

Eleonora Janikowska-Wilczyńska

GENETYCZNA KLASYFIKACJA KLIMATU WEDŁUG B. P. ALISOWA

K l i m a t jest charakterystycznym dla danego obszaru zespołem zjawisk i procesów atmosferycznych, kształtujących się pod wpływem fizycznych i geograficznych właściwości tego obszaru, określonym na podstawie wyników wieloletnich obserwacji /wg Wielkiej Encyklopedii Powszechnej PWN T. 6, s. 649-650/.

Każdy obszar ma swoje indywidualności i różni się od innego chociażby tylko położeniem geograficznym. Wynikają z tego pewne konsekwencje znajdujące swe odzwierciedlenie w klimacie. Niekiedy jednak różnice są tak małe, że trzeba je pominąć, gdyż zbyt drobiazgowo traktowanie zagadnienia może zaciemnić ogólny obraz, powstały w drodze analizy cech przewodnich. Uwypuklające się przewodnie klimatyczne właściwości danych obszarów na kuli ziemskiej pozwalają na wydzielenie regionów klimatycznych i typów klimatu według różnych zresztą systemów klasyfikacji - zależnie od wyboru zastosowanych kryteriów.

Najbardziej rozpowszechnione są klimatyczne klasyfikacje bazujące na wskaźnikach - np.: nasłonecznienia i stopnia suchości /W. Gorczyński/, stopnia wilgotności /N. N. Iwanow/, jakości opadów atmosferycznych /A. Penck/, temperatury powietrza i opadów /Geiger, Hettner, Köppen, De Martonne, Pietkiewicz i in./.. Szczególnie znana jest klasyfikacja klimatyczna przeprowadzona przez Władimira Köppena na podstawie kryterium termicznego i opadowego oraz wzajemnego stosunku temperatury i sumy opadów zarówno rocznej, jak i w odniesieniu do sezonów, a nawet miesięcy. Ścisłe sprecyzowane graniczne wartości przyjętych wskaźników ułatwiają zaszeregowanie danej miejscowości do odpowiedniego typu klimatu lub najogólniej - do grupy klimatycznej.

Wszystkie formalne klasyfikacje dają geografowi odczucie pewnego niedosytu. Nie wnikają bowiem one w istotę przyczyn klimatycznego zróżnicowania powierzchni Ziemi, lecz ograniczają się do stwierdzenia stanu faktycznego, określanego na podstawie wartości statystycznych /jednego lub dwóch elementów klimatu/, podawanych przez stacje meteorologiczne. Nie można jednak na ich podstawie, wyobrazić sobie, jak kształtuje się pogoda, często bardzo zmienna i ulegająca znacznym odchyleniom od wartości przeciętnych. Ponieważ o różnorodnych typach pogody średnie statystyczne niewiele mówią, należy je uważać tylko za zewnętrzne przejawy klimatu, rozumianego jako wieloletni ustrój pogody, charakterystyczny dla określonego obszaru kuli ziemskiej. Z geograficznego więc punktu widzenia wszystkie formalne klasyfikacje są o tyle niezadowolające, że nie spełniają warunku kompleksowości i nie wyjaśniają genezy procesów oraz zjawisk klimatycznych.

Z powyższych powodów szczególne znaczenie w klimatologii regional-

nej na system zaproponowany w 1936 roku i ciągle /1950, 1953, 1962/ udoskonalany przez radzieckiego klimatologa Borysa P. A l i s o w a. System ten jest zbudowany na innych niż klasyfikacje formalne podstawach, zgodnie z przyjętym przez autora założeniem, że o charakterze klimatu decydują procesy atmosferyczne kształtujące się pod wpływem różnorodnych warunków naturalnych. Tak ujmując zagadnienie Alisow właśnie dąży do wyjaśnienia przyczyn klimatycznego zróżnicowania Ziemi, a tym samym wyjaśnienia procesy atmosferyczne tworzące się w wyniku wzajemnego oddziaływania na siebie wszystkich czynników przyrodniczych. Jego klasyfikacja ma więc charakter kompleksowy i jak na razie jest ona jedyną tego rodzaju znaną w literaturze klimatologicznej. Jednak jak inne, tak i klasyfikacja wprowadzona przez Alisowa nie jest wolna od stawianych jej zarzutów. Powszechnie sarkniesz się jej brak ściśle wyznaczonych granic pomiędzy poszczególnymi typami klimatu, a zwłaszcza pomiędzy jego odmianami /dzielnicami/ szczególnie w bardzo zróżnicowanych pod tym względem geograficznych szerokościach umiarkowanych. Twórca genetycznej klasyfikacji sam sobie sdaże sprawę z niedociągnięć własnej koncepcji, czemu daje wyraz w pracy "Klimatyczne obszary subarktycznych stron" - Moskwa 1950. Świadczyć one mogą m. in. o braku dostatecznie dobrych metod jakimi współcześnie posługuje się klimatologia oraz o dużej trudności tkwiącej w podjętym przez Alisowa zadaniu.

Pomimo pewnych mankamentów klimatyczna klasyfikacja B. P. Alisowa ma duże wartości poznawcze i zasługuje na uwagę geografów co najmniej z dwóch powodów: 1 - podaje próbę genetycznego ujęcia klimatu na tle warunków ogólnogeograficznych, 2 - przedstawia nowe podstawy regionalizacji klimatycznej, dające do wyróżnienia: a/ stref klimatycznych i b/ dzielnic i regionów klimatycznych w każdej z wydzielonych stref.

Można żałować, że ta pionierska praca nie doszekała się do tej pory przekładu na język polski, mimo zapowiedzianego przed paru laty przez PWN wydania tłumaczenia wyżej wymienionego uniwersyteckiego podręcznika Alisowa z roku 1950. Wobec braku łatwo dostępnej w języku polskim, a koniecznej w realizacji dydaktycznego programu klimatologii literatury, - przedstawiam w niniejszym artykule główne założenia klimatycznej klasyfikacji Alisowa oraz osiągnięte przez niego wyniki. Ze względu jednak na ograniczone rozmiary artykułu nie zostaną poniżej omówione dzielnice klimatyczne wyróżnione przez Alisowa na kontynentach oraz propagowane przez niego, a opracowane /z wyjątkiem obszarów polarnych/ przez A. I. Sorkin dla obszarów oceanicznych.

Kryteria genetycznej klasyfikacji klimatu

Głównym kryterium, na podstawie którego przeprowadził Alisow klimatyczną regionalizację kuli ziemskiej jest **p l a n e t a r n e k r ą ż e n i e p o w i e t r z a**. Krążenie powietrza jest elementem klimatycznym tak samo ważnym jak i wszystkie pozostałe i nie należy mu przypisywać jakiegokolwiek nadrzędnej roli wyłącznie z tego powodu, że jest podstawą klasyfikacji. Jest ono jednak tym elementem, który - ze względu na swój dynamiczny charakter - najbardziej odpowiada sumie procesów klimatotwórczych. Przede wszystkim zapewnia ciągłe tworzenie się w pewnych obszarach troposfery mas powietrza, a te z kolei, zależnie od swych właściwości fizycznych /zasób ciepła, wilgotnienie, zapylenie, stan równowagi i in./ oraz stałej wymiany materii i energii pomiędzy powietrzem a podłożem, są bezpośrednią przyczyną tworzenia się pogody w różnych miejscach na Ziemi. W związku z tym, przez krążenie powietrza będące elementem klimatu, należy wg Alisowa rozumieć trzy podstawowe procesy atmosferyczne:

1. tworzenie się mas powietrza w obszarach źródłowych,

2. poziome przemieszczanie się mas powietrza /ciepłych i zimnych/ oraz ich transformację zachodzącą pod wpływem podłoża,
3. działalność frontalną.

