza. Biorąc pod uwagę średnie zmiany tygodniowe (z barogramu) przedstawione w tabeli oraz na poniższym wykresie zauważa się letnie zmniejszenie oraz zimowy wzrost wahań ciśnienia. W styczniu są one na poziomie średnich rocznych, ale w stosunku do innych chłodnych miesięcy dość małe. Zdecydowanie największe wahania ciśnienia obserwuje się w lutym, wynoszą one średnio 26 mb w ciągu siedmiu dni. Wywołane są one wzrostem

aktywności frontogenetycznej, w okresie tym nad Polską przemieszcza się największa ilość frontów wywołujących nieraz bardzo duże zmiany ciśnienia. Dalsze miesiące to systematyczny spadek wahań ciśnienia do maja ,czerwca ,lipca oraz sierpnia , kiedy to wynoszą 10 -12 mb. Okres ten charakteryzuje się ustabilizowaniem pogody oraz cyrkulacji powietrza. Koniec lata i środek jesieni to ponowny wzrost wahań, aby w listopadzie i grudniu w miesiącach o dużej aktywności, rodzenia się oraz przemieszczania głębokich frontów przekroczyć 20 mb.



Znaczny wzrost w okresie zimowym tygodniowych wahań ciśnienia spowodowany jest niestabilnością pogody, ciągłymi zmianami z dnia na dzień kierunku cyrkulacji powietrza.

Średnie tygodniowe wahania ciśnienia pór roku:

**zima 21.2 mb**

**wiosna 12.8 mb**

**lato 11.0 mb**

**jesień 19.5 mb**

Powyższe dane potwierdzają charakter cyrkulacji w poszczególnych okresach roku.

Wyróżniają się okresy zimy i jesieni jako pór roku, w których najbardziej zaznacza się przejściowość klimatu Strzyżowa.

### 5.3 Dobowy przebieg ciśnienia atmosferycznego

Dobowy przebieg ciśnienia ze względu na skomplikowaną cyrkulację powietrza jest

bardzo różnorodny. Tylko podczas ustabilizowanej pogody wyżowej wahania dobowe przyjmują regularny charakter. W czasie doby wyróżnia się cztery charakterystyczne okresy uwidaczniające się na barogramie jako lekkie falowania rzadko przekraczające 2 - 4 mb. Występują dwa maksima: większe około godz. 13 oraz mniejsze około godz. 24, ponadto dwa minima: około 6, kiedy ciśnienie spada najniżej, oraz w godz. 15 - 17 gdy ciśnienie spada nieco mniej. Powyższy obraz jest trudny do zarejestrowania, częściej występują tylko dwa najbardziej ekstremalne wychylenia.

#### **5.4 Ekstremalne wartości ciśnienia atmosferycznego**

Warto zwrócić uwagę na wartości "rekordowe" ciśnienia odnotowane w czasie 2.5 letniej obserwacji. Maksymalne ciśnienie zanotowano 15 i 16 stycznia 1991 które wynosiło 756.5 mmHG (1009 mb), zaś najniższe 1 marca 1990 - 709 mmHg (945,3 mb). Wartości skrajne mocno odbiegają od średniej, zaś różnica ich wynosi 47.3 mmHg (63,3 mb) co jest wartością znaczącą. Przebieg ciśnienia odzwierciedla zmiany wywołane np. pogłębieniem czy wypełnianiem niżów oraz przemieszczaniem się ośrodków barycznych kształtujących pogodę. Ciśnienie uzupełnia naszą wiedzę na temat atmosfery oraz zmian w niej zachodzących.



## 6. Prędkość i kierunek wiatru

Wiatr czyli poziomy ruch powietrza w dowolnym punkcie obserwacji charakteryzuje się trzema elementami: kierunkiem (skąd wieje) , prędkością oraz porywistością. Kierunek wiatru określany jest według ośmio lub szesnastostopniowej skali zachowującej główne kierunku świata. Prędkość przemieszczania powietrza mierzy się najczęściej w metrach na sekundę , ponadto kilometrach na godzinę i skali Beauforta. Jak wiadomo prędkość i kierunek wiatru ulega częstym, nieregularnym zmianom najbardziej widocznym w dolnej (przygruntowej warstwie powietrza). Przyczyną tego jest turbulencyjny charakter ruchu powietrza polegający na chaotycznym ruchu w czasie którego pojedyncze cząstki gwałtownie zmieniają kierunek i prędkość przepływu. Zjawisko to nazywa się porywistością wiatru. Porywistość zwiększa się nad terenem silnie pofałdowanym , ze wzrostem chropowatości podłoża. Wiatr padający na pewną powierzchnie wywołuje na niej pewne ciśnienie. Parcie jak i ciśnienie wiatru można łatwo obliczyć. Oznaczmy przez  $S$  powierzchnie prostopadłą do podmuchu powietrza, przez  $m$  masę powietrza padającego na nią. W czasie uderzenia powietrza o powierzchnię  $S$  następuje zmiana pędu powietrza  $dp$  o wartość  $mv$  gdzie  $v$  prędkość wiatru.

Korzystając z drugiej zasady dynamiki  $dp = Fdt$

$F$  - siła parcia wiatru,  $dt$  - przedział czasu w czasie którego na powierzchni  $S$  pada powietrze o masie  $m$ . Porównując pędy w obu wzorach otrzymuje się równanie

$$Fdt = mv$$

Wyrażając masę powietrza przez objętość  $V$  i gęstość  $Q$

$$m = VQ$$

następnie objętość zapisując jako iloczyn pola powierzchni  $S$  i długość słupa powietrza  $l$  otrzymuje się wzór na masę

$$m = QSl$$

podstawiając do głównego równania

$$Fdt = QSlv$$

i wyliczając siłę parcia dostaje się wzór ;

$$F = QSlv/dt$$

ale iloraz  $l/dt$  wyraża prędkość wiatru (droga/czas) więc wzór na siłę ma postać ;

$$F = SQv^2$$

a ciśnienie wywoływane na nieruchomej powierzchni wynosi  $p = Qv^2$

Bezpośrednio ze wzoru wynika, że ciśnienie wiatru rośnie ze wzrostem gęstości i prędkości powietrza. Przy czym ważniejszy wpływ ze względu na większe zmiany jak i kwadrat wyrażenia ma prędkość wiatru. Przyczyną powodującą ruch powietrza jest różnica ciśnień na obszarze objętym wiatrem. W terenie objętym gradientem ciśnienia powierzchnie izobaryczne nachylone są w stronę chłodnego, wyższego ciśnienia. Rozkładając gradient ciśnienia (prostopadły, normalny do powierzchni izobarycznej) w kierunku pionowym i poziomym otrzymuje się siły działające na cząstki powietrza. Składowa pionowa jest znacznie większa od poziomej, ponieważ kąt nachylenia linii o jednakowym ciśnieniu do poziomu jest bardzo mały, lecz jej działanie jest równoważone przez siłę grawitacji. Powoduje to, że powietrze w kierunku pionowym porusza się wolno jego prędkość określa się w centymetrach na sekundę jednak w pewnych sytuacjach prędkości te są znaczne większe. Składowa pozioma mimo swej niewielkiej wartości może doprowadzić ruch powietrza do znacznych prędkości. Pod wpływem gradientu ciśnienia cząstki powietrza zaczynają poruszać się ruchem

przyspieszonym w kierunku gradientu czyli w stronę niższego ciśnienia. Tuż po rozpoczęciu ruchu pojawia się siła Coriolisa rosnąca ze wzrostem prędkości wiatru. Siła ta pojawia się wskutek prędkości kątowej ziemi, działa pod kątem prostym w prawo na półkuli północnej, a w lewo na południowej do kierunku ruchu.

Po pewnym czasie wiatr osiąga swój stacjonarny charakter, kierunek jego odchyła się pod kątem prostym do gradientu. Siła Coriolisa działa w kierunku przeciwnym do gradientu ciśnienia równoważąc go. Układy baryczne mają kształty mniej lub bardziej przypominające okręgi. Na powietrze krążące po takim torze działa siła odśrodkowa. W cyklonach siła ta działa zgodnie z siłą Coriolisa, zmniejsza ją by zachować równowagę z gradientem ciśnienia. Sytuacja ta wywołuje zmniejszenie prędkości wiatru. W antycyklonach siła odśrodkowa działa zgodnie z gradientem, a więc by została zachowana równowaga siła Coriolisa zwiększa się powodując zwiększenie prędkości powietrza. Dlatego przy jednakowym gradiencie ciśnienia prędkość wiatru będzie większa w wyżach niż niżach barycznych. W praktyce w układach niskiego ciśnienia gradientu są znacznie większe niż w wyżach a prędkości znacznie większe.

## 6.1 Kierunek wiatru

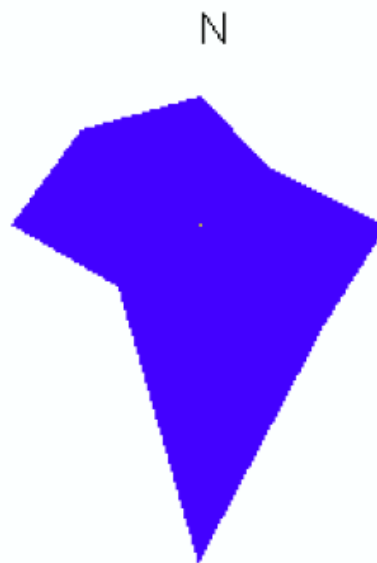
Nad Polską jak i całą Europą środkową dominują wiatry z sektora zachodniego, podczas połowy pomiarów notuje się wiatry zachodnie. Pomimo ogólnopolskiego wiatru zachodniego w Strzyżowie zdecydowanie dominują wiatry południowe. Mają one charakter fenu jest to tzw. (wiatr rymanowski) wiejący z Beskidu Niskiego w kierunku kotliny Sandomierskiej. Przy czym w Rzeszowie już częstotliwość wiatrów południowych spada do 10%. Ze względu na brak dostępu do danych karpackich stacji trudno jest oszacować zasięg oraz częstotliwość tego wiatru w południowo wschodniej Polsce. W całym niemal kraju średnie gradienty ciśnienia mają w różnym przybliżeniu kierunek równoleżnikowy (wiatr termiczny) wobec czego powyżej warstwy tarciowej wiatr ma kierunek zachodni skręcający w lewo w miarę obniżania wysokości. Pojawia się pytanie dlaczego gradient ten w okolicach Strzyżowa nie wykazuje dużej częstotliwości wiatrów zachodnich, notuje się ich około 11% w roku. Przewaga wiatrów południowych nad zachodnimi wynosi aż 13%. Przyczyny tego szukać trzeba w lokalnym ukształtowaniu powierzchni terenu. Pasma wzgórz na zachód od Strzyżowa ma kierunek południkowy o wysokości 450 - 500m.n.p.m., gdy na południu i wschodzie kierunek północno wschodni. Taka na pozór niska przeszkoda na zachodzie może w znaczący sposób przysłonić obszar Strzyżowa. Opływanie przeszkód terenowych wiąże się ze zmniejszeniem prędkości oraz zmianą wskutek turbulencji dynamicznej kierunku wiatru. Wiatr wiejący po stokach zboczy Beskidu Niskiego w dół na dużych odległościach nabiera prędkości w okolicach Krosna, Jasła a nawet Strzyżowa.

Identyczną częstotliwością z wiatrem zachodnim odznacza się wschodni wiatr kontynentalny. Niedużo odbiegającymi od nich są: kierunek południowo zachodni i północno wschodni średnio pojawiają się 35 dni w roku. Dużo niższe częstotliwości mają wiatry północno północno wschodnie oraz wschodnie. Znaczący procent w skali roku wywołują dni bezwietrzne 19 dni (w czasie ich nie odnotowuje się żadnych przepływów powietrza uruchamiających wiatromierze) oraz dni z zmiennym kierunkiem wiatru - 26 szczególnie zaznaczających się latem podczas wyżowej pogody.

W przebiegu rocznym kierunek wiatru ulega znacznym zmianom w zależności od warunków cyrkulacyjnych. W styczniu dominują wiatry z sektora południowego i częściowo zachodniego, nieduży procent stanowią wiatry z innych kierunków. Powoduje to iż w tym miesiącu występują odwilże wywołane wiatrem halnym. W lutym sytuacja niewiele zmienia się, uaktywnia się jedynie kierunek wschodni. Na przełomie lutego wskutek wzmożonej

aktywności frontogenetycznej zwiększające się gradienty ciśnienia powodują spadek dni bezwietrznych. W marcu wiatry kontynentalne stanowią już znaczny procent, zanika natomiast sektor zachodni.

## Róża średniego rocznego kierunku wiatru



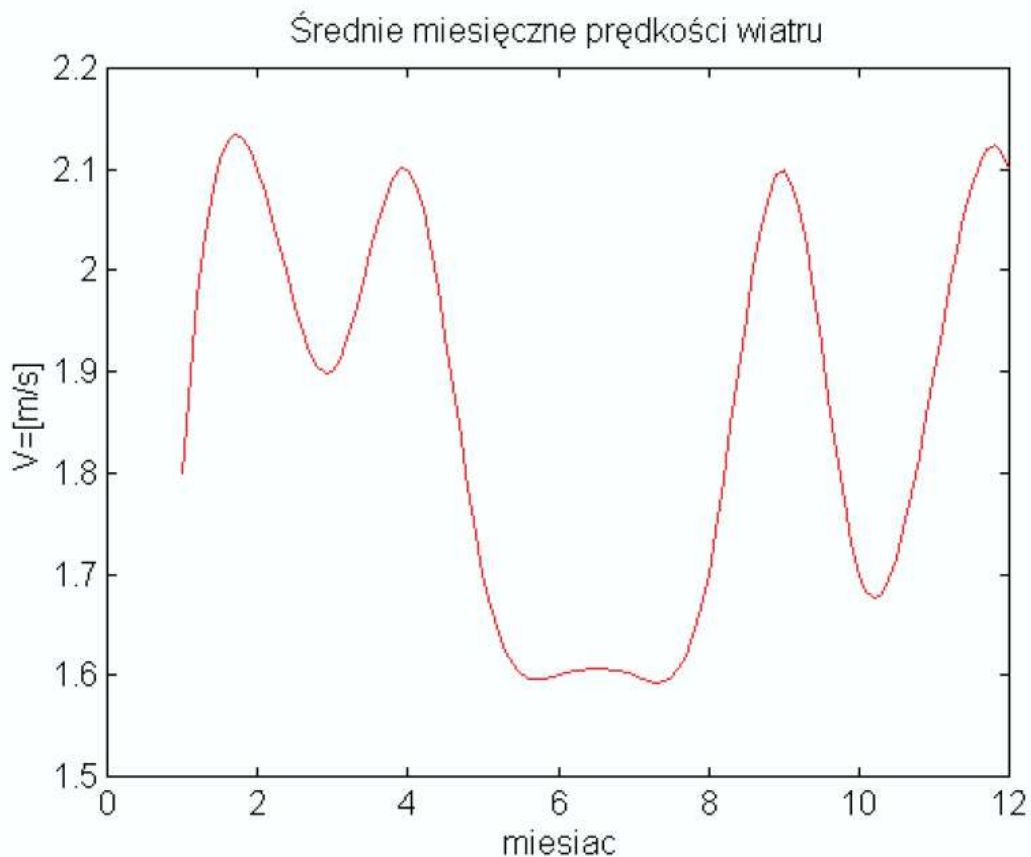
Zimowy wzrost wiatrów południowych wywołany jest aktywnością niżu północnoatlantyckiego. Niż ten tworzy układ izobar nad Polską o kierunku południkowym powoduje adwekcje powietrza z południa i południowego zachodu. Często wiosną nad lądem Eurazji tworzy się układ wysokiego ciśnienia blokujący ruch niżów na wschód. Rozkład ciśnienia nad Środkową Europą tworzy cyrkulacje wschodnią i północno - wschodnią uwidaczniającą się wzrostem częstotliwości napływu mas kontynentalnych i arktycznych. W miesiącach wiosennych wskutek zanikania wiatrów zachodnich zmniejsza się zawartość pary wodnej w powietrzu oraz wartość zachmurzenia powietrza. W czasie czerwca i całego lata rozkład wiatru jest najbardziej równomierny wywołane jest to płytkimi wyżami przemieszczającymi się nad Europą. Na początku jesieni oraz w październiku aktywny staje się wyż azorski sięgający klinem po Polskę. Wiatr w tym okresie ma kierunek zachodni i południowo zachodni przynoszący wilgotne masy powietrza. W listopadzie ponownie wiatr południowy zwiększa swoją częstotliwość zdecydowanie wyprzedzając inne. Wyróżniają się również wiatry równoleżnikowe występujące w czasie 6 dni. W grudniu zwiększeniu względem listopada ulegają dni z wiatrem zachodnim i południowo zachodnim, przy niewielkim spadku wiatru południowego. Wzrost częstotliwości wymienionych wiatrów wywołuje podniesienie wilgotności powietrza, zachmurzenia a w konsekwencji ilość opadów.

### 6.2 Prędkość wiatru

Przeciętna prędkość wiatru w Polsce jest niewielka. Największe prędkości notuje się na Pomorzu i w górach najmniejsze w środkowej i południowej części kraju.

W Strzyżowie wskutek pofałdowanego charakteru podłoża oraz kotlinnego położenia miasta prędkość wiatru jest niewielka wynosi 1.9 m/s. Wartość ta szybko rośnie w miarę wzrostu wysokości. Wskutek braku stacji pomiarowych na zboczach i wierzchowinie określenie dokładnej prędkości wiatru jest niemożliwe. Roczny przebieg średnich miesięcznych prędkości wiatru jest mocno zróżnicowany oraz podobny do wykresu tygodniowych zmian ciśnienia go wywołującego. Prędkości wiatru w poszczególnych miesiącach bardzo dobrze informują o nasileniach cyrkulacji powietrza. W styczniu prędkość wiatru jest niższa od średniej rocznej, ale już w lutym po wzroście aktywności cyrkulacji jego wartość silnie wzrasta. W marcu, kiedy to ilość przemieszczających się frontów jest mała, prędkość wiatru maleje aby w kwietniu znów osiągnąć 2.1m/s. Okres późno wiosenny jak i letni przejawia się najmniejszymi prędkościami wiatru 1.6 - 1.7m/s. W czasie tym gradienty ciśnienia nad Europą Środkową są małe, a układ ośrodków barycznych na mapach synoptycznych jest stabilny.