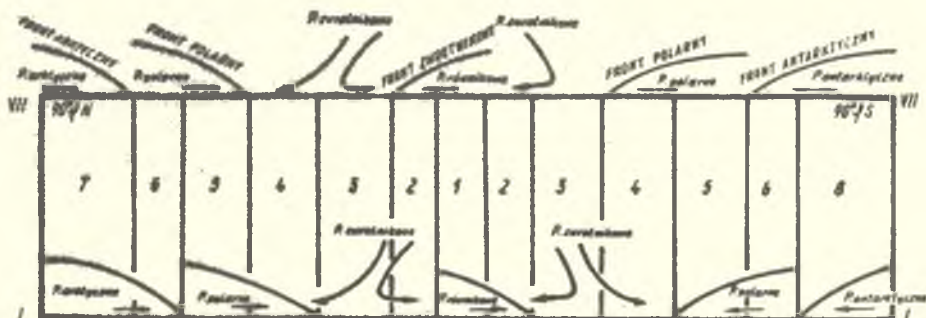
Powyższe kryterium umożliwiło wydzielenie na Ziemi głównych i przejściowych stref klimatycznych, określenie ich granic oraz wyróżnienie dzielnic i regionów klimatycznych.

Głównymi strefami klimatycznymi nazywa Alisow te obszary, w których pod wpływem fizycznych właściwości podłoża atmosfery i bilansu promieniowania charakterystycznego dla danej szerokości geograficznej tworzą się w ciągu całego roku podstawowe typy mas powietrza. Są to więc obszary źródłowe mas powietrza: równikowego /strefa równikowa/, zwrotnikowego /zwrotnikowa/, polarnego /szerokości umiarkowanych/, arktycznego /arktyczna, a na półkuli południowej antarktycznego - w strefie antarktycznej/.

Pomiędzy głównymi znajdują się następujące strefy przejściowe: monsunów równikowych, podzwrotnikowa, subarktyczna - a na półkuli południowej subantarktyczna. Charakterystyczną cechą stref przejściowych jest sezonowa wymiana mas powietrza pochodzących z dwóch najbliższych położonych stref głównych. Wymiana ta jest także uzależniona od ogólnej cyrkulacji powietrza w troposferze.

Granicami stref klimatycznych tak głównych jak i przejściowych są sezonowo zmieniające swe położenia fronty atmosferyczne.

Schemat rozmieszczenia stref klimatycznych i frontów atmosferycznych w ciepłym i chłodnym sezonie roku na obu półkulach /N i S/ przedstawia ryc. 1. Zamieszczone w poszczególnych polach na rycinie cyfry odpowiadają numeracji omawianych poniżej stref klimatycznych.

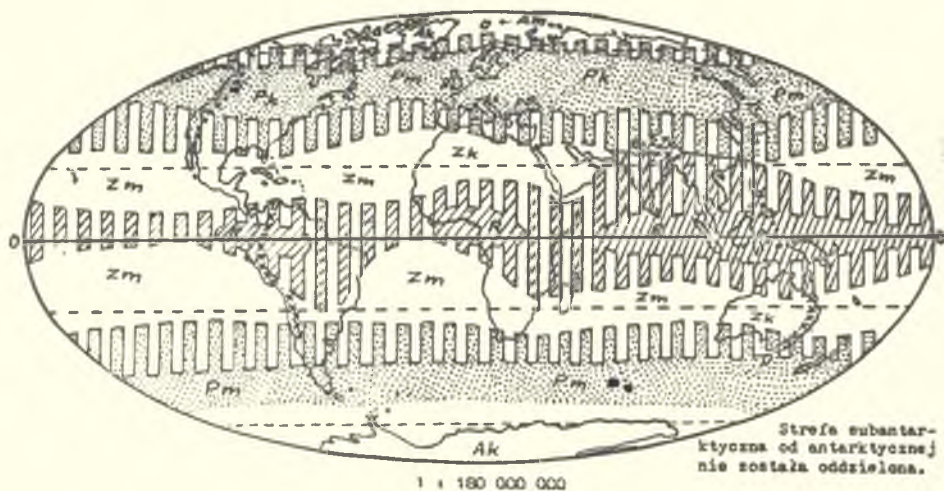


Ryc. 1.

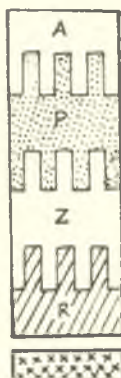
1. Strefa równikowa, 2. Strefa monsunów równikowych, 3. Strefa zwrotnikowa, 4. Strefa podzwrotnikowa, 5. Strefa umiarkowana, 6. Strefa subarktyczna /subantarktyczna/, 7. Strefa arktyczna, 8. Strefa antarktyczna.

Główne typy klimatu w różnych strefach klimatycznych

Strefowe typy klimatu zostały wydzielone na podstawie geograficznego położenia danego obszaru i charakteru procesów klimatycznych zależnych od szerokości geograficznej i planetarnego krążenia powietrza. Zgodnie z niniejszą zasadą należy wyróżnić klimat kontynentalny, oceaniczny oraz zachodnich i wschodnich wybrzeży kontynentów. Wyjątek stanowi strefa rów-



Ryc. 2. Schemat rozmieszczenia mas powietrza w strefach klimatycznych



- A** obszar źródeł arktycznych mas powietrza
 letnie położenie frontu arktycznego
 w lecie polarnie, w zimie arktyczne masy powietrza
 zimowe położenie frontu arktycznego
- P** obszar źródeł polarnych mas powietrza
 letnie położenie frontu polarnego
 w lecie zwrotnikowe, w zimie polarne masy powietrza
 zimowe położenie frontu polarnego
- Z** obszar źródeł zwrotnikowych mas powietrza
 letnie położenie frontu zwrotnikowego
 w lecie równikowe, w zimie zwrotnikowe masy powietrza
 zimowe położenie frontu zwrotnikowego
- R** obszar źródeł równikowej masy powietrza
- obszar klimatu wysokogórskiego

k - kontynentalna masa powietrza
 m - oceaniczna /morska/ masa powietrza

nikowa, w której pomiędzy typem kontynentalnym a oceanicznym różnice są tak minimalne, że ledwo ujawniają się klimatyczne indywidualności wybrzeży.

Różnice pomiędzy typem kontynentalnym a oceanicznym powstają głównie pod wpływem powierzchni podłoża, natomiast pomiędzy typem wybrzeży zachodnich i wschodnich zależą przede wszystkim od atmosferycznego krążenia.

Oprócz wymienionych jest jeszcze typ klimatu wysokogórskiego, w którym zasadniczą rolę dla procesów klimatotwórczych odgrywa wysokość nad poziomem morza oraz ekspozycja stoków w stosunku do wiatrów deszczonośnych i warunków insolacji. Występuje on we wszystkich strefach klimatycznych, z wyjątkiem dwóch - na każdej półkuli - najdalej wysuniętych na północ i na południe od równika.

1. S t r e f a r ó w n i k o w a /ekwatorialna/

Strefa równikowa jest obszarem tworzenia się w ciągu całego roku równikowych mas powietrza /ryc. 2/. Granicami jej są zimowe położenia frontów zwrotnikowych na obu półkulach /N i S/.

Masy powietrza równikowego powstają w drodze transformacji napływających do tej strefy zwrotnikowych mas powietrza, przynoszonych przez pasaty. Transformacja tego powietrza kończy się z chwilą uwilgotnienia całej jego masy - z czego wynika, że głównym procesem atmosferycznym w strefie równikowej jest nasywanie powietrza parą wodną. Ogromne ilości pary wodnej przedostają się do powietrza /dzięki obfitej ilości ciepła, jaką otrzymuje ta strefa w ciągu całego roku/ w procesie intensywnego parowania tak oceanów, jak i wielkich obszarów wilgotnych lasów równikowych. Dlatego też brak jest istotnych różnic fizycznych pomiędzy masami powietrza morskiego i lądowego, a tym samym - pomiędzy klimatem oceanicznym a kontynentalnym. Jedyną pomiędzy nimi różnicą jest występowanie opadów po południu nad lądem, a w nocy nad oceanem /ponieważ w nocy szybciej oziębiają się górne warstwy powietrza i nad ciepłymi oceanami następuje nasilenie termicznej konwekcji/.

Równikowy typ klimatu /Tab. I, ryc. 1/ charakteryzuje się dość wyrównanym rocznym przebiegiem temperatury powietrza /średnie miesięczne wynoszą w poziomie morza 25 - 28°C/, jej małą roczną amplitudą - nie przekraczającą na ogół 5°C, niestałą równowagą masy powietrza, dużą względną i bezwzględną wilgotnością powietrza, brakiem wiatrów i obfitymi opadami konwekcyjnymi, o rocznej sumie 1000 - 3000 mm. Opady wytrącają się z silnie wypiętrzonych chmur kłębiastych czemu towarzyszą burze z elektrycznymi wyładowaniami. Na równiku miesiące najbardziej deszczowe pokrywają się z okresami równonocy /deszcze zenitalne/.

Klimat wysokogórski /Tab. I, ryc. 2/ w strefie równikowej cizzy cechuje się ogólnym spadkiem temperatury powietrza z wysokością - średnio 0,5°C/100 m oraz malejącą ku szczytom jej roczną amplitudą, która w niektórych wypadkach jest nawet mniejsza od 1°C. Sumy opadów nie wykazują zależności ani od wysokości gór, ani też od wystawy ich stoków. Jedynie na wybrzeżach, gdzie występuje słaba bryza morska /np. na pd.-zach. wybrzeżach Kamerunu/ opady mogą znacznie wzrosnąć, ale nie ze względu na wzmożenie termicznej konwekcji, lecz pod wpływem konwekcji orograficznej.

2. S t r e f a m o n s u n ó w r ó w n i k o w y c h /Subekwatorialna, podrównikowa/

Na zewnątrz od strefy równikowej rozciąga się strefa monsunów równikowych, ograniczona letnim /od strony biegunów/ i zimowym /od strony

równika/ położeniem frontu zwrotnikowego. Charakteryzuje się ona sezonową wymianą mas powietrza. W cieplej /dla danej półkuli/ połowie roku, napływa do niej masa powietrza równikowego, a w chłodnej - zwrotnikowego. Odmienne właściwości fizyczne wymienionych mas, powodują, że wyróżniono w omawianej strefie typy klimatu składają się jak gdyby z dwóch samodzielnych reżimów pogody, znajdujących swoje odzwierciedlenie w dwóch porach roku: deszczowej i suchej.

Początkowo /1950/ Alisow wyróżniał w strefie monsunów równikowych cztery typy klimatu: kontynentalny, oceaniczny, zachodnich wybrzeży i wschodnich wybrzeży. Ponieważ pomiędzy typem kontynentalnym i zachodnich wybrzeży, podobnie jak i pomiędzy oceanicznym i wschodnich wybrzeży nie ma istotnych różnic, w roku 1952 wydzielił Alisow w tej strefie tylko klimat kontynentalny i oceaniczny, a w roku 1962 [9] wyodrębnił w niej także typ klimatu wysokogórskiego.

Klimat kontynentalny /Tab. I, ryc. 3, 5/ obejmuje więc wybrzeża zachodnie i wnętrza kontynentów. Kształtuje się on pod wpływem równikowej i zwrotnikowokontynentalnej masy powietrza.

Monsunem letnim jest napływ równikowej masy powietrza, postępującej za powietrzem zwrotnikowym, wycofującym się w wyższe szerokości geograficzne. Do utworzonego w tym czasie nad kontynentem niżu barycznego napływa z południowego zachodu powietrze równikowe i przynosi pogodę typową dla strefy równikowej. Wzrasta wilgotność powietrza, maleją dobowe amplitudy temperatur i spadają obfite deszcze konwekcyjne. Na półkuli północnej opady występują zazwyczaj od maja do października - z maksimum w lipcu. Jednak w miarę wzrostu szerokości geograficznej para deszczowa staje się coraz krótszą, co jest konsekwencją stopniowo zmniejszającej się wilgotności i miąższości masy powietrza równikowego oraz skracania się okresu jej występowania.

Monsunem zimowym jest zwrotnikowokontynentalna masa powietrza napływająca w pasatach. Wzrasta wówczas temperatura powietrza i termiczne amplitudy dobowe, maleje wilgotność powietrza i całkowicie zanikają opady. Pora suszy na półkuli północnej trwa przeważnie od listopada do kwietnia, ale na krańcach strefy położonych dalej od równika może być znacznie dłuższa.

W związku z powyższym nasuwa się tu uwaga dotycząca zastosowanej przez Alisowa nazwy dla omawianej strefy. Nazwa strefy /strefa monsunów równikowych/ jest o tyle niewłaściwa, że z pary monsunów tylko jeden, letni, jest monsunem równikowym, drugi natomiast - zimowy jest monsunem zwrotnikowym, przedłużeniem pasatu. Właściwszą nazwą byłaby więc proponowana przez J. Flisa i S. Kaleśnika [5] dla tej strefy nazwa: strefa monsunów międzyzwrotnikowych.

W klimacie kontynentalnym najwyższe średnie miesięczne temperatury powietrza przypadają na koniec pory suchej. Niższe od "zimowych" średnie temperatury miesięcy "letnich" są wywołane dużą wilgotnością, zachmurzeniem i opadami deszczu - tworzącymi się wyłącznie w powietrzu równikowym /opadów frontalnych brak, ponieważ front zwrotnikowy jest w tym wypadku suchy/.

W klimacie oceanicznym /Tab. I, ryc. 4, 6/ obejmującym nie tylko oceany, ale także wschodnie wybrzeża kontynentów monsun równikowy wieje w kalendarzowym lecie na półkuli północnej z południowego wschodu. W pasie zetknięcia się z nim cieplejszego, lecz również wilgotnego powietrza zwrotnikowomorskiego wytwarza się front, charakteryzujący się intensywnym rozwojem cyklonów. Są one nad oceanami i nad wschodnimi wybrzeżami lądów przyczyną długotrwałych opadów, typowych dla frontu ciepłego.

Monsun zimowy jest w tym typie klimatu przedłużeniem wilgotnego pasatu. W omawianej strefie wzrost ciśnienia powietrza w czasie monsunu zimowego - na skutek rozbudowywania się antycyklonów w niższych niż w lecie szerokościach geograficznych - jest przyczyną znacznego zmniejszenia się miesięcznych sum opadów. Susza jednak tu nie występuje, ponieważ napływające znad oceanu powietrze zwrotnikowomorskie jest wilgotne.

Klimat wysokogórski /Tab. I, ryc. 7/ cechuje się zwiększoną pod wpły-

wem orografii ilością opadów. Na stokach eksponowanych ku wilgotnym monsunom spadają największe notowane na Ziemi ilości sumy deszczów. Najobfitsze opady są w miesiącach letnich. Powoduje to przesunięcie miesięcznego maksimum temperatury powietrza z lipca na wrzesień lub sierpień, ponieważ w okresie wielkich opadów zmniejsza się bezpośrednie promieniowanie słoneczne, a ponadto duża ilość ciepła jest zużywana na parowanie wody spadłej na Ziemię w ogromnych ulewach.

3. Strefa zwrotnikowa /tropikalna/

Granice klimatycznej strefy zwrotnikowej od strony biegunów wyznacza zimowe położenie frontu polarnego a od strony równika - letnie położenie frontu zwrotnikowego. Główną cechą tej strefy jest tworzenie się w ciągu całego roku zwrotnikowych mas powietrza, powstających w charakterystycznym dla niej obszarze wysokiego ciśnienia. Stały antycyklon /dynamiczny/ jest wywołany ciągłym opadaniem powietrza przynieszonego przede wszystkim przez antypasaty. Tworzące się w antycyklonach masy powietrza są suche i w równowadze stałej, ponieważ adiabatyczne ogrzewanie się powietrza zstępującego prowadzi do zmniejszenia się pionowego gradientu temperatury i spadku wilgotności względnej. W wolnej od wpływów podłoża troposferze, w całej strefie zwrotnikowej zachodzą więc procesy suchoadiabatycznego wzrostu temperatury powietrza. Przy powierzchni Ziemi natomiast, gdzie na kształtowanie się fizycznych właściwości mas powietrza wywiera wpływ podłoże troposfery, dominują procesy nieadiabatyczne /ochładzanie od podłoża/. Współdziałanie tych dwóch różnych w swym charakterze procesów uwarunkowanych cyrkulacją planetarną i czynnikami geograficznymi powoduje rozwarstwienie się powietrza w antycyklonach i wytworzenie się inwersji temperatury w dolnej warstwie zwrotnikowych mas powietrza.