Miesięczne ilości dni z kierunkiem wiatru										
miesiąc	S	SW	W	NW	N	NE	E	SE	zmienny	cisza
1	11	5	3	1	2	2	1	1	1	4
2	10	3	2	2	3	3	2	2	1	5
3	9	1	2	1	3	3	4	2	2	3
4	7	1	3	2	4	4	6	1	2	0
5	5	1	2	3	3	3	6	2	4	0
6	6	3	3	2	3	3	2	4	3	0
7	4	2	4	2	3	3	5	2	5	1
8	4	4	4	1	2	2	4	4	5	1
9	7	5	4	3	2	2	3	1	2	0
10	7	3	4	1	4	4	3	3	2	1
11	11	2	3	1	2	2	3	2	1	3
12	10	4	5	2	3	3	1	1	1	3
suma	90	37	39	39	34	35	39	24	26	19



We wrześniu gdy różnice temperatur ciepłego morza i już ochładzającego się lądu zaczynają się powiększać gradienty ciśnienia oraz prędkości wiatru rosną. W październiku ponownie cyrkulacja w Polsce słabnie ale wskutek rosnących różnic temperatur morza i lądu w listopadzie i grudniu gwałtownie rośnie zasięg oraz intensywność ruchów w atmosferze.

Średnie miesięczne prędkości wiatru												
miesiąc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
v [m/s]	1.8	1.2	1.9	2.1	1.7	1.6	1.6	1.7	2.1	1.7	1.9	2.1

W ciągu całego roku występuje 36 dni ze średnią dobową prędkością wiatru w przybliżeniu równą zero. Ilość dni z poszczególnymi prędkościami wiatru (v) przedstawia poniższe zestawienie

**0m/s < v 1m/s    147 - 40%**  
**1m/s < v 3m/s    133 - 36%**  
**3m/s < v < 5m/s    28 - 8%**  
**v >5m/s                21 - 6%**

Okazuje się, że najwięcej dni występuje z prędkościami mniejszymi lub równymi 1m/s wliczając w to również zero aż 183 dni. Szczególnie dużą wartość obserwuje się latem. Również duży procent stanowią dni z słabym wiatrem. Bardzo mało dni rejestruje się z silnymi i bardzo silnymi wiatrami.

### 6.3 Zależność prędkości od kierunku wiatru

Istotną rolę przy rozpatrywaniu poziomych ruchów powietrza pełni zależność prędkości od kierunku wiatru. Największe prędkości wiatru występują podczas południowego i południowo zachodniego kierunku wiatru.

kierunek wiatru	S	SW	W	NW	N	NE	E	SE
prędkość $v$ [m/s]	2.5	2.4	1.6	1.9	1.4	1.7	1.3	1.6

Kierunek południowy pokrywa się z przed frontowym kierunkiem wiatru występującym we wschodniej części niżu. W strefie tej występują znaczne gradienty ciśnienia, wywołujące silne wiatry. Wiatr południowo zachodni występuje w ciepłym wycinku niżu ograniczonym frontami ciepłym i chłodnym, w czasie przechodzenia tej części niżu wiatr jest nieco słabszy lecz również dość silny. Po przejściu ostatniego frontu (chłodnego) wiatr skręca na północno zachodni jest porywisty co uwidacznia się wzrostem prędkości wiatru w stosunku do innych sąsiednich kierunków. Wiatry zachodnie, północno wschodnie, oraz południowo wschodnie mają wartości niższe od średniej rocznej. Pewne zdziwienie może budzić wartość prędkości dla kierunku północno wschodniego. Z kierunku tego najczęściej napływają wolno przemieszczające się masy polarno kontynentalne i arktyczne. Najmniejsze prędkości wiatru obserwuje się przy wschodnim i północnym kierunku wiatru, adwekcje powietrza z tych kierunków związane są z wyżami o małych gradientach ciśnienia i zachodzą wolno. Dobowy przebieg prędkości wiatru uzależniony jest od gradientów ciśnienia, jego zmian wywołanych przez przemieszczające się ośrodki baryczne. Najwyraźniejszy jest on w dni o pogodzie bezchmurnej jego charakter wykazuje podobieństwo do funkcji temperatury. Maksymalne prędkości występują w godzinach popołudniowych około godz. 14 w czasie wzmożonych ruchów konwekcyjnych i turbulencyjnych. Potem następuje szybki spadek średniej prędkości do godzin nocnych. W nocy często wiatr przy ziemi zanika aby pojawić się kilka godzin po wschodzie Słońca. W dni pochmurne gdy w atmosferze występują słabe gradienty ciśnienia, wiatr w cyklu dobowym prędkość największą osiąga również po południu, lecz prędkość jego w porównaniu z okresem o pogodzie słonecznej jest niewielka. Maksymalna średnia roczna prędkość wiatru jest notowana podczas pomiaru o godz. 15 i wynosi 2.7 m/s a prędkości minimalne rano o godzinie 7 1.4 m/s i wieczorem o godz. 20 1.5 m/s. Dane te ukazują iż dobowy przebieg prędkości wiatru podczas wszystkich niemal dni roku ma podobny charakter do ukazanego powyżej schematu.

## 7. Zachmurzenie powietrza

Przez zachmurzenie rozumie się stopień pokrycia nieba przez chmury w chwili obserwacji wyrażony w procentach lub oktanach. Chmury najogólniej można podzielić na konwekcyjne, warstwowe (frontowe), orograficzne, turbulencyjne, falowe i inne. Zachmurzenie powietrza pełni wiele istotnych funkcji: gromadzi duże ilości skondensowanej pary wodnej, zmniejsza promieniowanie słoneczne oraz radiację Ziemi. Ponadto chmury magazynują ogromne ilości ładunku elektrycznego przepływającego w czasie burzy. Średnie roczne zachmurzenie powietrza w Strzyżowie wynosi 60%. Największe zachmurzenie trwa od listopada do lutego. W okresie tym wyróżnia się grudzień, kiedy to zachmurzenie wynosi 76%. Jest to miesiąc o zachmurzeniu największym w roku. W czasie zimy zachmurzenie ma charakter warstwowy związany z układami niskiego ciśnienia i frontami atmosferycznymi. Początkowe miesiące wiosny charakteryzują się jednostajnym spadkiem zachmurzenia do maja.

Średnie miesięczne zachmurzenie												
miesiąc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
zachmurzenie [%]	67	69	62	58	53	55	48	52	58	52	71	76

Sytuacja ta spowodowana jest częstą adwekcją czystych arktycznych mas powietrza (rozdział 2). W czerwcu lekko rośnie do 55% co szczególnie uwidacznia się podwyższoną ilością dni z opadem deszczu. Zdecydowanie najpogodniejszymi miesiącami są lipiec oraz sierpień. W pierwszym zachmurzenie spada poniżej 50%. Zachmurzenie tego okresu ma konwekcyjny charakter do częstych chmur należą cumulusy oraz altocumulusy. Również stosunkowo niskim zachmurzeniem odznacza się październik będący najpogodniejszym miesiącem jesieni. Miesiąc ten słynie z występowania okresów ładnej pogody zwanej "Złotą Polską jesienią".

W ciągu całego roku występuje następująca ilość dni z zachmurzeniem (z)

**z <20% (zach. małe) 58 dni - 16%**

**20% < z < 80% (zach. umiarkowane) 148 dni - 41%**

**z >80% (zach. duże) 159 dni - 44%**

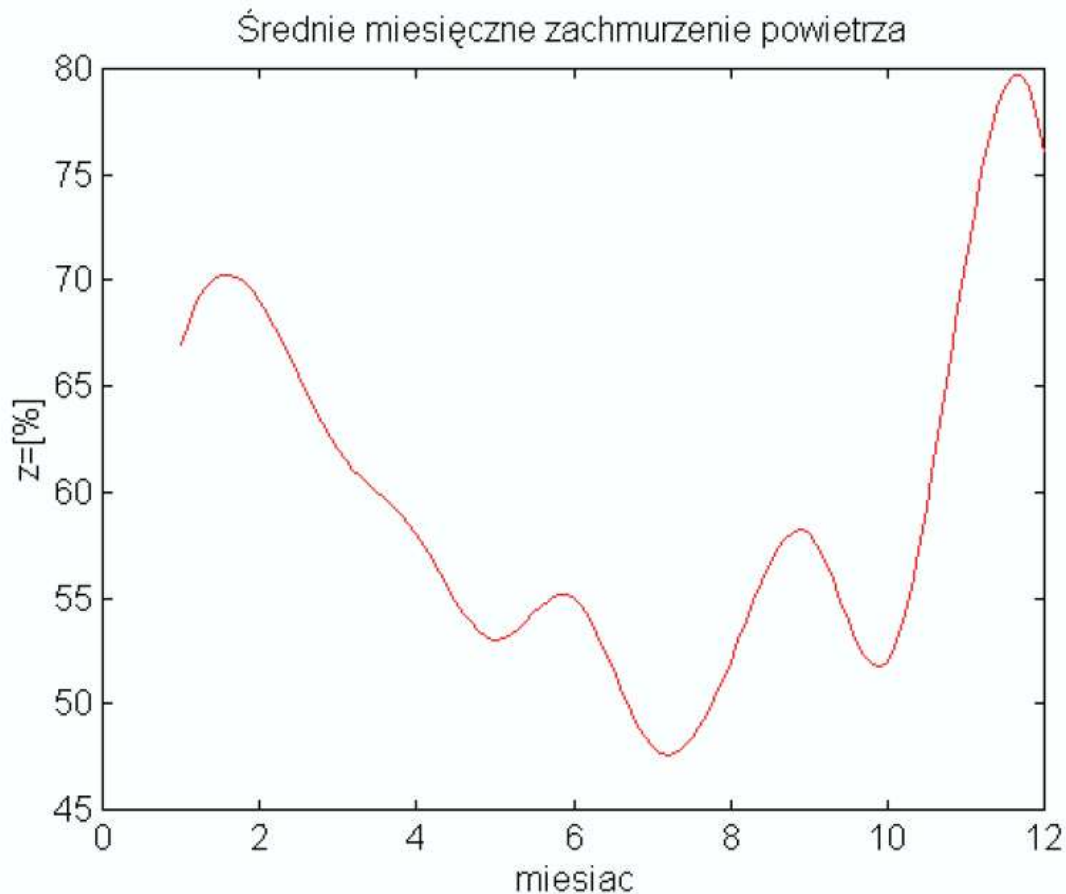
Powyższe zestawienie jest dobrym odzwierciedleniem charakteru zachmurzenia w okolicach Strzyżowa.

W ciągu całego roku dominują dni z pogodą o zachmurzeniu dużym i umiarkowanym. Tylko podczas 16% dni zachmurzenie jest małe. Średnio podczas 21 dni roku chmury w ogóle nie pojawiają się. Podczas miesięcy od maja do października najczęściej dni obserwuje się z zachmurzeniem umiarkowanym, znacznie mniej dni pochmurnych i pogodnych. Natomiast w półroczu chłodnym do listopada do kwietnia również dominuje zachmurzenie umiarkowane, przy czym nie odbiegają mu dni z zachmurzeniem dużym. Zaledwie 12% dni posiada małe zakrycie nieba.

Dobowy przebieg zachmurzenia najlepiej zauważalny jest latem. Maksimum zachmurzenia przypada na godziny południowe, gdy to ziemia jest najbardziej ogrzana a ruchy konwekcyjne szczególnie rozwinięte. W tym czasie zachmurzenie nieba cumulusami przekracza 50%. Z chwilą spadku temperatury zachmurzenie zaczyna obniżać się osiągając

minimum w godzinach wieczornych trwające nieraz całą noc.

W zimie nawet przy niewielkim zachmurzeniu dobowym jego przebieg różni się od letniego. W południe ruchy konwekcyjne prawie nie istnieją (śnieg słabo się ogrzewa) wskutek czego konwekcyjne zachmurzenie nie pojawia się. W nocy podczas dużych spadków temperatury tworzą się przy powierzchniowe chmury warstwowe. Nie oznacza to że podobne chmury w lecie nie pojawiają się, są również obserwowane latem. W zimie w skutek znacznej przewagi dni z zachmurzeniem umiarkowanym i dużym, dobowy przebieg jest słaby lub w ogóle niewidoczny.



Analizując średnie zachmurzenie w godzinach pomiarowych (7, 15, 20) potwierdza się dobowy jego przebieg. Średnie roczne najniższe zachmurzenie występowało o godzinie 15 i wynosiło 57% nieco większe wieczorem godz. 20 59% zaś największe w godzinach porannych godz. 7 64. Podwyższone zachmurzenie w godzinach porannych spowodowane jest mgłą, która w tych godzinach pojawia się najczęściej. Inną wielkością związaną z zachmurzeniem jest usłonecznienie. Usłonecznienie definiuje się jako czas bezpośredniego dopływu promieniowania słonecznego w określonym punkcie. Wyróżnia się usłonecznienie możliwe - astronomiczna długość dnia, rzeczywiste - faktyczną ilość godzin promieniowania słonecznego, oraz usłonecznienie względne wyrażające iloraz usłonecznienia rzeczywistego do możliwego. Usłonecznienie rzeczywiste zależy od długości dnia zachmurzenia oraz stopnia zakrycia horyzontu przez terenowe przeszkody. Ze względu na brak przyrządów do mierzenia usłonecznienia oraz braku dobrego wzoru pozwalającego na obliczenie na podstawie długości dnia i zachmurzenia powietrza usłonecznienia rzeczywistego nie zamieszczam informacji o rozkładzie tego parametru w ciągu roku.



## **8. Opady , pokrywa śnieżna**

Opady atmosferyczne stanowią główne źródło wody na Ziemi. Zamykają one obieg hydrologiczny w przyrodzie. Opady możemy podzielić ze względu na sposób powstawania na konwekcyjne , frontalne oraz mieszane. Do najczęściej spotykanych opadów zalicza się deszcz , mżawkę , śnieg , krupy śnieżne , grad oraz inne.

Najczęściej obserwuje się opady typu frontowego silnie zaznaczające się zimą. W lecie znaczny procent stanowią opady konwekcyjne. Opady pierwszego rodzaju dzielą się na pochodzenia frontu ciepłego, chłodnego oraz mieszane (frontów okluzji). Opady frontu ciepłego są jednostajne zazwyczaj trwają dość długo, lecz są mało wydajne. Opady frontu chłodnego charakteryzują się przelotnymi oraz gwałtownymi opadami deszczu jak i śniegu. Opady konwekcyjne są opadami nawałnymi o bardzo dużym natężeniu w przeciwieństwie do frontowych obejmują swym zasięgiem obszary znacznie mniejsze. Opadom tym towarzyszą burze pojawiające się podczas 14 dni w roku. W konsekwencji w zimie natężenie opadów w stosunku do lata jest mniejsze , występują często słabe opady trwające kilka lub kilkanaście godzin , gdy w lecie przeważnie od paru minut do kilku godzin.

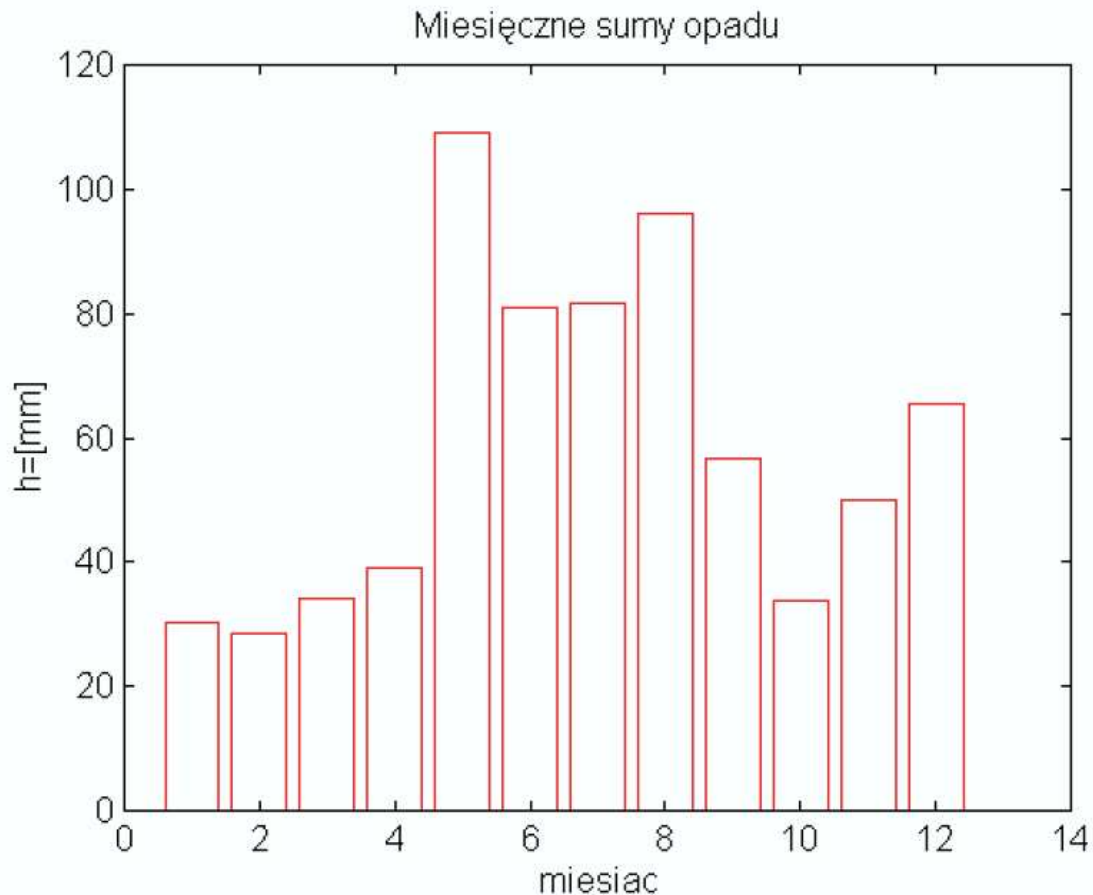
### **8.1 Rozkład roczny opadów atmosferycznych**

W ciągu całego roku występują 157 dni z opadem (43%) w tym opady deszczu 109 (69% dni z opadem), śniegu 41 (26% dni z opadem) oraz śniegu z deszczem 8 dni w roku.

Miesięczne sumy dni z opadem oraz wysokość opadu				
miesiąc	ilość dni z opadem	ilość dni z opadem	ilość dni z opadem	miesięczne sumy opadu w [mm]
	deszczu	śniegu	deszczu ze śniegiem	
1	3	10	0	30.1
2	4	9	1	28.4
3	6	5	1	34.3
4	9	3	1	39.2
5	13	0	0	109.2
6	15	0	0	80.8
7	11	0	0	81.5
8	12	0	0	95.9
9	13	0	0	56.8
10	8	1	0	33.8
11	10	2	3	49.9
12	5	11	1	65.5
suma	108	41	7	705.9

Najwięcej dni z opadami notuje się w porze zimowej ok. 14 dni w lecie ok. 12 dni w miesiącu. Jednak zmiany ich w czasie roku są małe poza październikiem, kiedy ilość opadu spada do 9 i grudniem gdy opady pojawiają się w ciągu 17 dni miesiąca. Nic dziwnego że opady w grudniu występują tak często skoro jest to miesiąc o najwyższym zachmurzeniu. Zastanawiający jest okres czerwca w czasie którego opadów pojawiają się co drugi dzień jednak w stosunku do maja sumy opady są mniejsze. Opady w czerwcu charakteryzują się mniejszym natężeniem. Przyczynami tak częstych opadów są najniższe ciśnienie atmosferyczne w roku oraz wzrost zachmurzenia względem maja.

Opady śniegu występują w ciągu siedmiu miesięcy roku. Największa ilość dni z tego rodzaju opadem przypada na grudzień, ilość dni z opadem przewyższa dni z deszczem przeszło 2 krotnie. W styczniu współczynnik ten wynosi już 3.(3) odzwierciedlając w ten sposób jednostajny charakter opadów. W lutym ilość dni ze śniegiem maleje o jeden dzień za to wzrasta liczba dni z opadem deszczu. W marcu opady deszczu i śniegu mają podobny wymiar (wskaźnik ok. 1). W innych miesiącach opady śniegu mają mniejszy wymiar i w zasadzie nie mają dużego wpływu na pogodę. Roczna suma opadu w Strzyżowie wynosi 705.3 mm. Biorąc pod uwagę okolice południowo wschodnie wysokość ta jest stosunkowo mała choć mieści się w przedziałach dla Podkarpacia. Opady półroczna letniego (od maja do października) stanowią 65 % ogólnej sumy opadów i wynoszą 457.9mm dla półroczna letniego oraz 247.4mm dla zimowego. Region Strzyżowski charakteryzuje się znaczną przewagą opadów letnich nad zimowymi. Miesięczne sumy opadów w jeszcze lepszy sposób odzwierciedlają zróżnicowanie wysokościowe opadów w roku. Początek roku odznacza się najniższymi opadami w styczniu wynoszą 30.1mm w lutym są jeszcze niższe. Statystycznie rzecz ujmując gdyby luty miał tyle dni co styczeń opady w tych miesiącach byłyby niemal identyczne. W lutym nawet wskutek aktywności frontogenetycznej są one niewielkie, fronty przynoszą małe ilości opadu za sprawą niewielkiej ilości pary wodnej w powietrzu. Następne dwa miesiące to powolny wzrost wysokości opadu do 39mm.



Cechą charakterystyczną strzyżowskich opadów jest ich gwałtowny wzrost od kwietnia do maja, kiedy to opady nietypowo dla naszego klimatu osiągają maksymalne sumy. Wysokość opadów w maju wynosi prawie 110 mm i zdecydowanie przewyższa pozostałe letnie miesiące. Dalsze dwa miesiące czerwiec i lipiec charakteryzują się spadkiem sumy opadów do 80 mm. Nietypowo bo w sierpniu opady osiągają drugą wysokość w skali roku, zbliżając się do 100 mm. Częściej w Polsce opady maksymalne notuje w lipcu jednak tu w Strzyżowie nie odgrywają one większej roli w statystykach klimatycznych. We wrześniu opady są już znacznie niższe choć są na poziomie średniej miesięcznej. Październik jest trzecim miesiącem od końca pod względem wysokości opadów. Często w tym miesiącu występują dekady w których nie rejestruje się żadnych opadów. To zahamowanie opadów związane jest z zanikiem aktywności niżowej oraz rozbudowującym się wyżem azorskim. Rozpatrując sytuację z punktu widzenia ilości pary wodnej w powietrzu dochodzi się do wniosku sprzecznego z ilością opadów w tym miesiącu. Okazuje się że w październiku jest brak jakichkolwiek odchyłeń zawartości pary wodnej w powietrzu, a raczej przeciwnie po mokrym wrześniu i przy dość wysokiej temperaturze zapas pary jest duży. W listopadzie następuje wzrost opadów związanych z aktywnością frontową do 50 mm. W grudniu opady są jeszcze o 15 mm wyższe. Przyczyną tego jest duże zachmurzenie i podwyższona względem zimowych miesięcy ilość dni z opadem. Interesujące dane dostarcza tzw. nierówność opadów liczona ze wzoru

$$W = \sum_i^n \frac{m_i - p}{n}$$

gdzie  $n$  - ilość miesięcy,  $p$  - średnia miesięczna wysokość opadu liczona na podstawie sumy rocznej opadu,  $m_i$  - miesięczna suma opadu.

Nierówność opadu liczona z powyższego wzoru dla całego roku wynosi 23.2mm. Wskaźnik ten jest jednym z najwyższych w Polsce informuje, że na przełomie całego roku występują duże wahania opadów, są one albo niższe od średniej miesięcznej (58,8mm) albo wyższe. Rozkład opadów w Strzyżowie jest bardzo chaotyczny szczególnie dotyczy to miesięcy przejściowych pór roku (kwiecień, maj) oraz (październik, listopad) Sytuacja ta jest dość niekorzystna dla rolnictwa (poza wysokimi opadami majowymi) Ciekawych informacji dostarcza ilość opadów przypadających na jeden dzień. Wartość wskaźnika tego wynosi 1.9 mm/dzień przy czym dla półrocza letniego 2.5 mm/dzień zaś dla okresu chłodnego zaledwie 1.4 mm/dzień. Ogólnie w przebiegu rocznym wysokość opadu do ilości dni z opadem wynosi 4.7 mm/dzień z opadem. Wielkość ta informuje o przeciętnej sumie dobowej opadu nie należy tego rozumieć że wahania sum dobowych są niewielkie. Podczas lata zdarzają się dni z opadem ponad 30 mm gdy zimą wynoszą zaledwie kilka milimetrów. Powyższe wielkości dobrze odzwierciedlają różnice opadowe pomiędzy letnią i chłodną porą roku. Największą sumę roczną zanotowano w 1987 882.7 mm zaś przeciwną ekstremalną w 1986 549 mm. Podczas 7-letniego okresu zarejestrowano najwyższą sumę miesięczną w maju 1989 216 mm a w lutym 1986 najniższą zaledwie 6.2 mm. Właśnie opady w maju 1989 przyczyniły się najbardziej do tego iż sumy opadowe w tym miesiącu są najwyższe.

## 8.2 Pokrywa śnieżna

Występowanie pokrywy śnieżnej uzależnione jest od wcześniejszych opadów śniegu przy temperaturze co najwyżej w okolicach zera. Pomiary pokrywy śnieżnej wykonuje się gdy od chwili gdy grubość jest większa od 0.5cm oraz stopień pokrycia śniegiem jest większy od 50%. Uwarunkowania termiczne powodują iż utrzymująca się pokrywa śnieżna pojawia się w listopadzie i kończy się w kwietniu. Tylko w sporadycznych przypadkach okres ten może ulec wydłużeniu. Pojawienie się pokrywy śnieżnej w radykalny sposób zmienia bilans promieniowania terenu. W związku z dużym albedem temperatura powietrza obniża się nad śniegiem. W nocy śnieg emituje znacznie większe ilości ciepła wobec czego silnie ochładza się. Puszysta warstwa śniegu dzięki zawartości powietrza jest dobrym termoizolatorem skutecznie zapobiega zbyttem ochładzaniem się gleby. Wreszcie śnieg wskutek dużego ciepła topnienia, przy adwekcjach ciepłych mas powietrza o temperaturze większej od zera ochładza przygruntowe warstwy powietrza do temperatury zera dopóki, dopóty cały śnieg nie ulegnie stopieniu. W czasie długiego zalegania pokrywy i przy braku nowych opadów diametralnie zmieniają się jego właściwości; albedo spada poniżej 50% a w temperaturze topnienia zanikają jego właściwości termoizolacyjne.

Długość utrzymywania się pokrywy śnieżnej wynosi 64 dni i dobrze odzwierciedla długość zalegania śniegu w województwie rzeszowskim mieszcząca się w granicach (60 - 70 dni). Wartość ta szybko rośnie w miarę wzrostu wysokości przez wysokościowy spadek temperatury.

Grubość i długość zalegania pokrywy śnieżnej		
miesiąc	grubość pokrywy śnieżnej w [cm]	długość zalegania pokrywy śnieżnej
1	16.0	16
2	8.5	13
3	5.0	5
4	3.5	1
11	8.5	6
12	8.0	18
śr./suma	11.6	64

Najdłużej pokrywa śnieżna utrzymuje się w grudniu, przy niezbyt niskiej temperaturze jest to możliwe dzięki wysokim opadom dwukrotnie przewyższające styczniowe. Wskutek niestabilności pokrywy śnieżnej jej grubość jest znacznie mniejsza od obserwowanej w najchłodniejszym miesiącu. W styczniu i lutym pokrywa utrzymuje się około pół miesiąca, mimo niskich średnich miesięcznych temperatur. Warstwa śniegu w tych miesiącach często zanika podczas gwałtownych odwilży, które w lutym są częstsze. Na początku roku grubość pokrywy śnieżnej przewyższa 15cm, gdy w lutym spada niemal dwukrotnie. Podobnymi ilościami (względem siebie) dni z pokrywą wyróżniają się listopad oraz marzec, przy czym w marcu grubość jej jest dużo mniejsza niż w listopadzie. Średnio jeden dzień z warstwą śniegu notuje się w kwietniu, są to oczywiście przypadkowe sytuacje związane z krótkimi ochłodzeniami. Cechą pobliskich obszarów jak i samego Strzyżowa jest duża niestabilność pokrywy w okresie jej występowania mimo to przeciętna jej grubość wynosi aż 12cm.

## 9. Para wodna w atmosferze

### 9.1 Wielkości określające wilgotność

Z wielu względów para wodna jest najważniejszym składnikiem powietrza. W czasie gdy inne składniki zachowują swoją gazową postać, ona to raz skrapla się dając opad deszczu czy śniegu, raz paruje z olbrzymich basenów morskich, tworząc obieg wody w przyrodzie. Zawartość pary wodnej w powietrzu określają następujące parametry:

- wilgotność względna, bezwzględna oraz właściwa
- ciśnienie (prężność) pary wodnej
- niedosyt wilgotności
- temperatura punktu rosy

Para wodna jak każdy gaz wywiera ciśnienie, jego wartość nie zależy od innych gazów występujących w mieszaninie. W związku z tym zawartość pary wodnej w powietrzu można określić za pomocą jego ciśnienia. W określonej przestrzeni w danej temperaturze istnieje skończona wartość pary wodnej, której przekroczenie nie powoduje dalszego wzrostu ciśnienia lecz skraplanie się (następuje kondensacja). To najwyższe ciśnienie nazywa się ciśnieniem pary nasyconej a stan nosi nazwę nasycenia. Mówi się że ciśnienie pary wodnej danej temperaturze ma jedną maksymalną wartość. Ciśnienie pary zależy ściśle od temperatury i szybko zwiększa się wraz z jej wzrostem. Ochładzając pewną zamkniętą przestrzeń powietrza nasyconego parą wodną zmniejsza się pojemność pary w danej temperaturze wobec czego dochodzi do skraplania się jej na zimnej powierzchni ścian naczynia. Podczas wzrostu temperatury ciśnienie pary wodnej nie ulegnie zmianie, lecz para przechodzi w stan nienasycony.

Aktualne jak i maksymalne ciśnienie pary wodnej wyraża się w hpa (mb) lub mm Hg. Jego wartości w szerokościach umiarkowanych wahają się od 0.5 - 45 mb. Wilgotność względna jest to stosunek normalnego ciśnienia pary wodnej do ciśnienia maksymalnego w danej temperaturze wyrażony w procentach. Parametr ten ukazuje stopień nasycenia powietrza parą wodną jest zazwyczaj mniejszy od 100%. Przy stałej ilości pary wodnej wilgotność względna zależy od temperatury i tak przy jej spadku wilgotność rośnie a przy wzroście maleje. Wilgotność bezwzględna wyraża ilość pary wodnej w gramach w 1 m<sup>3</sup> powietrza i określa się wzorem

$$a = 217e/T$$

gdzie a - wilgotność bezwzględna, e - aktualne ciśnienie pary wodnej, T - temperatura w [K].

Wilgotność właściwa jest to ilość gramów pary wodnej znajdującej się w 1 kg powietrza.

Wyraża się wzorem

$$q = 622 e/p$$

gdzie q - wilgotność właściwa, p - ciśnienie powietrza w hpa.

Charakteryzuje się ona tym, że podczas procesów adiabatycznych, sprężania czy rozprężania gazu w odróżnieniu od wilgotności bezwzględnej nie zmienia swojej wartości, ponieważ w czasie tego procesu zmienia ulega objętość a masa pozostaje stała. Niedosyt wilgotności jest to różnica między maksymalnym ciśnieniem pary wodnej a aktualnym ciśnieniem. Wskazuje jak dużo brakuje pary wodnej do osiągnięcia nasycenia. Ważna lecz nie ostatnią wielkością określającą parę wodną jest temperatura punktu rosy. Jest to temperatura w której zawarta w powietrzu para wodna jest nasycona. Rzeczą charakterystyczną jest różnica między temperatura powietrza a temperatura punktu rosy, im mniejsza jest ta różnica tym bliższe jest powietrze stanu nasycenia. W przypadku gdy różnica wynosi zero powietrze osiągnęło nasycenie. Na przykład temperatura powietrza wynosi 20° a wilgotność względna 63 % wówczas stan kondensacji osiągnie powietrze w temperaturze 12.8 °C.

## 9.2 Pomiar wilgotności powietrza

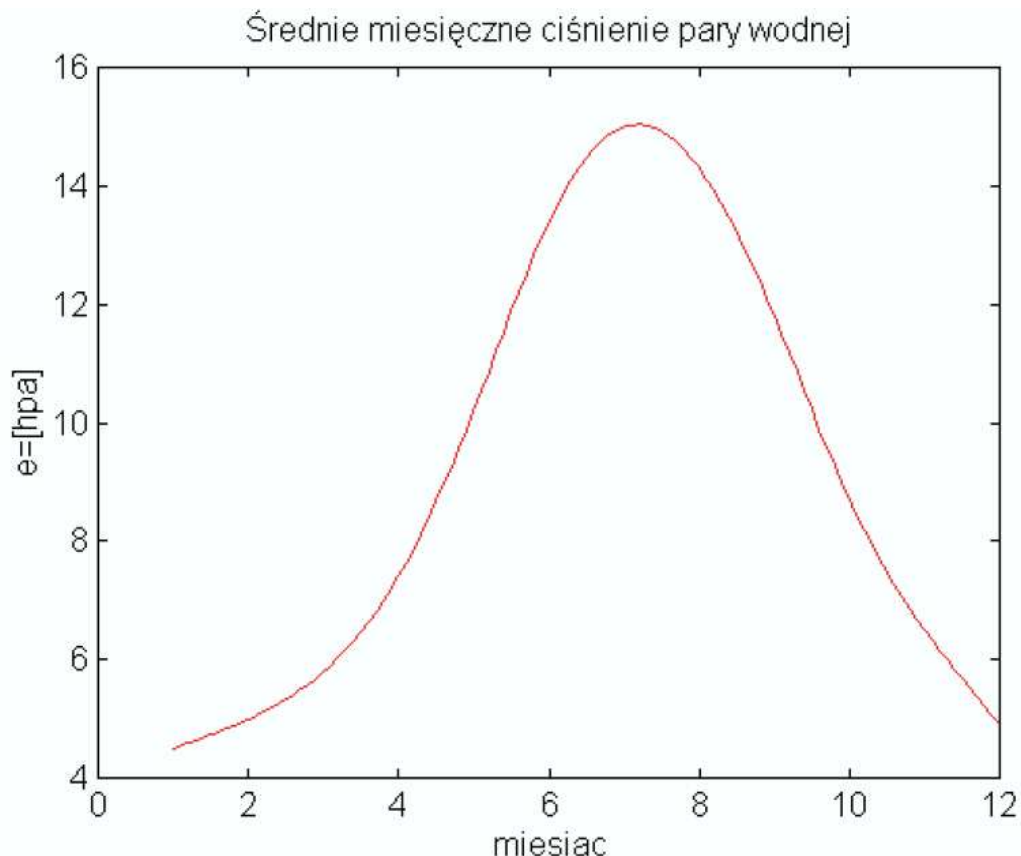
Wilgotność powietrza mierzy się za pomocą psychrometrów i higrometrów. Psychrometr składa się z dwóch identycznych termometrów z których jeden wskazuje aktualną temperaturę powietrza a drugiego zbiorniczek owinięty jest mokrą szmatką nawilżaną ze zbiorniczka z wodą destylowaną. Na powierzchni zbiorniczka z cieczą dochodzi do parowania wody. Intensywność jego zależy od wilgotności powietrza, przy nasyceniu

proces ten zanika i temperatura obydwóch termometrów jest identyczna. W przypadku gdy wilgotność względna jest mniejsza od 100% termometr zwilżony będzie pokazywał temperaturę niższą. Dlatego, że cząsteczki pary wodnej aby oderwać się od wody muszą uzyskać dostateczną energię. Jest ona uzyskiwana kosztem energii wewnętrznej wody. Różnica wskazań termometrów suchego i zwilżanego rośnie wraz i intensywnością parowania a więc ze zmniejszaniem wilgotności. Znając wartości temperatur termometru suchego i zwilżonego łatwo jest wyznaczyć wilgotności powietrza, ciśnienia pary wodnej, niedosytu wilgotności oraz temperatury punktu rosy. Do tego celu używa się tablic psychrometrycznych Rojeckiego.