W zależności od fizycznych właściwości podłoża, poziom tej termicznej inwersji znajduje się na różnych wysokościach. Nad łąkami, gdzie powietrze jest suche, warstwa inwersyjna występuje na ogół bardzo nisko /zazwyczaj 200-400 m n. p. m./, ale należy zauważyć, że jej wysokość ulega zmianom w ciągu doby. W dzień - w związku z podwyższeniem się temperatury podłoża, ogrzaniem powietrza i prądami konwekcyjnymi - poziom inwersji temperatury podnosi się, a w nocy schodzi niżej. W nocy zachodzi intensywne wypromieniowanie ciepła, powietrze ochładza się od podłoża i zanikają prądy wstępujące. Cała masa powietrza jest więc wówczas w równowadze stałej. Nad oceanami natomiast wysokość poziomu inwersji temperatury charakteryzuje się znacznie większą statecznością w ciągu doby. Jednak na uwagę zasługuje tu fakt, że w różnych częściach oceanu różna jest grubość warstwy podinwersyjnej. Analiza mapy "wysota wnutripasatnoji inwersji nad Atlantycznym Okieanem" - wg Fickera /ryc. 68 na s. 238 pracy Alisowa 1950/ pozwala zauważyć, że we wschodniej części oceanów poziom inwersji znajduje się poniżej 400 m n. p. m. /372 m n. p. m./, w środkowej na wysokości 1000 - 1450 m n. p. m. a w zachodniej - 1500 - 1620 m n. p. m. Przyczyną wzrostu grubości warstwy podinwersyjnej od wschodnich ku zachodnim peryferiom antycyklonów oceanicznych jest przede wszystkim zróżnicowana temperatura powierzchni wód oceanicznych oraz procesy zachodzące w przyziemnej warstwie troposfery, a uzależnione od warunków ogólnogeograficznych. Na krańcach wschodnich występują zimne prądy morskie omijające zachodnie wybrzeża kontynentów. Nad słinnymi wodami wyzlebia się powietrze i nie ma warunków do powstania prądów konwekcyjnych, które mogłyby przesunąć wyżej poziom inwersji temperatury. Natomiast w środkowej części oceanów i w ich części zachodniej, gdzie wzdłuż wybrzeży płyną ciepłe prądy morskie warstwa inwersyjna leży wysoko, ponieważ nad ciepłymi wodami występują intensywne prądy konwekcyjne wynoszące w górę ogromne ilości pary wodnej. Prądy konwekcyjne są

silnie rozwinięte w dzień, a jeszcze bardziej w nocy - zwłaszcza w ciepłym dla danej półkuli sezonie roku. Przyczyniają się one do powstania bardzo wypiętrzonych chmur kłębiastych czemu towarzyszy wywołanie się ogromnej ilości utajonego ciepła. To wywołane ciepło - pobrane w procesie parowania ciepłych wód oceanicznych - jest zasadniczą przyczyną podwyższenia się poziomu pasatowej inwersji przy wschodnich wybrzeżach lądów i centralnych częściach oceanów.

Od pasa wysokiego ciśnienia powietrze zwrotnikowe odpywa ku równikowi w postaci pasatów, mających składową wschodnią, a częściowo także i w stronę szerokości umiarkowanych - w wiatrach południowozachodnich.

Płynące w pasatach do równika nad powierzchnią oceanów powietrze zwrotnikowe staje się wilgotne, zużywając na parowanie znaczną ilość ciepła. Doprowadza to do wzrostu pionowego gradientu temperatury w dolnych warstwach, skutkiem czego tworząca się w ten sposób zwrotnikowomorska masa powietrza nie tylko zawiera dużo wilgoci, ale także jest w równowadze chwiejnej. Nad lądami natomiast dolna warstwa zwrotnikowokontynentalnej masy powietrza, nawet jeżeli jest w równowadze niestabilnej, zawsze jest sucha, ma bardzo wysoką temperaturę i odznacza się wielką zawartością pary.

W omawianej strefie zostały wyróżnione następujące typy klimatu: kontynentalny, oceaniczny, wschodniego krańca antycyklonów oceanicznych, zachodniego krańca antycyklonów oceanicznych i klimat wysokogórski.

Kontynentalny klimat zwrotnikowy /Tab. I, ryc. 8/ wyróżnia się skrajną suchością oraz bardzo wysokimi temperaturami powietrza. Względna wilgotność powietrza jest niemal zawsze poniżej 50%, a jej minimalne wartości /około 20%/ pokrywają się z najcieplejszym miesiącem roku. W związku z tym, promieniowanie słoneczne w dzień i wypromieniowanie ciepła w nocy osiąga w tym typie klimatu szczególnie duże wartości, co z kolei wyraźnie oddziałuje na dobowy i roczny przebieg temperatury powietrza oraz powierzchni gruntu. Temperatura gruntu w dzień dochodzi do 80°C, a w nocy spada niekiedy nawet do 0°C. Tak duże dobowe amplitudy temperatury gruntu sprzyjają pękaniu i rozkruszaniu się skał, a wskutek skrajnie skąpej pokrywy roślinnej dolna warstwa powietrza, nawet przy słabym wietrze nasycza się rozgrzanym pyłem. Zważywszy na fakt, że ze względu na silne nagrzanie podłoża tworzą się w dzień intensywne prądy wstępujące, warstwa zapyłona jest gwałtownie unoszona do góry /trąby pyłowe, burze piaskowe/ i przyczynia się do wzrostu i tak już wysokiej temperatury powietrza /wywołanej procesami adiabatycznymi, brakiem zachmurzenia i wysokim położeniem Słońca nad horyzontem/. W takich warunkach na wysokości 2 m nad gruntem temperatura powietrza może przekraczać w dzień 50°C - co odpowiada najwyższemu temperaturom powietrza, notowanym na kuli ziemskiej. Dobowe amplitudy temperatury na tej wysokości wynoszą 30 - 35°C. Średnie miesięczne temperatury powietrza na półkuli północnej ujawniają maksimum w lipcu, a minimum w styczniu. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi około 25°C, a jej roczna amplituda około 20°C.

Wysokie temperatury i suchość powietrza są przyczyną prawie zupełnego braku opadów atmosferycznych. Raz na kilka lat spadające ulewne deszcze są wynikiem wdarcia się tu frontu polarnego z cyklonami. Nie zawsze jednak te deszcze osiągają powierzchnię Ziemi. Zazwyczaj, zanim krople deszczu ją osiągną - wyparują wcześniej w skrajnie suchym powietrzu /virga/.

Oceaniczny klimat zwrotnikowy /Tab. I, ryc. 9/ różni się od kontynentalnego znacznie większą wilgotnością dolnej warstwy troposfery, występowaniem opadów i bardziej wyrównanym przebiegiem temperatury powietrza - upodabniając się pod tym względem do klimatu równikowego. Od równikowego natomiast różni się mniejszym zachmurzeniem oraz mniejszą roczną sumą opadów. Ostatnia uwaga odnosi się przede wszystkim do wschodniej części oceanów, gdzie termiczna inwersja pasatowa występuje zazwyczaj poniżej poziomu kondensacji pary wodnej, co uniemożliwia tworzenie się chmur i powstawanie opadów deszczowych. W centralnej i zachodniej części oceanów - o czym była już wyżej mowa - wymieniona inwersja leży wyżej - zwykle powyżej poziomu kondensacji pary wodnej i dlatego mogą

się rozwijać chmury i wytrącać z nich opady atmosferyczne. W tym klimacie charakterystycznym zjawiskiem są cyklony tropikalne /orkany, tajfuny/, powstające najczęściej w zachodniej połowie oceanów w pobliżu równika. W strefie zwrotnikowej wędrują one ku zachodowi, tj. zgodnie z kierunkiem pasatów, ale równocześnie podporządkowują się rozkładowi wiatrów w antycyklonie. Po wejściu w strefę podzwrotnikową lub do szerokości umiarkowanych półkuli północnej cyklony tropikalne skręcają ku północnemu wschodowi i wygasają.