Drugim przyrządem do mierzenia ilości pary wodnej jest higrometr włosowy. Z jego skali odczytuje się bezpośrednio wartości wilgotności względnej. Ponieważ jest mniej dokładny, częściej używa się psychrometrów.

### 9.3 Przebieg roczny wielkości określających wilgotność powietrza

Stopień zawartości pary wodnej w powietrzu uzależniony jest od temperatury powietrza (prężności pary nasyconej). Jej górna granica jest maksymalną ilością pary jaka może istnieć w powietrzu a jej przekroczenie powoduje kondensacje. Temperatura również reguluje



parowaniem zachodzącym na powierzchni wód lądów roślin (transpiracja). Wraz ze wzrostem temperatury rośnie intensywność parowania a więc i zawartość pary w powietrzu. Z tych przyczyn roczny przebieg wilgotności powietrza jest odzwierciedleniem funkcji temperatury powietrza. Minimalne ciśnienie pary wodnej panuje zimą. Wielkość jej w trzech najzimniejszych miesiącach jest niższa od 5 mb. Maksimum ciśnienia przypada na lipiec osiąga ono 15 mb. Średnia wartość ciśnienia pary wodnej wynosi 9 mb mieści się w wąskim

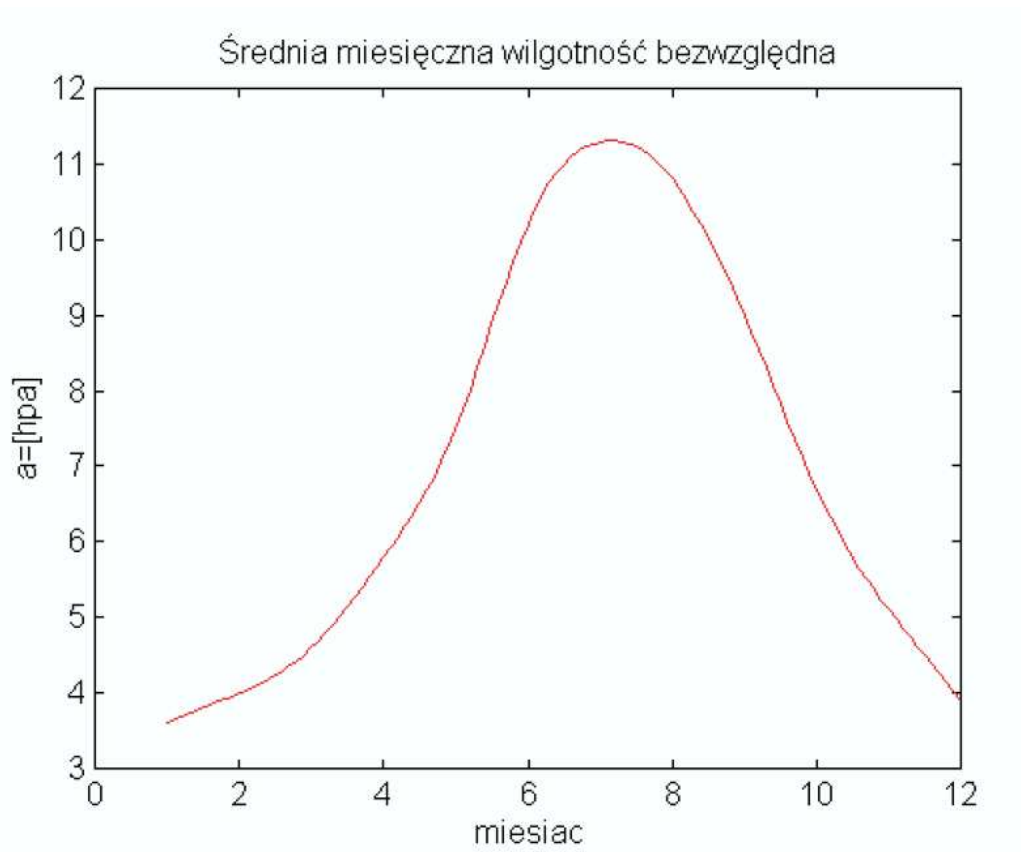
zakresie średnich krajowych. Wilgotność względna wskutek zależności od temperatury i ciśnienia pary wodnej wykazuje w stosunku rocznym przebieg odwrotny do temperatury powietrza. Maksimum wilgotności względnej przypada na okres zimowy a dokładnie na grudzień przeciętna jego wartość wynosi 87%. Minimum obserwuje się wiosną oraz latem, w czasie kwietnia, maja i lipca spada poniżej 75%. Średnia roczna wilgotność względna wynosi 79% informuje iż ciśnienie pary wodnej stanowi 79% ciśnienia pary nasyconej w średniej temperaturze roku.



Wilgotność bezwzględna oraz właściwa wykazują niemal identyczny profil w ciągu roku. Pierwsza z nich jest proporcjonalna do ciśnienia pary i odwrotnie proporcjonalna do temperatury, druga zaś zależy wyłącznie od ciśnienia atmosferycznego i ciśnienia pary wodnej. Ciśnienie atmosferyczne ze względu na małe zmiany procentowe ma mały wpływ na wartość wilgotności właściwej. Tak jak i w przypadku ciśnienia oba typy wilgotności osiągają minimum w styczniu zaś maksimum w lipcu, co jest idealnym odwzorowaniem temperatury powietrza. Charakterystyczną wielkością jest iloraz wilgotności bezwzględnej do właściwej wykazujący niemal stałą wartość około 1.2. Iloraz ten jest równy stosunkowi temperatury powietrza do ciśnienia atmosferycznego i nic dziwnego że się mało zmienia. Średnia roczna wartości wilgotności właściwej wynosi 5.6 g/kg oznacza to iż przeciętnie na 1 kilogram powietrza przypada 5.6 gramów pary wodnej.



Średnie miesięczne wartości wilgotności powietrza				
miesiąc	ciśnienie pary wodnej [mb]	wilgotność względna [%]	wilgotność właściwa [g/kg]	wilgotność bezwzględna [g/m <sup>3</sup> ]
1	4.5	85	2.9	3.6
2	5.0	83	3.2	4.0
3	5.8	78	3.6	4.6
4	7.4	73	4.7	5.8
5	10.2	73	6.3	7.5
6	13.4	76	8.5	10.2
7	15.0	73	9.4	11.3
8	14.3	77	9.0	10.8
9	11.8	80	7.5	9.0
10	8.7	79	5.3	6.7
11	6.5	85	4.1	5.1
12	4.9	87	3.1	3.9
średnio	9.0	79.0	5.6	6.9



pora roku	ciężnienie pary	wilgotność	wilgotność	wilgotność
	wodnej [mb]	względna [%]	właściwa [g/kg]	bezwzględna [g/m <sup>3</sup> ]
zima	5.1	82	4.1	5.1
wiosna	10.3	74	7.8	10.3
lato	13.7	77	10.4	13.7
jesień	6.7	84	5.2	6.7



Wartości ciśnienia pary, wilgotności właściwej i bezwzględnej odzwierciedlają temperaturę pór roku. Najniższe wielkości tych parametrów występują zimą i jesienią a maksymalne do nich latem oraz wiosną. Nieco inaczej rzecz się ma z wilgotnością względną. Maksymalne wartości notuje się jesienią gdy zapas wilgoci po obfitych opadach letnich jest duży, a temperatura już niska. W zimie wilgotność względna jest o 2% niższa, zaznacza się to niedoborem pary w powietrzu wywołanym niską temperaturą oraz słabym parowaniem. W czasie napływu mroźnych, kontynentalnych mas powietrza wilgotność ta spada do 60 - 70%. Nieco niższe wartości obserwuje się latem, mimo najwyższego ciśnienia pary. Sprzyja temu wysoka temperatura powietrza. Najniższe wilgotności względne panują wiosną, gdy po zimie powietrze zawiera znikome ilości pary, temperatura jest wysoka a częste kontynentalne masy powietrza wysuszają ziemię. Pewnym plusem w tym okresie jest topniejąca pokrywa śnieżna, która zamieniona w wodę przy dość wysokiej temperaturze intensywnie paruje.

#### 9.4 Dobowy przebieg wilgotności powietrza

Dobowy przebieg wilgotności jest bardzo podobny do rocznego przebiegu wilgotności i dobowego wykresu temperatury. Analogicznie jak w przypadku temperatury wahania dobowe ciśnienia pary oraz wilgotności powietrza są większe latem a mniejsze zimą. Różnice w zmianach parametrów wilgotnościowych wynikają ze wzrostu zachmurzenia w chłodnej porze roku, obecności pokrywy śnieżnej zmniejszającej parowanie (sublimacje). W zimie w przebiegu wilgotności względnej zauważa się ciekawą własność. Podczas napływu arktycznych mas powietrza wilgotność obniża się wykazuje małe zmiany w ciągu doby, gdy adwekcja ciepłych atlantyckich mas przynosi topnienie pokrywy wzrost a zarazem większe zmiany wilgotności w cyklu dobowym.

W chłodnej porze roku największe wahania obserwuje się przy małym zachmurzeniu i całkowitym braku pokrywy śnieżnej. Jednak nawet w czasie bezchmurnej pogody wykres wilgotności wykazuje fluktuacje. Nieregularności na wykresie powstają za sprawą turbulencyjnego charakteru wiatru, zmieniający w sposób przypadkowy prędkość i kierunek przepływu pary wodnej. Wahania dobowe wilgotności przy braku warstwy śniegu i małym zachmurzeniu wynoszą od 30% do 40%. Wilgotność osiąga swoje maksimum w godzinach nocnych i porannych podczas największych spadków temperatury. Minimalne wartości występują w godzinach południowych i popołudniowych, gdy temperatura jest maksymalna. Występujące odchylenia od powyższej reguły wywołana są zmianami zachmurzenia, siły wiatru oraz opadami. Tymczasem analizując wilgotność powietrza nad pokrywą śnieżną zauważa się znaczne zmniejszenie zmian dobowych przy tym samym zachmurzeniu. Ponadto widoczne jest wyraźne przesunięcie ekstremów funkcji o 1-2 godz. w ten sposób że przebieg temperatury wyprzedza wilgotność względną. Stosunkowo niskie wahania obserwuje się przy dużym zachmurzeniu, przebieg dobowy jest stabilny, osiągający niewielkie odchylenia w czasie minimalnej i maksymalnej temperatury powietrza.

Wiosną zmiany wilgotności w ciągu dnia o małym zachmurzeniu nieba są większe niż zimą przy tych samych warunkach. Wywołane jest to dość wysoką temperaturą oraz dużym parowaniem w tej porze roku. W obu przypadkach wartości charakterystyczne (ekstrema) niemal się pokrywają. Latem w Strzyżowie wilgotność względną jest niska w dzień w godzinach południowych przy odpowiednio małym zachmurzeniu spada do 40 - 50%. Jej wahania w tym okresie są maksymalne. W przebiegu dobowym jeśli zachmurzenie jest stałe oraz niewielkie maksymalne wilgotności względne obserwuje się nocą w dość szerokim przedziale czasu od 2 do 6 poczym jej wartość spada początkowo wolno a w godz. 10 - 12 bardzo szybko osiągając minimum od 14 do 16.

## **9.5. Parowanie, niedosyt wilgotności i temperatura punktu rosy**

Parowanie jest procesem fizycznym zachodzącym samorzutnie na powierzchni cieczy (poniżej temperatury wrzenia) jest przejściem z stanu ciekłego w gazowy. Z punktu widzenia kinematyki molekularnej cząsteczki wody posiadają pewną średnią energię kinetyczną, która przy temperaturze niższej od temperatury wrzenia nie może przezwyciężyć sił przyciągania międzycząsteczkowego. Ruch molekuł jest chaotyczny cząstki miliony razy zmieniają prędkość i kierunek ruchu. Istnieją molekuly o zróżnicowanych prędkościach chwilowych i jeśli cząsteczka o odpowiedniej energii kinetycznej znajdzie się w pobliżu powierzchni cieczy, odrywa się od niej przedostając się do przyległego powietrza. Gdy duże ilości cząsteczek o wysokich prędkościach przedostaną się do atmosfery wówczas pozostaną w niej molekuly o niższych prędkościach ich średnia energia kinetyczna obniży się. Ponieważ energia ta proporcjonalna jest do temperatury, temperatura wody obniży się. Miarą energii potrzebnej do odparowania masy cieczy jest ciepło parowania. Dla wody ciepło parowania jest bardzo wysokie przyczynia się to do znacznego obniżenia temperatury wody co doskonale jest widoczne w psychrometrach. Porcja energii potrzebna do przezwyciężenia przyciągania międzycząsteczkowego nie jest stała, ulega zmianom pod wpływem ciśnienia i temperatury. Przy standardowym ciśnieniu oraz temperaturze 0° wynosi 2490 KJ/kg a w temperaturze 20° 2450 KJ/kg. Oznacza to iż wzrost temperatury obniża ciepło parowania. Podczas podwyższania temperatury cieczy średnia energii kinetyczna cząstek rośnie wobec czego więcej molekuł osiąga minimalną prędkość potrzebną do przejścia z jednego stanu w drugi. parowanie staje się intensywniejsza. Straty ciepłne pomimo spadku temperaturowego ciepła parowania są coraz większe. Równolegle do procesu odrywania się cząstek wody odbywa się ich proces powrotu. Cząsteczki pary po oderwaniu się od wody w powietrzu

wielokrotnie odbijają się między sobą i cząsteczkami powietrza. W pewnych okolicznościach prędkości molekuł mogą zmaleć o gdy znajdzie się ona w pobliżu cieczy zostanie ponownie pochłonięta przez nią. W czasie parowania ilość odrywających się cząstek do powracających jest większa. Gdy powietrze jest nasycone a para osiągnęła prężność maksymalną w danej temperaturze ilość obu rodzajów cząstek jest identyczna (brak dopływu pary z wody do powietrza).

Intensywność parowania oprócz tego że zależy od temperatury to dużą rolę na niego mają niedosyt wilgotności powietrza w temperaturze powierzchni parującej, prędkość wiatru oraz ciśnienie atmosferyczne. Wiatr przemieszcza parę znad powierzchni parującej obniżając w ten sposób niedosyt i parowanie rosną. Ciśnienie ze względu na małe wahania na Ziemi nie odgrywa większej roli przy parowaniu Jego wpływ zauważa się dopiero w terenach wysokogórskich. Ciśnienie przy znacznych zmianach ma wpływ na temperaturę wrzenia oraz prężność pary nasyconej w ten sposób, że spadek ciśnienia wywołuje obniżenie temperatury wrzenia. Wobec tego zmianie ulega intensywność parowania, tak że obniżenie ciśnienia wywołuje wzrost parowania przy czym zawartość pary w danej temperaturze spada. Autorzy podręczników meteorologii mają tutaj podzielone zdania jedni uważają że intensywność parowania i ciśnienie powietrza są wzajemnie proporcjonalne a inni że te dwie wielkości są odwrotnie proporcjonalne. Chromow w "meteorologii i klimatologii" podziela tę drugą zależność lecz popiera ją sprzecznym wzorem z którego wynika, że ciśnienie nie wpływa na intensywność parowania.

Podczas występowania pokrywy śnieżnej odbywa się sublimacja czyli przejście ciała stałego w lotne bez stanu pośredniego. Wyższe wartości sił spójności między molekułami śniegu a molekułami wody podwyższają energię potrzebną cząstką aby oderwały się od ciała stałego. Z wyższości wartości ciepła sublimacji nad ciepłem parowania wynika , że zimą ilość pary jest mniejsza w przeciwieństwie do ciepłej pory roku. Znacznie większe straty ciepła powoduje sublimacja , ale pomimo małej intensywność nie przybierają one dużych rozmiarów. Wielkością charakteryzującą parowanie jest parowanie potencjalne oznaczające ubytek wody przez odrywanie się molekuł wody nieograniczone zasobami wodnymi. Ze względu na brak pomiarów parowania możliwe jest określenie tej wielkości na drodze statystycznej. Istnieje wiele wzorów umożliwiających obliczenie parowania potencjalnego jednym z nich jest wzór Iwanowa :

$$E_o = 0.0018(100\% - f)(25 + t)^2$$

$E_o$ - parowanie potencjalne w [mm], f - wilgotność względna, t - temperatura powietrza w [°C]

Roczny przebieg parowania potencjalnego wykazuje znaczne podobieństwa do temperatury i niedosytu wilgotności. Najniższe parowanie notuje się w styczniu zaś najmniejszy niedosyt występuje w grudniu w miesiącu o dużej wilgotności względnej. To przesunięcie minimalnej wartości spowodowane jest temperaturą powietrza, która w styczniu jest znacznie niższa.

Maksymalne parowanie i deficyt wilgotności notuje się w letniej porze roku.