Klimat wschodniego krańca antycyklonów oceanicznych /Tab. I, ryc. 10/ występuje na zachodnich wybrzeżach lądów i we wschodniej części oceanów. Charakteryzuje się on prawie zupełnym brakiem opadów, zwykle piękną lecz nie upalną pogodą, dobrze rozwiniętą cyrkulacją bryzową i dużą wilgotnością dolnych warstw troposfery, co umożliwia częste tworzenie się mgły i rosy. Deszcze zdarzające się raz na kilka lat są pochodzenia frontalnego i wiążą się z frontem polarnym lub - rzadziej - z cyklonami tropikalnymi.

Jak wiadomo, dużą rolę w kształtowaniu się tego typu klimatu odgrywają zimne prądy morskie, płynące przy zachodnich brzegach kontynentów, od których ochładza się dolna warstwa masy powietrza. Nad tą stosunkowo zimną warstwą płynie /w tym samym kierunku co i powietrze warstwy dolnej/ ciepłe powietrze górnych warstw pasatu, nagrzewające się dzięki osiadanii antypasatowego powietrza w antycyklonach. Wytwarza się w ten sposób pomiędzy dolną /zimną/ i górną /cieplą/ warstwą pasatu bardzo silna inwersja temperatury powietrza. Warunki te sprawiają, że miąższość warstwy inwersyjnej jest niewielka i zazwyczaj nie przekracza kilkuset metrów. Chłodna dolna warstwa powietrza nie pozwala na wytworzenie się wysokich prądów konwekcyjnych, które mogłyby przyczynić się do rozwoju chmur i wytrącania się deszczów. Wspomniana wyżej mgła i rosa powstaje w bardzo wilgotnym powietrzu leżącym pod poziomem termicznej inwersji i wykazuje duży związek z bryzami. W dzień bryza morska powoduje szybki wzrost wilgotności powietrza i wpływa na spadek jego temperatury, w nocy natomiast pod wpływem wiatru znad lądu - maleje absolutna wilgotność powietrza, ale na skutek szybkiego wypromienowania ciepła z podłoża nawet niewielka ilość pary wodnej wystarcza, aby powstała mgła, a na powierzchni gruntu rosa. Są to więc mgły i rosa pochodzenia radiacyjnego. Ich powstaniu sprzyja bardzo słaba bryza wieczorna i nocna, ponieważ w tych porach doby maleją różnice temperatury i ciśnienia pomiędzy powietrzem nad oceanem i nad lądem. Szczególną natomiast siłą wyróżniają się bryzy dzienne /morskie/, które w postaci bardzo szybkiego wiatru wkraczają w głąb lądu - nawet na odległość do 100 km.

Klimat zachodniego krańca antycyklonów oceanicznych /Tab. I, ryc. 11/ obejmuje wschodnie wybrzeża kontynentów i zachodnie części oceanów. Od wyżej omówionego klimatu różni się wyższymi temperaturami powietrza, dużym zachmurzeniem i obfitymi opadami deszczu w ciepłej połowie roku, chociaż nie brak ich i w pozostałych miesiącach. Na podstawie przebiegu poszczególnych elementów klimatycznych można i tu wyróżnić dwie pory roku: lato i zimą. W lecie wysoki temperaturą powietrza towarzyszy wzrost zachmurzenia i maksymalne miesięczne sumy opadów. W zimie natomiast nieznacznie obniża się temperatura powietrza i w porównaniu z latem maleje zachmurzenie oraz suma opadów atmosferycznych. Całoroczne deszcze są tu możliwe, ponieważ w zachodniej części antycyklonów oceanicznych inwersja temperatury w powietrzu pasatowym przejawia się bardzo słabo, przede wszystkim dlatego, że znajduje się nie poniżej - jak na wybrzeżach zachodnich lądu - lecz powyżej poziomu kondensacji pary wodnej. Wysoko położony poziom inwersji i większy od suchoadiabatycznego pionowy gradient temperatury w warstwie dolnej oraz występowanie przy wschodnich wybrzeżach lądów ciepłych i intensywnie parujących prądów morskich są przyczyną, że powietrze dolnej warstwy pasatu znajduje się stale w stanie równowagi nieustalanej. Wywołuje to silne i o dużym zasięgu pionowym wstępujące prądy powietrza, rozwój słabo wypiętrzonych chmur kłębiastych oraz wytrącanie się opadów typu konwekcyjnego, a zwłaszcza orograficznego.

Klimat wysokogórski /Tab. I, ryc. 12/ zależy nie tylko od czynnika

hipsometrycznego i procesów atmosferycznych w samych górach, ale także od typu klimatu znajdującego się u podnóża gór. Na przykład góry znajdujące się w zasięgu kontynentalnego klimatu pustyni zwrotnikowych (T. besti, Mac Donnell/ wyróżniają się większą w porównaniu z równinami ilością opadów w ciągu roku. Źródłem tych opadów w górach, podobnie jak i otaczających je pustyniach, są sporadycznie przechodzące cyklony polarne. Deszcze zraszają jednak zazwyczaj najwyższe góry, podczas gdy ich podnóża i stoki niżej położone odczuwają dotkliwą suszę.

W warunkach klimatu wschodniej części antycyklonów oceanicznych występowanie nawet bardzo wysokich gór nie ma żadnego znaczenia dla zwiększenia się ilości opadów. Przyczyną braku opadów i występowania pustyni wysokogórskich jest nisko położony poziom termicznej inwersji, który ogranicza obszary wilgotne leżące w dole od suchych - w górnej części stoku, a przeciwieństwo te dolne warstwy powietrza powinny być źródłem wilgoci dla wyższych gór /wybrzeża Peru i pn. Chile/. Inwersja termiczna wyraża się jednak przede wszystkim zmiennością temperatury powietrza w poszczególnych piętrach gór. Od podnóża ku szczytom temperatura powietrza początkowo szybko wzrasta, ale już od kilkuset metrów n. p. m. zaczyna się jej normalny spadek z wysokością.

Bardzo dużego znaczenia dla ukształtowania się elementów klimatycznych nabiera rzeźba w obszarze objętym przez klimat zachodniego krańca antycyklonów oceanicznych. Jeżeli w tych warunkach pasma górskie są równoległe do linii brzegowej - można zauważyć wyraźną asymetrię klimatyczną na stokach od strony lądu i od morza. Zaznacza się ona nie tylko w sumach opadów deszczowych, wilgotności powietrza i zachmurzenia, ale także akcentuje się w rozkładzie temperatury na stokach. Więjce znad morza ku wschodnim stokom gór pasaty są najbardziej wilgotne w dolnej warstwie. Natrafiając na wybrzeżach na przeszkody orograficzne, wspinają się po stokach w górę, czemu towarzyszy wilgotnoadiabatyyczny spadek temperatury, wzrost wilgotności względnej, tworzenie się chmur i wytrącanie z nich obfitych opadów. Do grzbietów górskich powietrze dochodzi już znacznie przesuszone i powyżej piętra chmur występuje inwersja deszczowa. Powyżej poziomu tej deszczowej inwersji wzrasta termiczny gradient i aż do szczytów obserwuje się suchoadiabatyyczny spadek temperatury powietrza. Po przekroczeniu górskich grzbietów powietrze spada w dół po odwietrznych stokach i zagrzewa się suchoadiabatycznie. Równocześnie ze wzrostem temperatury maleje względna wilgotność powietrza i panuje pogoda słoneczna - przykra ze względu na występowanie bardzo suchego wiatru górskiego. Deszcze po odwietrznej stronie gór są zjawiskiem wyjątkowym i zależą od pionowego zasięgu chmur na przeciwnych stokach - tj. eksponowanych ku wiatrom deszczonośnym.

/Należy zauważyć, że klimatyczna strefa zwrotnikowa nie występuje w pd.-wsch. Azji - ryc. 2. Jest to wynikiem silnie rozwiniętego systemu krążenia monsunowego, czemu sprzyjają wielkie rozmiary lądu azjatyckiego i sąsiadujące z nim rozległe obszary oceanów. W pd.-wsch. Azji letnie położenie frontu zwrotnikowego pokrywa się z zimowym położeniem frontu polarnego. Graniczą więc ze sobą dwie strefy przejściowe/.