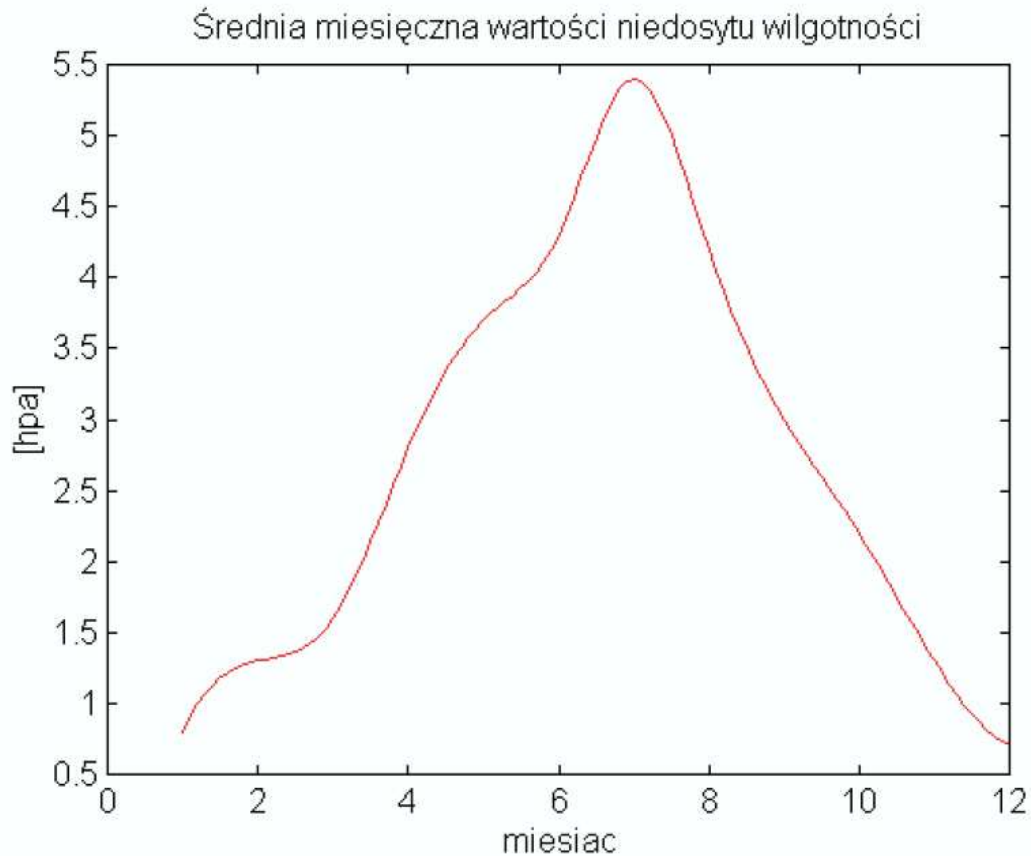
Średnia wartość parowania i niedosytu wilgotności w poszczególnych porach roku przedstawia się następująco :

**zima 19.4 mm - 1.2 mb**

**wiosna 63.4 mm - 3.6 mb**

**lato 70.3 mm - 4.2 mb**

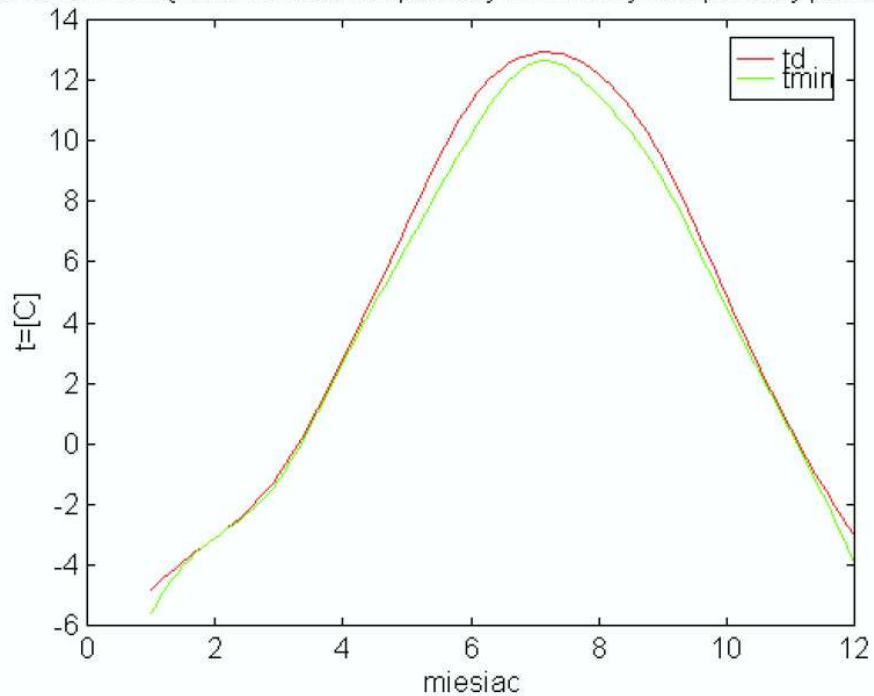
**jesień 25.0 mm - 1.4 mb**



Zdecydowanie największe wartości obu parametrów występują latem, nieco niższe na wiosnę. Skrajnie niskie parowanie i niedosyt występuje jesienią oraz zimą. Z informacji zawartych w powyższym zestawieniu wynika proporcjonalność parowania potencjalnego do niedosytu wilgotności. Wartość współczynnika proporcjonalności waha się w granicach 16 - 17. Wahania współczynnika wywołane są zmiennością siły wiatru, temperatury powietrza oraz błędem pomiarowym. Jednak mimo tego jest to dobry przykład proporcjonalności tych wielkości. Nie sposób przy analizie ilości pary wodnej w powietrzu pominąć wielkości zwanej temperaturą punktu rosy. W przebiegu rocznym obu wielkości zauważa się ich znaczne podobieństwo. Wartości średniej temperatury minimalnej podczas niemal wszystkich miesięcy są mniejsze od temperatury punktu rosy przeciętnie o  $0.5^{\circ}$ . Jeżeli założyć, że minimalna temperatura powietrza występowała w podobnych godzinach nocnych, wówczas obniżenie temperatury poniżej temperatury punktu rosy wywołane jest kondensacją (powstawanie rosy, mgły). Istnieje jeszcze wiele wytłumaczeń tego zjawiska jest to adwekcja mas powietrza oraz grawitacyjny spływ powietrza w czasie którego tworzą się zastoiska zimnego powietrza w terenie kotlinnym. O tego typie zjawiskach będzie mowa w rozdziale klimat lokalny.

Średnie miesięczne wartości parowania potencjalnego				
miesiąc	parowanie potencjalne [mm]	niedosyt wilgotności [mb]	śr. temperatura punkty rosy	śr. temperatura minimalna
1	12.7	0.8	-4.8	-5.6
2	15.6	1.3	-3.1	-3.1
3	30.0	1.6	-1.0	-1.2
4	52.6	2.8	2.8	2.7
5	68.7	3.7	7.2	6.5
6	50.5	4.3	11.3	10.2
7	88.2	5.4	12.9	12.6
8	72.0	4.2	12.2	11.5
9	50.6	3.0	9.4	8.7
10	41.2	2.2	4.9	4.5
11	20.6	1.3	0.5	0.4
12	13.6	0.7	-3.0	-3.9
śr./sumy	536.3	2.6	4.1	3.6

Średnie miesięczne wartości temperatury minimalnej i temperatury punktu rosy



## 10 Mgły i zamglenia

Mgłą nazywamy skupisko produktów kondensacji wyniku, której widzialność pozioma spada poniżej 1 km. W temperaturach dodatnich mgły składają się z drobnych kropelek wody. W temperaturach ujemnych do  $-10^{\circ}$  dominują krople przechłodzone zaś poniżej tej temperatury kryształki lodu. Ze względu na sposób powstawania oraz zasięg wyróżnia się mgły radiacyjne, adwekcyjne, z parowania oraz frontowe. Jedną z najczęściej spotykanych mgieł jest mgła radiacyjna powstaje ona przy silnym wypromieniowaniu ciepła i spadku temperatury poniżej temperatury punktu rosy. Mgła ta obejmuje swym zasięgiem przyziemne kilkudziesięciometrowe warstwy powietrza. Pojawiają się podczas bezchmurnych i bezwietrznych nocy zanikają po wschodzie Słońca. Charakterystyczną cechą strefy mgły radiacyjnej jest pionowa inwersja temperatury, oraz występowanie w zagłębieniach terenowych. Mgły radiacyjne najczęściej występują wczesną jesienią i latem. Są zwiastunem ładnej pogody w ciągu dnia. Mgły te mogą obejmować znacznie większy obszar poziomy i pionowy. Związane są z rozległymi wyżami barycznymi, w których powietrze stale opada a osiągając powierzchnię ziemi dzień po dniu ochładza się. Mgły te występują nawet przez kilkanaście dni.

Mgły adwekcyjne powstają w wyniku napływu ciepłych i wilgotnych mas powietrza nad chłodny ląd, wobec czego napływająca masa powietrza ochładza się poniżej temperatury punktu rosy i następuje kondensacja. Mgły te występują przy dużych prędkościach wiatru w chłodnej porze roku szczególnie w listopadzie i grudniu. Mgła adwekcyjna obejmuje swym zasięgiem znaczną grubość powietrza.

Mgły frontowe występują na granicy dwóch mas powietrza. Powstają w wyniku mieszania się tych mas przeważnie w strefie frontu ciepłego. Cechą charakterystyczną mgieł frontowych jest ich pojawianie się w obszarze przedfrontowym, w którym to często występują opady mżawki. Mgły z parowania powstają nad zbiornikami wodnymi lub po obfitych opadach nad lądem. Wywołane są silnym parowaniem należą do mgieł bardzo niestabilnych szybko zanikających.

W Strzyżowie mgły pojawiają się podczas 34 dni w roku. Są to najczęściej mgły radiacyjne oraz adwekcyjne. Zazwyczaj mgły obserwowane są rano. Zanikają one w ciągu dnia utrzymują niekiedy jednak utrzymują się przez większą część doby.

Miesięczne ilości dni z mgłą

Miesiąc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	2	1	2	2	3	2	1	4	6	5	4	2

W przebiegu rocznym mgły najczęściej pojawiają się na przełomie lata i jesieni, kiedy powietrze po dużych opadach sierpniowych zawiera dużo wilgoci zaczyna się ochładzać. Miesiącem wyróżniającym się jest wrzesień. Podczas 20% dni tego miesiąca pojawiają się mgły. Również dużą ilością dni z mgłą odznacza się październik słynny z pogody słonecznej i "Babiego lata". W tym miesiącu mgły mają charakter radiacyjny obserwowane są nocą i nad ranem. Ponadto podwyższoną względem innych miesięcy ilością dni z mgłą charakteryzuje się sierpień oraz listopad.

Znacznie mniejsza ilość mgieł przypada na miesiące zimowe oraz wiosenne. W okresie tym ilość pary wodnej w powietrzu jest niewielka i ze względu na napływ kontynentalnych mas powietrza mgły pojawiają się rzadko. Zimą częściej występują mgły radiacyjne obejmują jednak niewielkie obszary szczególnie zagłębienia terenowe. Podczas silnych spadków temperatury obniżające się do powierzchni ziemi stratusy tworzą cienkie warstwy mgły.



Najrzadziej mgły obserwuje się w lutym i lipcu tylko podczas jednego dnia. Wywołane jest to małymi opadami oraz charakterystycznymi dla lipca niską wilgotnością względną. Znacznie częściej w przyrodzie mamy do czynienia z zamgleniami, czyli zmętnieniem powietrza nieograniczające widzialności poniżej 1 km. Powstają one wskutek dużej wilgotności oraz opadów śniegu lub deszczu. Najczęściej tego typu zjawiska powstają w wilgotnych, morskich masach powietrza.

## 11 Ogólne cechy klimatu Strzyżowa

Niemal cała Europa znajduje się w obrębie klimatu umiarkowanego. Ten typ klimatu charakteryzuje się całoroczną przewagą napływów polarnych mas powietrza. Ze względu na stopień oddziaływania lądu i oceanów klimat umiarkowany dzieli się na kontynentalny i morski.

Klimat kontynentalny panuje wewnątrz ogromnych lądów odznacza się mroźnymi zimami, gorącymi latami, dużymi amplitudami temperatury, małą wilgotnością, dużym parowaniem potencjalnym, niewielkimi opadami o charakterze konwekcyjnym z mocnym nasileniu letnim ponadto małym zachmurzeniem, wysokim ciśnieniem atmosferycznym w czasie zimy i obniżonym w czasie lata, małą ilością dni z frontami, oraz cieplejszą wiosną w stosunku do jesieni.

Klimat morski silnie zaznacza się na terenach przybrzeżnych sięgających do kilku tys km w głąb lądu. Do jego reprezentatywnych cech zalicza się: dominację morskich mas Powietrza, małe amplitudy temperatury, wysoką wilgotność i zachmurzenie o warstwowym charakterze oraz małe parowanie. Klimat ten zaznacza się dużą sumą opadu o nasileniu zimowym, znaczą ilością dni z frontami, z którymi związane są prawie wszystkie opady. Średnia temperatura jesieni jest wyższa od równoległej wiosennej, co spowodowane jest dużą pojemnością ciepłą móż. Do częstych zjawisk należą silne wahania ciśnienia oraz porywisty wiatr.

Strzyżów jak i cały obszar Europy środkowej znajduje się w strefie ścierania się wpływów kontynentalnych i oceanicznych mas powietrza. Częste zmiany pogody w tym rejonie przyczyniły się do nazwania tego typu klimatu jako przejściowy. Średnia roczna temperatura powietrza w Strzyżowie  $7.4^{\circ}$  stawia go w typie klimatu umiarkowanie ciepłego ( $6-8^{\circ}$ ). W ciągu roku obserwuje się całkowity zanik dni gorących z temperaturą wyższą od  $18^{\circ}$  występujących w kontynentalnym typie klimatu, na tej samej szerokości geograficznej. Występują trzy miesiące z temperaturą ujemną, co np. w klimacie morskim jest raczej niespotykane. Duża różnica pomiędzy temperaturą wiosną i jesieni oraz występowanie grudnia (miesiąc astronomicznie jesienny) z temperaturą o  $3.4^{\circ}$  niższą od marca (miesiąc astronomicznie zimowy) stawia okolice Strzyżowa w strefie klimatu bardziej kontynentalnego.

Dość ważną rolę przy opisie klimatu pełni między dobowa zmienność temperatury wyrażająca się wzorem

$$w = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-1} |t_i - t_{i+1}|$$

gdzie  $t_i$ - średnia dobowa temperatura powietrza,  $t_{i+1}$ - średnią dobowa temperatura powietrza następnego dnia. Wartość między dobowej zmienności temperatury w ciągu roku wynosi około  $2^{\circ}$  co oznacza, że przeciętna zmiana temperatury z dnia na dzień wynosi właśnie  $2\%$ . Wielkość ta jest dość duża, potęgująca przejściowość klimatu Strzyżowa. Ze względu na brak informacji o tej wielkości z innych stacji Europy trudno jest porównywać ją z miejscowościami o zróżnicowanych warunkach klimatycznych. Między dobowa zmienność temperatury rośnie w miarę zwiększania przejściowości klimatu maleje nad rozległymi lądami i obszarami około wybrzeżowymi.

Rozpatrując średnie miesięczne wartości między dobowych zmian temperatury uważa się wzrosty tej wielkości związane z aktywnością frontogenetyczną, a spadek z zanikiem dynamicznych zmian barycznych, dominacją wyżów.

Do określenia stopnia kontynentalizmu klimatu używa się różnego rodzajów wzorów

empirycznych, na przykład wzór Iwanowa

$$k = \frac{a + A + 0.25d}{0.14 + 0.36\alpha} \cdot 100\%$$

gdzie A jest roczną amplitudą temperatury i wynosi w Strzyżowie 20.9°, a jest średnia dobową amplitudą temperatury (8.4°), d oznacza średni roczny niedosyt wilgotności (2.6 mb), zaś  $\alpha$  odpowiada szerokość geograficznej. Dla Strzyżowa wartość tego wskaźnika wynosi, 94% przy czym jest on tak dobrany, że dla klimatu przejściowego wynosi 100%. Nieco niższa wartość budzi pewne zaskoczenie gdyż stawia ona obszar Strzyżowa w strefie klimatu bardziej morskiego. Jednak sposób obliczenia wskaźnika jest mocno ograniczony, nie uwzględnia on wszystkich a przynajmniej najważniejszych elementów klimatu. Wartości wzoru dla tych samych szerokości geograficznych zależą jedynie od amplitudy temperatury i niedosytu wilgotności. Rosną w miarę wzrostu kontynentalizmu klimatu. Przyczyną tak niskiego współczynnika klimatu Strzyżowa są małe amplitudy temperatury, a co za tym idzie dość krótki okres badań meteorologicznych.

Inny wzór przedstawił Johanson zmodyfikowany następnie przez Ringleba

$$k = 0.16 \left( 15 \frac{A}{\sin \alpha} - 14 \right) + 36 - D$$

gdzie D oznacza różnicę między średnią temperaturą jesieni i wiosny która wynosi 6.2°. Tym razem wartość współczynnika k jest tak dobrana, że klimatu najbardziej oceanicznego (na podstawie miasta Thorshorn) wynosi 0% zaś dla klimatu miejscowości o klimacie najbardziej kontynentalnym (Wierchojańsk) wynosi 100%. Wartość wzoru dla Strzyżowa wynosi 58% stawiająca okolice miasta w klimacie z przewagą wpływów kontynentu. Bezpośrednio do tego przyczynia się znaczna różnica między temperaturą wiosny i jesieni. Jesień wskutek niskiego położenia Słońca nad horyzontem w klimacie kontynentalnym jest znacznie chłodniejsza. Natomiast w strefie wpływów morskich mas powietrza jest zupełnie odwrotnie. Przyczyna tego tkwi w dużym ciepłe właściwym wody w porównaniu do lądu.

Chromow zaproponował jeszcze inny wzór

$$k = \frac{A - \sin \alpha}{A} \cdot 100\%$$

Jak wynika ze wzoru wartość k nie przekracza 100%. Wartość współczynnika kontynentalizmu w Strzyżowie wynosi 80%, podobne wielkości obserwuje się w środkowo-wschodniej Europie. W centralnej Eurozji przekracza 90%. Złą stroną wszystkich tych wzorów jest brak wszechstronności elementów meteorologicznych składających się na klimat takich jak: zróżnicowanie opadów, zachmurzenia, ciśnienia ponadto brak wskaźnika między dobowej zmienności temperatury i wielu innych parametrów.

Wnioski wypływające z przeanalizowanych wzorów potwierdzają silną przejściowość klimatu Strzyżowa wahającą się w ciągu dni to w stronę wzmożonych wpływów kontynentu, to w stronę większych wpływów oceanu. Warunki klimatyczne charakteryzują się dużą zmiennością z roku na rok, co dobrze widoczne jest podczas obliczania wskaźników kontynentalizmu dla poszczególnych lat. Maksymalne wahania tego współczynnika wynoszą 40%. Najniższy wskaźnik zanotowano 1990 roku 84% zaś najwyższy 1987 roku 124%. Znaczne kontrasty pogodowe w poszczególnych latach uzależnione są przede wszystkim od temperatury zimy. Właśnie ta pora roku odznacza się największą zmiennością termiczną. Z roku na rok występują zimy ciepłe, oceaniczne oraz mroźne kontynentalne. Ostatnio zimą zaznaczają się anomalie ciepła przynoszoną przez wilgotne morskie masy powietrza przy jednoczesnym spadku ilości lat z zimami chłodnymi. Obserwuje się spadek kontynentalizmu klimatu chłodnej pory roku, choć średnie roczne pozostają na normalnym poziomie. Silnie kontynentalny charakter klimatu występuje latem, okres ten charakteryzuje się

występowaniem dużych amplitud temperatur, znacznym wzrostem częstotliwości opadów konwekcyjnych i co jest najważniejsze średnie temperatury lata są ustabilizowane mało zmieniające się z roku na rok.

Przejściowy klimat Strzyżowa uwidacznia się dużą ilością dni z frontami atmosferycznymi. Podczas 225 dni w roku przemieszczają się fronty. Przechodzące fronty wywołują ogromne zmiany elementów meteorologicznych. Nadrzędną cechą frontów jest oddzielanie fizycznie różniących się mas powietrza. Podczas przechodzenia frontów następuje znaczna zmiana ciśnienia, kierunku wiatru, występuje wzrost prędkości wiatru. Ponadto obserwuje się wzrost zachmurzenia, wilgotności do wystąpienia opadów. Zmiany temperatury zależą od charakteru frontu oraz pory roku. Przeważnie przed frontem zalega powietrze kontynentalne. Zimą silnie wychłodzone a latem silnie ogrzane. Po przeciwnej stronie frontu zalega masa morska wilgotna. Generalnie w lecie w czasie przechodzenia frontu niezależnie od jego właściwości termicznych temperatura spada, a w zimie podnosi się. Temperatura stabilizuje się na poziomie temperatury zafrontowej masy powietrza po ustaniu opadów. Przyczynia się to często do nieporozumień odnoszących się do rodzaju frontu jest to tzw. maskowanie frontu. Duża częstotliwość dni z frontami atmosferycznymi wywołuje częste zmiany cyrkulacji powietrza. Przemierzające się na wschód niższe baryczne wywołują częste wahania ciśnienia charakterystyczne dla przejściowego typu klimatu. Nie są one tak drastyczne, jakie występują w strefie międzyzwrotnikowej. Zmiany cyrkulacji powietrza wywołują niestabilny kierunek wiatru. W Strzyżowie pomimo znacznej przewagi wiatrów południowych do dość częstych zjawisk należą zmiany jego kierunku, zarówno w letniej jak i chłodnej porze roku.

Szerokie zastosowanie przy ocenie uwilgotnienia klimatu znalazł wskaźnik suchości Iwanowa

$$k = P / E$$

gdzie k jest wskaźnik suchości, P jest sumą opadu, zaś E jest sumą parowania potencjalnego. Wskaźnik dostarcza informacji, w jakim stopniu opady na danym obszarze mogą równoważyć straty wilgotności wywołane parowaniem.

Miesięczne wartości wskaźnika suchości

Miesiąc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
k	2.4	1.8	1.1	0.8	1.6	1.2	0.9	1.3	1.1	0.8	2.4	4.8

W zimie wskutek znacznej przewagi opadów nad parowaniem zasoby wilgoci są duże. Współczynnik k jest wyższy od 2 w grudniu osiąga wartość maksymalną. Opady w tym miesiącu niemal pięciokrotnie przewyższają parowanie. Półrocze letnie charakteryzuje się spadkiem wskaźnika suchości, co szczególnie uwidacznia się wczesną wiosną. W glebie mimo tego nie brakuje wilgoci zmagazynowanej w zimowej pokrywie śnieżnej. W kwietniu, lipcu oraz październiku parowanie potencjalne przewyższa opady. Jedynie lipiec wpływa niekorzystnie na uprawy obszaru Strzyżowa, ze względu na występowanie okresów posusznych. Pozostałe dwa miesiące nie mają większego wpływu dla rolnictwa. Podwyższonym wskaźnikiem w letniej porze roku wyróżnia się maj. Nagromadzenie wilgoci w tym miesiącu ma dobry wpływ na wysokość plonów. Majowy zapas wody szczególnie przydatny jest w czasie okresów bezopadowych w lipcu. Według Iwanowa obszar o podobnym przebiegu rocznym wskaźnika suchości zalicza się do klimatu stale umiarkowanego wilgotnego i przejściowo wilgotnego.

Wszystkie wymienione wyżej elementy klimatyczne podkreślają charakterystyczny dla Strzyżowa umiarkowany i przejściowy typ klimatu wywołany ścieraniem morskich i kontynentalnych mas powietrza.

## 12 Klimat lokalny terenu urzeźbionego

W jednym regionie geograficznym o tym samym typie klimatu występuje wiele kombinacji klimatu lokalnego. Charakteryzuje się on częstymi zmianami elementów meteorologicznych na niewielkim odcinku poziomym czy pionowym. Jego zmiany wywołane są następującymi czynnikami: ekspozycja terenu względem stron świata, rodzaj podłoża, usytuowanie wobec zbiorników wodnych, rzeźba terenu, zanieczyszczenia powietrza wywołane oddziaływaniem przemysłu na dany obszar. Ekspozycja terenu decyduje o ilości energii otrzymanej przez Słońce (zależnie od kąta nachylenia zbocza) i czasie trwania usłonecznienia możliwego. Ukształtowanie podłoża reguluje cyrkulacją powietrza w obszarze, pofałdowanie terenu sprzyja turbulencji powietrza i zwiększaniu porywistości wiatru. W kotlinach bezodpływowych zalegają stare, chłodne i wilgotne masy powietrza wykazujące znaczne różnice względem otoczenia prowadzące do dużych gradientów temperatury i ruchów powietrza.

W przygruntowej warstwie powietrza występują duże zmiany prędkości wiatru na niewielkim odcinku pionowym. W zależności od szorstkości podłoża prędkość wiatru ulegać będzie zmianom. Wraz ze wzrostem wysokości pokrywy gleby rośnie siła tarcia powierza wywołująca spadek przy gruncie a następnie szybki wzrost z wysokością prędkości wiatru. Zmiany temperatury powietrza w warstwie od 5cm do 2m zależą w dużej mierze od turbulencji powietrza. Niemały wpływ na temperaturę gleby wywiera albedo. Wraz ze zmianą podłoża roślinnego czy śnieżnego wystąpią zmiany jego wartości, przez co zmienia się bilans cieplny i temperatura gleby. Ponieważ różnice albedo w pokrywie glebowej są znaczne, wywołuje to dość znaczne wahania temperatur nad pokrywami dochodzącymi nawet do kilkudziesięciu stopni. W klimacie lokalnym często występują miejscowe cyrkulacje powietrza. Przykładami są bryzy, wiatry dolinne, górskie i inne mniej lub bardziej złożone ruchy powietrza. W przypadku sąsiedztwa terenu ze zbiornikami wodnymi występują krążenia bryzowe o cyklu 24 godzinnym. Mechanizm wywołujący je to różnice temperatur (ciśnienia) powietrza nad glebą i wodą. Szerzej opisane właściwości klimatu lokalnego są zawarte w poniższych podrozdziałach. Badania nad mikroklimatem zostały przeprowadzone w bliskim sąsiedztwie stacji meteorologicznej na wysokości od 235 do 280 m. n.p.m.

## 12.1 Zróźnicowanie temperatury w warstwie przygruntowej

Dolna przygruntowa warstwa atmosfery odznacza się kontrastami termicznymi wywołanymi pochłanianiem promieniowania słonecznego przez glebę, oraz rozpraszaniem ciepła w troposferze. Pionowe zmiany mikroklimatyczne intensywnie rozwijają się podczas małego zachmurzenia i słabego wiatru. W dzień w skutek dużej insolacji powierzchnia gleby ogrzewa się najbardziej. Najwyższe temperatury powietrza występują tuż nad gruntem. W miarę oddalania się od powierzchni czynnej temperatura szybko spada (do kilkunastu metrów nad ziemią) a następnie już powoli obniża się. Cechą charakterystyczną są ogromne gradienty temperatury obserwowane od 0 do 1 m nad glebą. Mogą one wynosić w przeliczeniu na jednostkę wysokości 100 m kilkaset stopni, wskutek czego przy ziemi zachodzą intensywne procesy konwekcyjne obejmujące dolną warstwę troposfery. Prowadzą one do rozwoju chmur konwekcyjnych.

W dni słoneczne obok silnej konwekcji występują rozwinięte ruchy turbulencyjne (turbulencja termiczna). Wywołana jest ona dużym spadkiem temperatury z wysokością (równowaga chwiejna), co w konsekwencji powinno szybko wyrównać gradienty termiczne. Jednak stały dopływ ciepła podtrzymuje je.

Temperatury w dolnej warstwie powietrza podczas różnych warunków meteorologicznych.

Godzina	Zachmurzenie	Prędkość Wiatru	Temperatura				
			Gleby	5 cm	50 cm	100 cm	200 cm
14	60 %	1-3 m/s	15.1	13.3	12.8	12.1	12.2
13	0	1	43.1	38.4	33.9	30.1	30.8
12	20	1-2	35.4	32.9	20.1	25.8	25.4
14	30	5-10	35.2	31.4	31.3	31.3	31.3
11	100	2-1	20.2	20.0	20.1	20.1	20.0
13	100	0	23.1	22.8	22.7	22.8	22.6

Warunki radiacyjne zmieniają się, gdy pojawiają się zachmurzenie. W bezchmurne dni wzrost prędkości wiatru wywołuje silne mieszanie powietrza, wskutek czego gradienty temperatury zmniejszają się (tabela). Zmniejszeniu również ulegają różnice temperatur, gdy zachmurzenie wzrośnie do dużego. Wówczas jedynym źródłem ciepła jest promieniowanie rozproszone, które wskutek małego natężenia nie doprowadzają do dużych gradientów. Odmienne warunki występują w czasie bezwietrznej i bezchmurnej nocy. Dolna przypowierzchniowa warstwa powietrza ochładza się silnie od emitującej ciepło ziemi. W warstwie od 0 do 5 cm obserwuje się najniższe minimalne nocne temperatury rosnące najpierw szybko do około 5 m a dalej powoli tworząc silną przygruntową inwersję temperatury. Dopiero na wysokości kilkuset metrów występuje normalny spadek temperatury z wysokością

W nocy wyniku podnoszenia się temperatury z wysokością zanikają silne dobowe ruchy turbulencyjne, wskutek czego dolna warstwa atmosfery jest słabo mieszana. Sytuacja ta sprzyja powstawaniu silnych gradientów temperatury w warstwie 0 - 20 cm podobnych rozmiarów do obserwowanych podczas upalnych dni.

Temperatury powietrza w przygruntowej warstwie powietrza w godzinach nocnych (min oznacza minimum nocne)

Godzina	Zachmurzenie	Prędkość Wiatru	Temperatura				
			Gleby	5 cm	50 cm	100 cm	200 cm
min. nocne	0 %	0 m/s	0.4	1.8	3.8	4.3	5.9
20	100	0.5	10.5	10.8	12.1	12.8	12.9
min. nocne	100	0	-2.9	-1.8	-0.1	1.8	2.0
16	100	4	3.6	3.8	4.4	4.7	4.6
20	0	0	-6.5	-5.2	-4.1	-3.2	-1.1
min. nocne	0	0	-10.2	-9.2	-8.9	-8.8	-6.3
20	0	0	-2.9	-1.1	2.0	2.2	4.5
min. nocne	30	4-6	2.0	2.1	2.1	2.2	2.1

Na podstawie wyników obserwacji zamieszczonych w powyższej tabeli można stwierdzić, że różnice temperatury nocą pomiędzy wysokością 5 cm i 2m wynoszą około 5 – 7°. Jednak różnice te silnie zmniejszają się, gdy pojawia się wiatr czy zachmurzenie. Mimo tego podczas wszystkich nocy w warstwie przygruntowej występują inwersje termiczne. Zasadniczy wpływ na warunki mikroklimatyczne ma pokrycie terenu. W dzień nad śniegiem nawet przy bezchmurnym niebie nie obserwuje się najwyższych temperatur w najniższej warstwie powietrza. Występują tam podobnie jak w nocy najniższe temperatury. Właśnie w tej porze dnia odnosi się wrażenie jakoby gradienty temperatury były nieco niższe niż nad pokrywą glebową. Jednak temperatury nad śniegiem są niższe.

Temperatury powietrza nad 5 centymetrową pokrywą śnieżną

Godzina	Zachmurzenie	Prędkość Wiatru	Temperatura				
			Pod śniegiem	Nad śniegiem	5 cm	70 cm	200 cm
16	0 %	0 m/s	-1.0	-10.8	-10.7	-7.1	-6.1
17	20	0	-1.0	-12.2	-11.0	-9.3	-7.2
18	80	0	-1.2	-6.1	-6.9	-7.3	-7.2

Cechą charakterystyczną pokrywy śnieżnej są jej dobre właściwości termoizolacyjne widoczne w powyższej tabeli. Różnica temperatur pomiędzy dolną a górną powierzchnią śniegu wynosi przeszło 10°. Ponadto, gdy w powietrzu zmiany temperatury wynosiły kilka stopni pod śniegiem praktycznie były niewidoczne. Oba te zjawiska są wywołane słabym przepływem ciepła w śniegu (termoizolacja). Z powyższej tabeli wynika, że przyziemna warstwa śniegu bardzo silnie ochładza się wskutek radiacji. Wobec tego występują w tej warstwie największe amplitudy.

Zróznicowanie ekspozycji oraz nachylenia powierzchni sprzyja powstawaniu rejonów mikroklimatycznych w terenie urzeźbionym. Silne kontrasty termiczne podobnie jak w przypadku warstwy pionowej występują podczas bezwietrznej i bezchmurnej pogody. Nocą w czasie wspomnianych warunków przygruntowa warstwa powietrza silnie oziębia się, oraz zagęszcza, wskutek czego powietrze gęściejsze zajmuje najniższe położenie na stoku zbocza. Zmuszone siłą grawitacji spływa w stronę kotlin, dolin gdzie osadza się na dnie. Ponieważ występują inwersje temperatury, więc ruchy turbulencyjne są słabe a powietrza, które znalazło się w bezodpływowej pułapce stale ochładza się. Sytuacja ta sprawia, iż na szczycie zniesienia tworzy się podciśnienie. Chcąc je wyrównać powietrze zmuszone jest do opadania. Towarzyszy mu sprężanie adiabatyczne, czyli podnoszenie

temperatury. Wobec czego nocne temperatury minimalne są najniższe w zagłębieniach terenu (kotlinach) i rosną one w miarę wznoszenia się po stoku do szczytu gdzie osiągają największy wymiar. Jest to charakterystyczna inwersja temperatury dla pogody wyżowej a występowanie najniższej temperatury w kotlinach nosi nazwę mrozowiska. Wzrost prędkości wiatru na zboczu niszczy opisaną sytuację podobnie jak rozwój zachmurzenia. Ale mimo tego najniższe temperatury nocą występują w zagłębieniach terenowych.

Temperatura powietrza na wysokości 5 cm na południowo-zachodnim stoku Zarnowskiej Góry.

Warunki meteorologiczne			Kotlina	Strome zbocze	Lagodne zbocze	Wierzchowina	Godzina
Pokrywa	Wiatr	Zachmurzenie					
Śnieg	0 m/s	0%	-6.0	-5.1	-5.8	-5.1	16
Śnieg	0	0	-3.3	-2.9	-2.9	-3.0	16
Śnieg	0	0	-8.0	-7.4	-7.4	-7.8	21
Śnieg	0	0	-5.0	-4.9	-4.8	-4.5	8
Trawa	0	0	-6.3	Brak	-5.9	-6.1	Min
Trawa	0	0	-5.3	-4.9	-4.2	-5.2	6
Trawa	0	0	6.8	9.6	10.3	Brak	Min
Trawa	0	10	4.3	8.5	Brak	Brak	Min
Trawa	1	0	8.9	11.0	Brak	Brak	7
Trawa	0	100	3.0	5.1	Brak	Brak	Min
Trawa	5	70	10.1	9.8	9.6	9.9	12
Trawa	1	0	15.4	14.8	14.2	15.1	14
Trawa	0	0	20.1	19.7	18.9	19.2	13
Trawa	0	0	4.3	9.0	Brak	Brak	Min
Trawa	6	0	20.4	18.9	17.9	20.0	13

Różnica minimalnych temperatur nocny pomiędzy kotliną a zboczem wynoszą kilka stopni wobec tego tworzą się obszary o różnych odmianach klimatu lokalnego. Z obserwacji tych wypływa wiele informacji dla rolnictwa w tego typu obszarze tzn. największe zagrożenie przymrozkowe występuje na zboczach, zagłębieniach, u podnóża wzniesienia. Najkorzystniejsze warunki termiczne panują na wzniesieniach. W słoneczne dni ze słabymi prędkościami wiatru najcieplejszymi obszarami są doliny, kotliny oraz południowe zbocza. Szczególnie duże różnice temperatury obserwuje się przy umiarkowanym wietrze wtedy to w kotlinach prędkości jego są minimalne lub występują cisze. Sytuacje takie sprzyjają silnemu ogrzewaniu i słabemu mieszaniu powietrza. Dzięki czemu temperatury są tam maksymalne. Na zboczach wiatr szybko wzrasta następuje intensywne mieszanie górnych i dolnych warstw powietrza, więc temperatura tu jest zazwyczaj niższa. Na szczycie gdzie wiatr jest jeszcze silniejszy, jest najchłodniej. W zimie w dzień i w nocy nad śniegiem temperatury najniższe obserwowane są w kotlinie, zaś najwyższe na wierzchowinie. Wywołane jest to słabym nagrzewaniem się śniegu. W czasie okresu przejściowego, kiedy topnieje pokrywa zalegająca najdłużej na zboczu północnym oraz w nierównościach terenowych, warunki mikroklimatyczne ulegają zmianie. Przy temperaturach dodatnich rozkład ich jest uzależniony od istniejącej warstwy śniegu, nad którą temperatura nie może przekroczyć 0°. Tak, więc zróżnicowanie terenowe oraz albedo obszaru doprowadza do powstania regionów mikroklimatycznych.