4. Strefa podzwrotnikowa /subtropikalna/

Strefa ta oddziela zwrotnikową od umiarkowanej i - podobnie jak strefa monsunów równikowych - wyróżnia się sezonową wymianą mas powietrza. W lecie antycyklony przesuwają się w wyższe szerokości geograficzne i strefę tę całkowicie opanowuje powietrze zwrotnikowe. W zimie natomiast antycyklony przemieszczają się bliżej równika i wówczas na teren tej strefy uzyskuje dostęp powietrze polarne z szerokości umiarkowanych. Granice strefy wyznacza letnie /od strony bieguna/ i zimowe /od strony równika/

położenie frontu polarnego. Odgrywa on podobną rolę jak front zwrotnikowy w strefie monsunów równikowych. Jak bowiem sezonowe przemieszczanie się frontu zwrotnikowego reguluje rozkład opadów w strefie monsunów równikowych, tak letnie i zimowe przemieszczanie się frontu polarnego powoduje występowanie pór suchych i deszczowych w strefie podzwrotnikowej. W związku z powyższym klimat obszarów podzwrotnikowych tworzy się przede wszystkim pod wpływem sezonowych zmian zwrotnikowych i polarnych mas powietrza oraz pod wpływem działalności cyklonicznej na rozdzielającym je froncie.

Jedną z głównych cech odróżniających tę strefę od wyżej omówionej zwrotnikowej jest coroczny opad śnieżny. Na nizinach nie tworzy on wprawdzie pokrywy i szybko taje, ale w górach utrzymuje się nawet przez kilka tygodni.

W strefie podzwrotnikowej wyróżnia się: klimat kontynentalny, oceaniczny, wybrzeży wschodnich, wybrzeży zachodnich i klimat górski.

Kontynentalny klimat podzwrotnikowy /Tab. I, ryc. 13/ kształtuje się pod wpływem zmieniających się procesów w ciągu roku. W ciepłym sezonie podstawowym procesem jest transformacja masy polarnokontynentalnej w zwrotnikowokontynentalną masę powietrza i frontoliza, w chłodnym natomiast zasadniczym procesem jest frontogeneza oraz związane z nią tworzenie się cyklonów na froncie polarnym.

Charakterystycznymi właściwościami reżimu pogody w kontynentalnym klimacie są w tym wypadku monotennie suche i gorące lata ze średnimi miesięcznymi temperaturami powietrza około 30°C oraz stosunkowo chłodne i mało wilgotne zimy z nagłymi zmianami temperatury; nawet w najbardziej ku południowi /na półkuli N/ wysuniętych regionach omawianej strefy mrozy mogą dochodzić do -15°C. Roczna suma opadów na ogół nie przekracza 500 mm. Wysoka temperatura powietrza i suchość lata na tle ogólnego niedostatku opadów, negatywnie oddziałują na roślinność i dlatego w krajobrazie przeważają pustynie i suche stepy.

Klimat oceaniczny /Tab. I, ryc. 14/ charakteryzuje się większym uwilgotnieniem powietrza, bardziej wyrównanym przebiegiem temperatury, mniejszą roczną jej amplitudą, znacznym zachmurzeniem i dużymi opadami - zwłaszcza w czasie sezonu chłodnego.

W ciepłym półroczu przeważa antycyklonalna pogoda, związana z przemieszczaniem się zwrotnikowego układu wysokiego ciśnienia w wyższe szerokości geograficzne. W tych antycyklonach powietrze dopływające do strefy umiarkowanej przekształca się w masę powietrza zwrotnikowomorskiego.

W półroczu chłodnym nad oceanami panuje w tej strefie polarnomorska masa powietrza. Na froncie polarnym tworzą się bardzo aktywne cyklony, przemieszczające się na ogół w kierunku północno-wschodnim na półkuli północnej. Przynoszą one obfite opady, duże zachmurzenie, gwałtowne wahania temperatury i silne wiatry. Jednak i w zimie trafiają się okresy pogody spokojnej i bezchmurnej.

Roczna amplituda temperatury jest większa niż w oceanicznym typie strefy zwrotnikowej /około 5°C/, ale znacznie mniejsza niż w kontynentalnym podzwrotnikowym /26 - 30°C/. Wyjątek w tym względzie stanowią zachodnie części oceanów na półkuli północnej, gdzie roczna amplituda temperatury powietrza jest stosunkowo duża. Jest ona wynikiem napływania zimnych, a nawet mroźnych wiatrów północnych i północno-zachodnich od termicznych wyżów - rozbudowanych w ziemie nad kontynentami do tylnych części depresji barycznych nad oceanami.

Klimat wybrzeży zachodnich /Tab. I, ryc. 15/ w najtypowszej postaci występuje na wybrzeżach Morza Śródziemnego i dlatego często bywa nazywany klimatem śródziemnomorskim. Składa się on z reżimów pogody typowych dla klimatu kontynentalnego tej strefy w lecie, a oceanicznego w zimie.

Panująca w lecie zwrotnikowokontynentalna masa powietrza sprowadza pogodę bezwietrzną, słoneczną, suchą i bardzo ciepłą, a nawet upalną. Natomiast warunki klimatyczne sezonu chłodnego - podobnie jak i w typie oceanicznym - zależą przede wszystkim od położenia frontu polarnego i od

częstotliwości tworzenia się na nim cyklonów. Najintensywniej tworzą się one w pełni zimy, gdy front polarny zajmuje południowe /na półkuli N/ krańce strefy podzwrotnikowej. Z tym wiążą się maksymalne sumy miesięcznych opadów, przypadające na cztery najchłodniejsze miesiące roku: tj. XI - II.

Jak z powyższego widać - zaznacza się wyraźny kontrast pogody pomiędzy latem i zimą. Zima w tym typie klimatu jest porą deszczową, ale - odpowiednio do ogólnych warunków promieniowania słonecznego w szerokościach podzwrotnikowych - łagodną.

Klimat wschodnich wybrzeży /Tab. I, ryc. 16/ ma suchą i mroźną zimę oraz gorące i deszczowe lato. Ma on wyraźne cechy klimatu monsunowego. Monsunem zimowym jest napływ polarnokontynentalnej masy powietrza od wybrzeża termicznego z szerokości umiarkowanych, sprowadzający okres chłodu, pogodę bezchmurną /lub o małym zachmurzeniu/ i dokuczliwe zimne wiatry, które spychają front polarny od wybrzeży na ocean i w stronę niższych szerokości geograficznych.

Monsunem letnim jest zwrotnikowomorska masa powietrza, ponieważ w tym czasie - pod wpływem ogólnej cyrkulacji - ośrodki antycyklonalne /dynamiczne/ przemieszczają się do szerokości podzwrotnikowych. Bardzo rozbudowują się one nad oceanami i częściowo są one utrwalane poprzez oddziaływanie stosunkowo zimnej wówczas powierzchni wodnej na dolne warstwy powietrza. Antycyklony te przesuwają front polarny w wyższe szerokości geograficzne i ostatecznie pozostawiają go przy wschodnich wybrzeżach lądów, nad którymi w lecie wytwarza się niż termiczny. Nieustannie tworzące się na froncie polarnym cyklony przynoszą na wybrzeża obfite opady deszczowe, którym towarzyszy duże zachmurzenie, wiatry o zmiennych szybkościach, duża wilgotność powietrza oraz wysokie temperatury. Średnie miesięczne temperatury powietrza w lecie na skutek dużych opadów są znacznie obniżone w stosunku do tych, jakie mogłyby tu być, gdyby zależały tylko od radiacji słonecznej i procesów adiabatycznych, charakterystycznych dla podzwrotnikowych antycyklonów.

W klimacie górskim - oprócz normalnego spadku temperatury powietrza z wysokością - w całej tej strefie na uwagę zasługuje wzrost opadów na stokach dowiejtrnych od strony oceanów. Takimi - dowiejtrnymi są zachodnie i południowo-zachodnie stoki na zachodnich wybrzeżach oraz wschodnie i południowo-wschodnie na wybrzeżach wschodnich. Ilość opadów na stokach wystawionych do wiatrów deszczonośnych może być pięć lub nawet więcej razy większa od ilości opadów otrzymywanych przez sąsiadujące z nimi równiny, a szczególnie niziny.