## 12. 2 Pokrywa śnieżna, nierówność opadu w terenie pagórkowatym

Długość zalegania pokrywy śnieżnej zależy od temperatury powietrza, kąta nachylenia Słońca do terenu i wiatru. Najdłużej warstwa śniegu utrzymuje się na stokach północnych i północno wschodnich gdzie przez cały dzień kąt padania promieni słonecznych jest mały lub obszar ten znajduje się w cieniu. Na przełomie grudnia i stycznia zbacza północne o nachyleniu większym od  $27^{\circ}$  nie otrzymują energii od Słońca drogą bezpośredniego promieniowania, wobec czego temperatura śniegu jest niższa niż na innych stokach. Długo utrzymuje się śnieg w dolinach, kotlinach i zapadliskach wobec dużego nagromadzenia się jego warstwy. Najkrócej zaś na stokach południowych i południowo zachodnich o dużym nachyleniu zbocza ( $55-65^{\circ}$ ), gdzie promienie słoneczne padają pod kątem prostym. Dlatego panuje tam maksymalne promieniowanie całkowite i warstwa śniegu najbardziej ogrzewa się. Istotny wpływ na długość pokrywy śnieżnej ma zmiana albedo śniegu. Jak wiadomo świeży śnieg posiada największą wartość promieniowania odbitego albedo osiąga wartość nawet 90% podczas gdy warstwa zalegająca dłuższy czas zmienia kolor na ciemniejszy, jest zbita zmniejsza wartość albedo nawet do 50%. Ta znaczna różnica wpływa na stopień pochłaniania ciepła i dlatego śnieg świeży mniej ogrzewa się, dłużej zalega. Natomiast śnieg zleżały w dni pogodne silniej się ogrzewa i topi się. Długość pokrywy śnieżnej rośnie ze wzrostem wysokości, co szczególnie uwidacznia się przy temperaturze  $0^{\circ}$  w czasie opadów śniegu. W wyższych partiach wzniesień rysuje się granica pokrywy śnieżnej, gdzie temperatura jest już ujemna, poniżej śnieg topnieje. Gdy intensywność opadu zwiększa się linia śniegu obniża się choć temperatura nie musi spadać.

Rozmieszczenie wysokości opadu w terenie pofałdowanym jest mocno zróżnicowane, ze względu na kierunek i prędkość wiatru oraz ekspozycje terenu. W okolicach Strzyżowa wobec przeważających wiatrów południowych i południowo zachodnich najwięcej opadu otrzymują zbocza opadające w tym kierunku. Nachylenie terenu przy stacji meteorologicznej w kierunku południowo zachodnim wynosi  $10 - 15^{\circ}$ . Związku z tym maksymalna ilość opadu na tym stoku (dowietrznym, deszczonośnym) nastąpi podczas opadu podającego pod kątem prostym do zbocza, czyli pod kątem  $75 - 80^{\circ}$  do poziomu. Nastąpi to podczas słabego wiatru nieprzekraczającego  $3-5 \text{ m/s}$  z kierunku wcześniej wspomnianego. W przypadku silnego wiatru szczyt wzniesienia otrzymuje mniejszą ilość opadu od zbocza, ponieważ kąt padania jest bardziej ostry i mocniejszy niż na stoku dowietrznym wiatr przenosi krople deszczu zmniejszając gęstość ich opadania. Podobne ilości rejestruje się na stokach równoległych do kierunku wiatru (zbocza północne i południowo wschodnie), natomiast po zawietrznej stronie wzgórza opad jest najślabszy. Jego wartość ulega znacznemu zmniejszeniu, ponieważ kąt opadu na powierzchnie stoku jest mały. Dopiero w okolicach gdzie wiatr jest słabszy opad wzrasta.

Zależność kąta padania kropli deszczu od prędkości wiatru przedstawia poniższa tabela

Średnika kropli powyższych [mm]	Kąt poziomy [stopnie]			Prędkość opadania w [m/s]		
	3 m/s	5 m/s	10 m/s	3 m/s	5 m/s	10 m/s
0.5	34	22	12	3.6	5.4	10.2
1.0	53	39	22	5.0	6.4	10.7
2.0	65	52	33	7.2	8.2	11.9
3.0	70	58	39	8.6	9.5	12.8
5.0	72	61	42	9.1	10.4	13.5

Z powyższych danych wynika, iż kąt opadu do poziomu jak należało przypuszczać maleje wraz ze wzrostem prędkości wiatru. Dla mniejszych kropli kąt ten jest mniejszy a dla większych staje się bardziej pionowy, przy czym dla kropli mniejszych zmiana prędkości wiatru wywołuje mniejsze zróżnicowanie tego kąt niż dla dużych. Wiąże się to ze wzrostem masy kropli, wobec czego działa na nią większa siła grawitacji rozpędzając ją do większych prędkości pionowych. Deszcz podczas swojej drogi na ziemię porusza się w przybliżeniu ruchem jednostajnym, możliwym dzięki równoważeniu siły ciężkości przez opór powietrza. Prędkość spadania kropli zależy również od prędkości wiatru, rośnie wraz z jego wzrostem, co przedstawia powyższa tabela. Dobrze uprzywilejowane podczas opadów są doliny i kotliny. Wobec mniejszych prędkości wiatru opad pada tam pod wysokim kątem przynosząc duże jego zagęszczenie. W czasie słabych wiatrów opad jest najbardziej równomierny na wszystkich stronach pagórka. Dużą ilość deszczu czy też śniegu otrzymują doliny, zagłębienia terenowe, zbocza dowietrzne, mniejszą wierzchowina, stoki sąsiednie do deszczonośnych oraz zbocza zawietrzne. Różnice pomiędzy punktami pomiarowymi podczas poszczególnych opadów (około 10 mm) wynoszą średnio 2 - 4 mm, co w skali roku daje sumy mocno zróżnicowane.

W terenie górzystym decydującą rolę w rozmieszczeniu opadu odgrywają pionowe ruchy powietrza oraz wysokość nad poziom morza. W miarę wzrostu wysokości temperatura obniża się zmniejszając maksymalne ciśnienie pary wodnej. Sytuacja ta prowadzi do kondensacji pary wodnej, toteż zazwyczaj w górach sumy opadu wzrastają z wysokością średnio 60 - 70 mm na 100 m w skali rocznej. Jednak po przekroczeniu pewnego poziomu, w którym kondensacja jest najbardziej aktywna w miarę dalszego wzrostu roczne sumy opadu maleją związku z malejącą pojemnością wilgoci i ciśnieniem (prężnością) pary wodnej. To odwrócenie gradientu opadu nosi nazwę inwersji opadowej.

W obszarze działalności Fenu dochodzi wskutek wznoszenia powietrza i kondensacji pary wodnej do intensywnych opadów po stronie dowietrznej. Po drugiej stronie pasma górskiego występuje cisza opadowa lub słabe opady zanikające wraz z obniżaniem się terenu.

Zróznicowanie wysokości opadu deszczu na Zarnowskiej Górze

Prędkość i kierunek wiatru	Opad deszczu w [mm]				
	Kotlina	Zbocze S	Zbocze SW	Szczyt	Zbocze NE
2 m/s S	5.5	Brak	3.4	3.1	3.8
3 m/3 NE	11.2	Brak	10.7	9.4	10.9
0.5 m/s SW	7.9	7.6	7.3	7.6	8.1
2 m/s NW	11.8	11.4	9.7	11.4	13.6
5 m/s W	5.5	4.1	4.3	4.3	5.4
5 m/s S	10.2	8.1	8.1	6.6	10.4
3 m/s SW	9.2	8.2	8.0	8.1	9.7

Rozkład grubości pokrywy śnieżnej jest mocniej zróżnicowany za sprawą działalności wiatru przenoszącego w łatwy sposób lekki śnieg. Najgrubsza pokrywa panuje u podnóża wzniesień dowietrznych jak i zawietrznych, o ile temperatura jest tu ujemna. W zagłębieniach terenu gdzie wiatr jest słaby i utrudnione jest przemieszczanie śniegu, grubość pokrywy jest największa. Duże ilości śniegu utrzymują zbocza śniegonośne lecz pomimo silniejszego wiatru warstwa świeżego puchu zostaje przemieszczana do góry gromadząc się po przeciwnej stronie szczytu w postaci zasp. Przemieszczanie się warstwy śniegu nosi nazwę zamieci i zawiei śnieżnych. Na szczytach gdzie wiatr jest najsilniejszy pokrywa śnieżna osiąga swoje minimum, nawet podczas wysokiej warstwy śniegu w tych miejscach widoczna jest trawa lub naga ziemia. Po przeciwnej stronie zbocza śnieg gromadzi się dość licznie sprzyja mu słabszy wiatr oraz transport śniegu z przeciwnego stoku. W obszarze tym tworzą się liczne muldy podobne do wydym piaskowych tzw. wydym łukowych lub parabolicznych. Ramiona takiego usypiska śniegu zwrócone są w kierunku przeciwnym do wiatru, czyli w stronę szczytu. Ponadto dość dużą ilość śniegu utrzymują zbocza równoległe do kierunku wiatru. Pokrywa śnieżna ma to do siebie, że wyrównuje powierzchnie obszaru. Wiatr zasypuje nierówność terenu tworząc w wąwozach, kotlinach bardzo grubą warstwę śniegu. W zależności od głębokości takiej terenowej depresji grubość może wynosić 1 – 2 m i więcej. Podczas opadów śniegu w warunkach wietrznych płatki opadają pod małym kątem. Wiatr w powietrzu przenosi łatwo śnieg, ponieważ jest on lżejszy od deszczu i działa na niego mniejsza siła grawitacji. Wobec tego wystarczy niewielka prędkość pozioma, aby kierunek pionowy uległ znacznemu odchyleniu. Właśnie z tej przyczyny nachylenie opadania śniegu jest mniejsze od opadów substancji roztopionych. W czasie opadów śniegu w strefie ciszy widoczny jest zawiły tor ruchu pojedynczych płatków. Wykonują one zawiły ruch niekiedy nawet wznoszą się przez ułamki sekund. Skomplikowany ruch wykonywany przez śnieg jest następstwem turbulencji dynamicznej, powstałej nad nierównościami terenu, zabudowaniami. Poszczególne cząstki powietrza wykonują podobny do płatków śniegu ruch polegający na ciągłym zmienianiu kierunku i prędkości ruchu. Wszystkie powyższe warunki wpływają na to, iż wysokość opadów śniegu w terenie pagórkowatym jest mocno urozmaicona nawet przy słabym wietrze.

Wysokości opadów śniegu w okolicach stacji meteorologicznej

Prędkość i kierunek wiatru	Opad deszczu w [mm]				
	Kotlina	Zbocze S	Zbocze SW	Szczyt	Zbocze NE
3 m/s zmienny	7.7	5.1	5.5	4.2	7.0
1 m/s W	10.2	9.8	12.1	8.4	12.0
2 m/s NE	4.9	4.2	4.1	3.7	4.0
5 m/s N	8.7	8.3	8.0	8.0	9.2

Sumy opadów przedstawione w tabelach informują o opadach występujących na powierzchni poziomej wobec tego nie oddają w sposób ścisły sytuacji naturalnych panujących na zboczach. Reasumując, największy wpływ na rozmieszczenie opadów jak i zróżnicowanie pokrywy śnieżnej ma prędkość i kierunek wiatru.

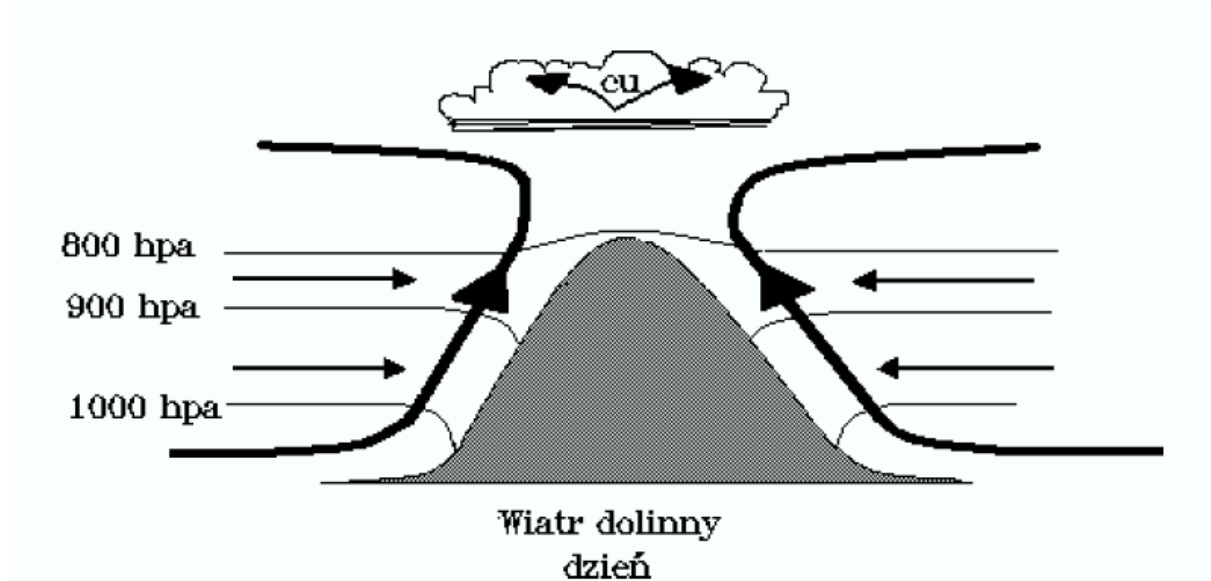
### 12.3 Cyrkulacje lokalne, zróżnicowanie wiatru nad gruntem

Cyrkulacje lokalne, miejscowe są to ruchy powietrza charakterystyczne tylko dla określonych obszarów geograficznych. Pochodzą bądź ogólnej cyrkulacji atmosfery lub z miejscowych warunków cyklogenetycznych. W przypadku, gdy globalny gradient ciśnienia (wiatr gradientowy) jest znikomo mały wówczas w określonych warunkach może dojść do lokalnych wiatrów tj. bryzy, wiatry górskie i dolinne, lodowcowy oraz inne. Krażenia wywołane ogólną cyrkulacją to przede wszystkim feny.

Bryzy są to wiatry występujące w okolicach brzegów mórz, jezior, zbiorników wodnych. Charakteryzują się cyklem 24 godzinnym w czasie, którego ulega zasadniczym zmianom kierunek i siła wiatru. Powstawanie tego typu cyrkulacji wiąże się różnym bilansem cieplnym między lądem a wodą.

W górach jak również okolicach Strzyżowa podczas małych gradientów ciśnienia w ogólnej atmosferze tworzą się cyrkulacje górskie i dolinne. Pojawiają się w dni o małym zachmurzeniu obejmujące warstwy od podnóża góry do wysokości około 1500-2000 m. Przyczyną wiejących wiatrów jest nierównomierne nagrzanie zbocza, dolin górskich. W dzień zbocza stoków południowych i sąsiednich ogrzewają się silnie, kąt padania promieni słonecznych wynosi od 70 – 90° powodując maksymalne pochłanianie promieniowania. Silnie ogrzane stoki emitują ciepło przyległemu powietrzu, którego temperatura spada wraz z oddalaniem się od zbocza. Ustala się poziomy gradient temperatury skierowany do zbocza, wobec czego ciśnienie niższe znajduje się przy stoku, a wyższe w powietrzu oddalonym w

linii poziomej. Powierzchnie izobaryczne nachylone są w stronę chłodnego powietrza, czyli od zbocza. Powietrze zostaje wprowadzone w ruch w tą samą stronę co gradient ciśnienia, lecz nie równoważy go siła Coriolisa, wobec czego kierunek przepływu powietrza niewiele



odbiega od gradientu. Powietrze po przybyciu do zbocza nagrzewa się od gleby terenu wobec czego jest cieplejsze od powietrza zalegającego nad nim. Zaczyna nań działać siła wyporu skierowana do góry, ponieważ pionowe gradienty temperatury są duże, wobec czego powietrze szybko wznosi się osiągając niekiedy prędkość 10 m/s. Na całej długości zbocza powietrze przyływa do niego tworząc nadciśnienie. Aby go wyrównać musi nastąpić albo opadanie albo wznoszenie. Jak wiadomo powietrze będzie się wznosić. Po dotarciu do wierzchołka powierzchnie izobaryczne zmieniają nachylenie powodując rozptyw powietrza na boki. Często w dzień powyżej tego poziomu tworzą się chmury konwekcyjne (cumulusy). Opisana sytuacja zachodzi najintensywniej na południowym stoku, które ogrzewa się najbardziej. Słabsze ruchy wstępujące występują na zboczach zachodnich i wschodnich, a najslabsze na północnych. Tego typu wiatr nasi nazwę anabatycznego, wstępującego.

Wartość siły działającej na poruszające się powietrze można obliczyć następująco. Na masę powietrza działają siły: siła grawitacji  $F_g$ , oraz siła wyporu  $F_w$  suma tych sił będzie oznaczana przez  $F$  i wynosi

$$F = F_w - F_g$$

Z drugiej zasady dynamiki wynika, że

$$F_g = mg$$

Natomiast siła wyporu wyraża się wzorem

$$F_w = Q_1 g V$$

gdzie  $m$  oznacza masę powietrza podlegającej sile wyporu,  $g$  oznacza przyspieszenie ziemskie i wynosi około 9,81 m/s,  $Q_1$  oznacza gęstość powietrza otoczenia, zaś  $V$  objętość masy powietrza która porusza się.