W górach śródłądowych, w których stoki nie są wystawione ku wiatrom deszczonośnym, skąpe opady mogą występować we wszystkich miesiącach roku. Jeżeli u ich podnóża występuje step lub półpustynia, maksimum opadów przypada na miesiące wiosenne i początek lata, ponieważ wówczas jest najczęstsze zachwianie równowagi mas powietrza. W tym bowiem czasie znaczna ilość promienistej energii Słońca dochodzi do powierzchni Ziemi, ponieważ w powietrzu znajduje się stosunkowo mało pary wodnej. Ciepło to w warstwie czynnej zużywane jest na parowanie wody z gruntu i na konwekcję. Silny rozwój konwekcji powoduje tworzenie się chmur i wytrącanie się z nich opadów atmosferycznych. Ponieważ jednak wilgoci w glebie jest niewiele, wyparowuje ona stosunkowo szybko, tak że w okresie maksymalnych temperatur /lato/ grunt jest już bardzo przesuszony i nie może dostarczyć powietrzu takiej ilości pary wodnej, która przy wysokich jego temperaturach mogłaby dostatecznie uwilgotnić powietrze. Charakterystycznym zjawiskiem w środku i w końcu lata w omawianych regionach fizycznogeograficznych jest duży niedosyt wilgotności powietrza, który uniemożliwia powstawanie chmur i opadów, mimo występowania i wówczas prądów wstępujących.

Temperatury powietrza w klimacie górskim mają zróżnicowany przebieg roczny i wyróżniają się spośród górskiego klimatu innych stref dość dużą roczną amplitudą /Tab. I, ryc. 17/.

5. Strefa umiarkowanych szerokości geograficznych /umiarkowana/

Strefa umiarkowanych szerokości geograficznych jest od strony równika ograniczona letnim położeniem frontu polarnego, a od strony bieguna - zimowym położeniem frontu arktycznego /antarktycznego/. Tworzą się w niej przez cały rok polarne masy powietrza.

W strefie umiarkowanej występują różnorodne odmiany klimatu, trudne niekiedy do wyjaśnienia i do zaszeregowania w jakiś typ nadrzędny zwłaszcza tam, gdzie ścierają się wpływy oceanizmu i kontynentalizmu. Odmiany te są uzależnione od zmienności procesów podlegających wpływowi bardzo różnorodnych warunków, wykazujących nawet w bliskich sobie regionach duże różnice fizycznogeograficzne. Uwypuklające się jednak podstawowe procesy klimatyczne i właściwości przeważających w danym obszarze mas powietrza pozwalają na zauważenie istotnych różnic pomiędzy głównymi typami klimatu.

Przeprowadzenie dokładnej regionalizacji klimatycznej w omawianej strefie jest trudne z wielu powodów. Przede wszystkim należy zauważyć, że strefa umiarkowana otrzymuje znacznie mniejsze ilości ciepła słonecznego niż strefy wyżej omówione. Zależy to nie tylko od wyższych szerokości geograficznych, ale także od większego zachmurzenia oraz od dużych zmian sezonowych w charakterze powierzchni kontynentów, różnie reagujących na radiację słoneczną. W związku z tym charakterystyczną cechą solarnego ustroju w strefie umiarkowanej jest duży kontrast pomiędzy latem a zimą. W lecie zmniejszanie się natężenia promieniowania słonecznego wraz ze wzrostem zachmurzenia i szerokości geograficznej jest rekompensowane wzrostem długości dnia i dużą zdolnością absorpcyjną powierzchni Ziemi /powyżej 80% promieniowania całkowitego/. W lecie więc strefa umiarkowana otrzymuje dużo ciepła. W zimie natomiast kontynenty dostają bardzo mało ciepła słonecznego, ponieważ wówczas Słońce znacznie niżej góruje na sklepieniu niebieskim, a ponadto łądy są prawie w całości pokryte śniegiem, odbijającym około 70% tych ilości promieniowania. Pod wpływem tak zróżnicowanej w ciągu roku ilości dopływającej energii promieniowania tworzą się duże różnice w rocznym przebiegu temperatury powietrza, ciśnienia, wilgotności i innych elementów klimatycznych.

Oprócz zespołu procesów uwarunkowanych nasłonecznieniem, klimat szerokości umiarkowanych zależy od: a/ fizycznych właściwości polarnych mas powietrza, b/ częstotliwości i zasięgu wkraczania w tę strefę arktycznych i zwrotnikowych mas powietrza oraz c/ działalności cyklonicznej na froncie polarnym i arktycznym.

Główna masa opadów atmosferycznych jest pochodzenia frontalnego, w zimie nad oceanem i zachodnim wybrzeżem łądów, a w lecie nad kontynentem i wschodnim wybrzeżem. Opady powstałe w wyniku termicznej konwekcji stanowią bardzo mały procent ogólnej rocznej sumy opadów.

W omawianej strefie zostały wyróżnione następujące typy klimatu: kontynentalny, oceaniczny, zachodnich wybrzeży kontynentów, monsunowy, wybrzeży wschodnich i wysokogórski.

Klimat kontynentalny /Tab. I, ryc. 18/ może się wykształcić tylko nad wielkimi łądami, ponieważ tylko w takich warunkach może się w pełni ujawnić wpływ podłoża na ciągle przemieszczającą się nad nim masę powietrza oraz na charakterystyczne dla tego typu klimatu warunki cyrkulacji atmosferycznej. Istotną przyczyną tej cyrkulacji są odmienne termiczne warunki powierzchni Ziemi w lecie i w zimie, w związku z czym zmieniają się tu układy baryczne w obu wymienionych sezonach roku. W ten sposób oddziaływanie podłoża na krążenie powietrza jest tu znacznie większe niż w innych strefach klimatycznych i taki typ może występować tylko na półkuli północnej, ponieważ na południowej - w omawianych szerokościach - nie ma wielkich łądów.

Klimat kontynentalny występuje na obszarach położonych wewnątrz łą-

dów, gdzie panuje polarnokontynentalna masa powietrza. Taka masa powstaje w drodze transformacji powietrza arktycznego i polarnomorskiego. Nad centralnymi obszarami lądów są one już całkowicie przekształcone, wskutek czego daje się zauważyć osłabienie działalności frontalnej oraz zmniejszenie się zachmurzenia i opadów w kierunku środkowych części kontynentów. Mniejsze natomiast zachmurzenie zwiększa rolę bilansu promieniowania, które w związku z tym staje się tak ważnym czynnikiem klimatotwórczym w kontynentalnym klimacie strefy umiarkowanej, jak i w odpowiednich typach klimatu w pozostałych strefach.

Fizyczne właściwości polarnokontynentalnej masy powietrza wykazują duże różnice w zależności od pory roku. W lecie charakteryzuje się ona stosunkowo wysoką temperaturą i niestałą równowagą dolnej warstwy. W zimie natomiast ma niskie temperatury i równowagę stałą, uwarunkowaną ciągłym ochładzaniem się powietrza od podłoża. Powstaje wówczas inwersyjny układ temperatury powietrza. Te zimowe inwersje są bardzo charakterystycznym zjawiskiem i sprzyjają ustalaniu się cichej, tj. bezwietrznej i bezchmurnej, ale bardzo mroźnej pogody na względnie długi okres czasu. W omawianych procesach bardzo ważną rolę odgrywa zwarta pokrywa śnieżna, której grubość i trwałość zależą od reżimu opadów i temperatury.

Na reżim temperatury i wilgotności powietrza oraz na ilość i rozkład opadów w ciągu roku wpływają nie tylko fizyczne właściwości masy powietrza polarnokontynentalnego, ale także masy wkraczających tu z sąsiednich obszarów źródłowych. Tak na przykład ekstremalne temperatury są wywołane wkraczaniem arktycznych i zwrotnikowokontynentalnych mas powietrza, a o ilości opadów decyduje wilgotność absolutna tej masy, z której się one wytrącają, lub która uległa transformacji i przekształciła się w powietrze polarnokontynentalne. Głównym źródłem opadów są tu fronty atmosferyczne i właśnie wzrostem wilgotności absolutnej, związanej z podwyższeniem się temperatury powietrza polarnokontynentalnego w lecie, należy przede wszystkim tłumaczyć letnie maksimum opadów występujących prawie wszędzie na kontynentach.