Podstawiając do głównego równania otrzymuje się:

$$F = Q_1 g V - mg$$

Obliczamy, z jakim przyspieszeniem będzie poruszać się powietrze pod wpływem konwekcji

Wyraźmy objętość powietrza jako masę przez gęstość

$$V = m/Q$$

gdzie  $Q$  oznacz gęstość powietrza ruszającego się. Podstawiając do wyjściowego wzoru mamy

$$F = \frac{Q_1 mg}{Q} - mg = mg \left( \frac{Q_1}{Q} - 1 \right)$$

Przyspieszenie powietrza wynosi

$$a = g \left( \frac{Q_1}{Q} - 1 \right)$$

Następnie dzieląc obie strony równania przez  $m$  otrzymujemy

Korzystając z równania stanu dla powietrza znajdującego się otoczeniu otrzymujemy

$$p = Q RT$$

oraz dla powietrza przemieszczającego się

$$p = QRT$$

gdzie  $p$  jest ciśnieniem objętości powietrza poruszającej się,  $p_1$  oznacza ciśnienie otoczenia,  $R$  jest stała gazowa,  $T_1$  temperaturą otoczenia zaś  $T$  temperaturą warstwy przemieszczającej się. W przypadku powolnych ruchów można przyjąć, że ciśnienie otoczenia jest równe ciśnieniu masy powietrza poruszającego się  $p = p_1$

$$QRT = Q_1 RT_1.$$

Po uproszczeniu mamy

$$\frac{Q_1}{Q} = \frac{T}{T_1}.$$

Podstawiając do wzoru na przyspieszenie otrzymuje się

$$a = g \left( \frac{T}{T_1} - 1 \right)$$

Ze wzoru wynika, że przy dość znacznych różnicach temperatur przyspieszenie ruchu w górę jest niewielkie np. dla  $T = 290$  K oraz  $T_1 = 280$  K przyspieszenie  $a$  wynosi  $0.35 \text{ m/s}^2$

Obliczmy, z jaką prędkością  $v$  będzie poruszała się ta masa. Korzystając ze wzoru na drogę  $s$  w ruch jednostajnie przyspieszonym

$$s = \frac{at^2}{2}$$

Przyrost prędkości w ruch jednostajnie przyspieszonym wynosi

$$v = \sqrt{2sa}$$

gdzie  $t$  oznacza czas trwania ruchu. Podstawiając za  $a$  otrzymujemy

$$v = \sqrt{2sg \left( \frac{\langle T \rangle}{\langle T_1 \rangle} - 1 \right)}$$

gdzie  $\langle T \rangle$  jest średnią temperaturę powietrza poruszającego się przez warstwę pionową zaś  $\langle T_1 \rangle$  oznacza średnią temperaturę otoczenia, warstwy o grubości  $s$ . Powyższy wzór został wyprowadzony z dużym przybliżeniem, ponieważ nie zostały uwzględnione opory w ruchu powietrza, mieszanie mas powietrza oraz to, że zachowują swoje temperatury zgodnie z gradientami temperatury. Wzór odnosi się do dużych mas powietrza w przypadku ich małych rozmiarów wzór będzie niedokładny. Przykładowo dla danych

$$s = 1000 \text{ m}$$

$$\langle T \rangle = 290 \text{ K}$$

$$\langle T_1 \rangle = 285 \text{ K}$$

prędkość konwekcji  $v$  wynosi  $v = 18.5 \text{ m/s}$

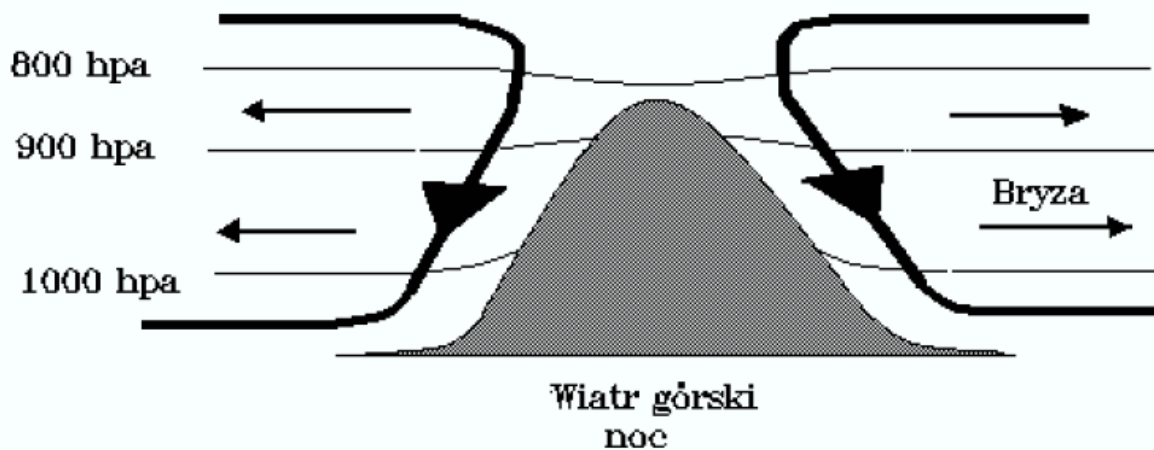
Prędkość ta okazuje się dość dużą, lecz w rzeczywistości wartości takie są osiągalne w chmurach konwekcyjnych. Powyższy wzór odnosi się również do ruchów zstępujących wtedy przyspieszenia i prędkości wyliczone z niego przyjmują wartości ujemne, co oznacza, że mają

przeciwny zwrot od wartości dla ruchów konwekcyjnych.

W przypadku, gdy nie znamy średniej temperatury masy przemieszczającej się oraz temperatury otoczenia a znane są pionowe gradienty temperatury powyższy wzór można zapisać

$$v = \sqrt{2sg \left( \frac{2T - 0.01\gamma_s}{2T_1 - 0.01\gamma_s} - 1 \right)}$$

$\gamma$  oznacza pionowy gradient atmosfery, zaś  $\gamma_s$  gradient sucho adiabatyczny (1K/100m), gdy przemieszczające powietrze jest nasycone we wzorze należy zamienić gradient sucho adiabatyczny wilgotno adiabatycznym. T i  $T_1$  oznaczają odpowiednio temperaturę powietrza i temperaturę otoczenia w chwili pojawienia się ruchu pionowego.



W godzinach nocnych zbocza silnie ochładzają się emitując ciepło w przestrzeń kosmiczną o ile nie ma chmur. Przyległe powietrze oziębia się od niego tworząc szerokie pasmo inwersji termicznej. Poziomy gradient temperatury skierowany jest od zbocza tak, że wyższe ciśnienie panuje przy stoku a niższe w powietrzu oddalonym od niego na tej samej wysokości bezwzględnej, wobec czego powietrze odpływa od zbocza tworząc przy nim podciśnienie. Zostaje zachwiana równowaga hydrostatyczna i powietrze chłodne kosztem swojej energii potencjalnej spływa niżej (wiatr katabatyczny). Na wysokości szczytu wobec zmiany kierunku nachylenia powierzchni izobarycznych powietrze spływa do środka szczytu poczym zaczyna opadać. W przypadku wiatru górskiego intensywność jego jest podobna na wszystkich zboczach, lecz prędkość ogólnie mniejsza od wiatru anabatycznego. Nocne spływy grawitacyjne zależą od kąta nachylenia zbocza rosną wraz z kątem nachylenia tak, że przy kącie  $30^\circ$  wynoszą połowę możliwej prędkości (wartość sinusa  $30^\circ$ ). Podczas pogody pochmurnej ten typ cyrkulacji nie występuje. Zbocza słabo ogrzewają się w dzień a mało ochładzają w nocy, dlatego gradienty temperatury są małe i wszelkie przepływy powietrza słabe. W czasie silnych wiatrów gradientowych w obszarze objętym wiatrami dolinnymi i górkimi w dzień mocno się zwiększają, nieraz przekraczając wartości wiatru gradientowego. Największe prędkości wiatru w okolicach szczytu panują po stronie zawietrznej, gdzie wiatr gradientowy i dolinny sumują się zwiększając swoją siłę natomiast po stronie dowietrznej są słabsze. Wzdłuż zbocza prędkości wiatru znoszą się, zacierając ogólny charakter cyrkulacji lokalnej. Tego typu cyrkulacja wpływa dodatnio na mikroklimat terenu. Powietrze objęte tymi wiatrami jest świeże rzadko zalega długo na terenie objętym tymi zjawiskami.

W rejonie Strzyżowa zauważa się lokalną cyrkulację powietrza zaliczaną do wiatrów

górkich. Wiatry te występują w nocy w postaci tzw. spływu grawitacyjnego o którym była mowa przy okazji omawiania mrozowiska. Prędkość tego wiatru wiejącego po zboczach w dół doliny jest niewielka przeważnie mieści się w granicach od 0.1 do 1 m/s. Jednak jest on wykrywany przez wiatromierze szczególnie na wysokości 2 - 5m. W dzień wiatr wstępujący jest niewidoczny przyczynia się do tego nałożenie globalnych gradientów ciśnienia oraz niskie wzniesienia występujące w tej okolicy.

W drugiej części tego rozdziału omawiany będzie wpływ stratyfikacji atmosfery na wiatr przyziemny oraz zróżnicowaniem jego w zależności od ukształtowania terenu i wysokości nad poziom gruntu. Wiatr przyziemny, za który będę uważał ruch powietrza na wysokości wiatromierza, czyli około 10m, charakteryzuje się zmiennością swoich parametrów w ciągu doby. Wiatr gradientowy (geostroficzny) nie wykazuje większych zróżnicowań podczas doby wywołanych zmianami pionowego gradientu temperatury. Czym więc wytłumaczyć dobowy przebieg wiatru przyziemnego? Jedną z ważniejszych przyczyn tej sytuacji jest zmienność równowagi atmosfery w ciągu dnia i nocy. W lecie podczas dnia warstwy przyziemne atmosfery ogrzewają się od gleby, powodując silne ruchy konwekcyjne. Pionowy gradient temperatury zbliża się do gradientu sucha adiabatycznego tworząc atmosferę o równowadze chwiejnej. Podczas szybkiego spadku temperatury z wysokością rozwijają się ruchy turbulencyjne dużych rozmiarów, wspomagane przez konwekcje następuje szybkie mieszanie powietrza między warstwami dolnymi i górnymi dolnej troposfery. W ten sposób maleją różnice prędkości w warstwie tarciowej. W procesie pionowej wymiany turbulencyjnej dyfuzja substancji następuje w kierunku zmniejszania się jej zawartości. Przenoszenie ruchu powietrza odbywa się najczęściej w dół, ponieważ prędkość wiatru rośnie z wysokością. W warstwie przyziemnej występuje skręt wiatru w lewą stronę związany z tarciem o podłoże. W dzień podczas stratyfikacji chwiejnej wobec intensywnego mieszania, kąt odchylenia wiatru przyziemnego od gradientowego zmniejsza się nawet do 10 – 20° podczas gdy przeważnie wynosi około 40°. Prędkość wiatru podnosi się średnio z 0.4Vg do około 0.8-0.9Vg.

Vg oznacza prędkość wiatru gradientowego W nocy powietrze przy gruncie szybko ochładza się tworzy się inwersja temperatury. Dominują słabe ruchy zstępujące. Wobec wzrostu temperatury a wysokością ruchy turbulencyjne są słabo rozwinięte. Z tego powodu wymiana powietrza jest mała, w warstwie przygruntowej obserwuje się bardzo słabe wiatry lub cisze. Słabe wiatry gradientowe ukazują wyraźnie cyrkulacje lokalne, w nocy ich przebieg jest najbardziej prawidłowy.

W przeciwieństwie do sytuacji dziennej w nocy prędkość wiatru szybko rośnie z wysokością osiągając wartość wiatru geostroficznego nawet na wysokości 400 m i niżej. Gdy w czasie górowania Słońca wartość ta osiągana jest na wysokości od 1000-2000 m. Nocna równowaga stała atmosfery zwiększa kąt między izobarą a wiatrem przyziemnym do ponad 45°. W okresie zimowym wskutek większych gradientów ciśnienia wiatr w całej troposferze jest większy i charakteryzuje się większymi zmianami na różnych poziomach.

W czasie przechodzenia frontu ciepłego przez punkt obserwacji poziomy skręt wiatru w prawo obniża się. W obrębie frontu prędkość wiatru rośnie. Linia frontów nachylona jest pod bardzo małym kątem do poziomu, tak, że jeżeli front przeszedł na wysokości kilku tysięcy metrów to w linii pionowej przejdzie za kilkanaście godzin. Dotyczy się to tylko frontów ciepłych w przypadku frontów chłodnych rzecz dzieje się w odwrotnej kolejności. Przed frontem tym znacznie rośnie prędkość wiatru, w obrębie jego występują linie niestałości, nawałnice, szkwały. Po przejściu frontu chłodnego wiatr skręca w prawo o podobny kąt około 40°. Jednak jak było już wspomniane z wysokością wiatr nie skręca w prawo, lecz w lewo. Związane jest to z obecnością ciepłego powietrza w górnych warstwach atmosfery. W przypadku frontu okluzji pionowy przebieg kierunku wiatru jest bardziej



zmienny skutek połączenia się frontu ciepłego z chłodnym oraz obecności w górnej warstwie powietrza ciepłego poprzedzonego i zakończonego strefą frontalną z masą chłodną. Parametry określające przepływ powietrza w warstwie przyziemnej (od powierzchni ziemi do wysokości 10 m) zależą szczególnie od ukształtowania powierzchni, rodzaju pokrycia obszaru, ruchów turbulencyjnych i konwekcyjnych. W terenie pofałdowanym gdzie wzniesienia poprzedzielane są równoległymi dolinami, rozkład prędkości wiatru powiązany jest z jego kierunkiem. Podczas wiatru z kierunku równoległego do pasma górskiego rozkład prędkości wiatru jest najbardziej równomierny. Podobne prędkości obserwuje się zarówno u podnóża, jak na szczytach wzniesienia.

Sytuacja komplikuje się, gdy kierunek wiatru jest prostopadły do łańcucha wzniesień. Wtedy to maksymalne prędkości wiatru rejestruje się na zboczach dowietrznych oraz w okolicach szczytowych. Zdecydowanie prędkość wiatru spada po stronie zawietrznej często tam występują bardzo słabe wiatry lub zupełne cisze. Obejmują one znaczne obszary jednak w miarę opadania wysokości siła wiatru ponownie podnosi się. Tak, więc minimalne prędkości wiatru występują po stronie zawietrznej kilkadziesiąt metrów od najwyższego punktu wzniesienia. Nie jest to jedyne minimum występujące na wzniesieniu Żarnowskiej Góry. Bardzo słabe wiatry odnotowuje się w kotlinie po stronie dowietrznej. Na wysokości jednego metra prędkości rzadko przekraczają 3 m/s. Jedynie podczas wiatru z kierunku zachodniego wskutek otwarcia kotliny w tym kierunku wiatr osiąga większe prędkości. Rozkład linii o jednakowej prędkości wiatru przedstawiony na mapach jest sprzężony z poziomiami tak, że ich kierunek pokrywa się mniej lub bardziej z kierunkiem izohips. Sytuacja ta jest najwyraźniejsza na stokach do- i zawietrznych. Parametrem określającym zmienność w czasie prędkości wiatru jest współczynnik turbulencji liczony ze wzoru

$$D = \frac{V_{\max} + V_{\min}}{\langle V \rangle}$$

gdzie  $V_{\max}$ ,  $V_{\min}$  oznaczają maksymalną i minimalną prędkość wiatru w czasie pomiaru zaś  $\langle V \rangle$  jest średnia prędkość wiatru podczas pomiaru. Wraz ze wzrostem współczynnika turbulencji rośnie nieregularność prędkości wiatru tak więc występują częste zmiany prędkości od średniej. Wartością graniczną tego parametru jest liczba 1. Miejsca pomiarowe, dla których współczynnik jest mniejszy od 1 są w strefie jednostajnej prędkości wiatru zaś cechą obszarów, dla których jest on większy od 1 jest porywistość wiatru. Najmniejsze wartości współczynnika turbulencji występują na zboczach dowietrznych osiąga on minimum na szczycie wzniesienia gdzie jego wartość wynosi 0.5-0.6.

Po stronie zawietrznej współczynnik ten szybko rośnie, przekracza wartość 1, a w dolinie nawet wynosi ponad 2. Nieco inaczej rzecz przedstawia się po stronie dowietrznej, gdzie wartość parametru rośnie ze spadkiem wysokości bardzo wolno. U podnóża wzniesienia wynosi około 1.5. Znaczne podwyższenie wartości obserwuje się w kotlinie po stronie do wietrznej wynosi on około 2. Wpływ na zróżnicowanie wskaźnika turbulencji oraz prędkości wiatru ma zmiana współczynnika tarcia powietrza o podłoże i ukształtowanie powierzchni. Modyfikowaniu w terenie pagórkowatym ulega również kierunek wiatru, który to w rejonie wierzchowiny najdokładniej odpowiada ogólnemu kierunkowi. Na zboczach wzniesień ulega on pewnym odchyleniom wywołanym silnym przygruntowym tarcem powietrza. Zazwyczaj zmienne wiatry obserwuje się w kotlinach i zagłębieniach terenowych. Charakteryzują się one częstą zmianą jego kierunku. Dolna przygruntowa warstwa powietrza charakteryzuje się silnym zróżnicowaniem prędkości wiatru wskutek tarcia go o powierzchnie ziemi. Najmniejsze prędkości notuje się w przy gruncie. Panują tam wskutek dużego tarcia i silnej turbulencji bardzo słabe wiatry. Siła wiatru gwałtownie rośnie z wysokością do około kilkunastu metrów, po czym ustala się spokojny jego wzrost do wysokości wiatru

gradientowego.

Prędkość wiatru w przygruntowej warstwie powietrza nad niską trawą

Prędkość wiatru w [m/s] na wysokości:				
0.1 m	0.5 m	1.0 m	2.0 m	10 m
0.5	1.0	1.5	1.6	5.5
2.0	3.0	3.5	3.5	7.2
0.4	2.1	3.5	4.0	7.5
0.3	0.7	1.0	1.5	5.0
1.0	2.0	2.5	3.1	5.8
0.1	0.4	1.0	1.2	4.5
0.2	1.2	1.9	2.4	5.5
4.5	6.5	8.1	10.0	14.5

Jak wynika z powyższej tabeli zróżnicowanie prędkości wiatru w warstwie przygruntowej jest ogromne. Prędkości wiatru na wysokości wiatromierza (10 m) wielokrotnie przewyższa prędkość na wysokości 10 - 50 cm. Właśnie z tego powodu mogą tworzyć się w dzień duże gradienty temperatury tuż nad ziemią. Znaczny wpływ na prędkość wiatru przy gruncie ma rodzaj podłoża, nad którym porusza się powietrze. Znacznie większe prędkości wiatru występują nad pokrywami o małej szorstkości tj. śnieg czy powierzchnia wody. Natomiast spadki prędkości ruchów powietrza obserwuje się nad podłożem porośniętym wysoką trawą czy różnego rodzaju uprawami. Tak, więc siła tarcia powietrza o podłoże oraz nierówność terenu wpływa najbardziej na zróżnicowanie wiatru w warstwie przygruntowej.