W tym typie klimatu średnie temperatury powietrza w najcieplejszym miesiącu wynoszą 18–22°C, w najzimniejszym –20 – –25°C, a roczna suma opadów 400–600 mm.

Klimat oceaniczny strefy umiarkowanej /Tab. I, ryc. 19/ różni się od kontynentalnego znacznie mniejszą roczną i dobową amplitudą temperatury powietrza oraz bardziej równomiernym rozkładem dużych na ogół opadów atmosferycznych frontalnego pochodzenia. Klimat ten występuje w zasięgu polarnomorskiej masy powietrza, która tworzy się nad oceanami ze zwrotnikowomorskiej, arktycznej /antarktycznej/ oraz z polarnokontynentalnej masy powietrza, napływającej nad oceany znad otaczających je lądów. Transformacja polarnokontynentalnej masy powietrza polega na jej uwilgotnieniu oraz obniżaniu /w lecie/ lub podwyższaniu /w zimie/ temperatury. W powietrzu zwrotnikowomorskim transformacja prowadzi zawsze do obniżania się temperatury i wzrostu wilgotności względnej, a w arktycznym – zawsze do wzrostu temperatury powietrza i wilgotności absolutnej. Największy udział w tworzeniu się polarnomorskiej masy powietrza ma powietrze napływające od wyżu arktycznego i antarktycznego.

Transformacja arktycznej masy powietrza rozpoczyna się w zachodniej części oceanów. Napływa ona tu w wiatrach północno-wschodnich do brzozy niskiego ciśnienia, charakteryzującej się stałym niemal tworzeniem się cyklonów, związanych z występowaniem frontów. Aktywniejsza w sezonie chłodnym działalność cykloniczna przejawia się zwiększoną w tym czasie ilością opadów atmosferycznych.

Klimat zachodnich wybrzeży kontynentów /Tab. I, ryc. 20/ charakteryzuje stosunkowo chłodne lato, wielka wilgotność powietrza i znaczne opady w ciągu roku /z nasileniem w zimie/. Duże opady w ciągu całego roku są wynikiem działalności cyklonów w lecie na froncie polarnym, a w zimie na polarnym i arktycznym.

Wraz ze wzrostem szerokości geograficznych średnia roczna i miesięczna temperatura powietrza nieco spada, ale zawsze w miesiącach zimo-

wych jest dodatnią. Na południowej granicy strefy umiarkowanej średnie miesięczne temperatury w lecie nie przekraczają 20°C. Roczna termiczna amplituda jest więc w tym typie klimatu niewielka.

Ten typ klimatu kształtuje się przede wszystkim pod wpływem polarnomorskiej masy powietrza i dlatego jest on bardzo podobny do morskiego typu klimatu strefy umiarkowanej.

Monsunowy klimat wschodnich wybrzeży kontynentów /Tab. I, ryc. 21/ charakteryzuje się - podobnie jak i monsunowy w strefie podzwrotnikowej - sezonową zmianą mas powietrza o innych właściwościach fizycznych. Różnica pomiędzy monsunowym krążeniem powietrza w obu wymienionych strefach polega na tym, że w podzwrotnikowej uczestniczą masy powietrza z dwóch różnych stref głównych, podczas gdy w umiarkowanych szerokościach wymieniają się masy powietrza tworzące się w tej samej strefie klimatycznej. W ziemie na wschodnich wybrzeżach występuje polarnokontynentalna, a w lecie polarnomorska masa powietrza.

Monsunem zimowym jest zimny wiatr lądowy przechodzący po wschodnich krańcach kontynentalnego antycyklonu i odsuwający front polarny na ocean. W lecie natomiast front zbliża się do brzegu lądu, a powstające na nim cyklony przynoszą na wschodnie wybrzeża bardzo obfite opady. Ten monsunowy system krążenia powietrza powoduje, że w omawianym typie klimatu występuje mroźna, ale słoneczna i mało śnieżna zima oraz ciepłe, pochmurne i deszczowe lato.

Klimat górski /Tab. I, ryc. 22/ - tak jak i w innych strefach - wykazuje typową dla zróżnicowania hipsometrycznego piętrowość, ujawniającą się w przebiegu poszczególnych elementów klimatycznych. Na uwagę zasługuje w tej strefie powszechnie występująca w ziemie inwersja temperatury powietrza. W górach, mających u podnóża klimat kontynentalny lub klimat wybrzeży zachodnich, wzrost temperatury z wysokością jest wywołany ochładzającym oddziaływaniem podłoża i napływem w wyższych warstwach stosunkowo ciepłych mas na miejsce osiadającego powietrza nad wychłodzonym lądem. Częstotliwość tworzenia się inwersyjnego układu temperatury powietrza zależy od aktywności procesów frontalnych. W klimacie wybrzeży wschodnich inwersja temperatury w ziemie wytwarza się w warunkach antycyklonalnego krążenia. Jest ona bardziej wyrazista i występuje niżej aniżeli w górach znajdujących się w zasięgu pozostałych typów klimatu.

Opady na ogół wzrastają z wysokością, ale zależnie od cyrkulacji powietrza w poszczególnych porach roku zaznaczają się pewne różnice w rocznym przebiegu opadów. Na zachodnich wybrzeżach i w centralnych częściach kontynentów opady dominują w chłodnym półroczu, a na wybrzeżach wschodnich - zgodnie z właściwościami monsunowego krążenia powietrza - w półroczu ciepłym. Poza tym, na wybrzeżach zachodnich i wewnątrz kontynentów prawie wszędzie zachodnie stoki gór otrzymują więcej opadów aniżeli wschodnie. Świadczy to o dalekim wkraczaniu na kontynenty oceanicznych mas powietrza napływających z zachodu i o stosunkowo mało zmienionych ich właściwościach fizycznych w warstwach górnych.

6. S t r e f a s u b a r k t y c z n a /subantarktyczna/

Pomiędzy strefą umiarkowaną i arktyczną znajduje się na półkuli północnej przejściowa strefa klimatyczna - subarktyczna. W tej strefie w czasie cieplejszej połowy roku dominują polarne masy powietrza, natomiast podczas półroczu zimniejszego - masy arktyczne. Z sezonową wymianą mas powietrza wiąże się zmienne położenie frontu. Południową granicą strefy jest zimowe, a północną - letnie położenie frontu arktycznego. Właściwie trudno jest wyznaczyć granicę północną, ponieważ w lecie front arktyczny nie stanowi zwartego ciągu, rozgraniczającego dwie masy powietrza, lecz rozpada się na oddzielne człony. Ogólne położenie tego frontu w lecie

można wyznaczyć tylko orientacyjnie. Przyjmuje się, że występowanie tu dąbry na nizinach pokrywa się z występowaniem w lecie arktycznej masy powietrza. W związku z tym południową granicę tundry na lądach półkuli północnej można uważać na północną granicę strefy subarktycznej.

Należy poza tym zauważyć, że przeważanie w tej strefie w lecie polarnych mas powietrza jest wywołane nie tyle napływaniem powietrza z szerokości umiarkowanych, co raczej - transformacją arktycznych mas powietrza w tym sezonie w powietrze polarne.

Alisow w subarktycznej strefie klimatycznej wyróżnia dwa główne typy klimatu: kontynentalny i oceaniczny. Kontynentalny charakteryzuje się sezonową zmianą mas powietrza typu lądowego, oceaniczny - morskiego.

Kontynentalny klimat subarktyczny /Tab. I, ryc. 23/ cechuje się bardzo dużą amplitudą roczną temperatury powietrza, przekraczającą 60°C /np. w pn.-wsch. Jakucji/. Jest ona rezultatem występowania mroźnego powietrza arktycznokontynentalnego w zimie i ciepłego, polarnokontynentalnego w lecie. Największe zresztą notowane na kuli ziemskiej termiczne amplitudy roczne występują właśnie w tej strefie, zwłaszcza w sprzyjających ku temu warunkach rzeźby terenu. Dotyczy to przede wszystkim kotlin, gdzie powietrze w czasie zimy szczególnie się wymraża, powodując wyjątkowo niskie temperatury przy powierzchni gruntu, dochodzące do -70°C . Zimy są okresem silnych mrozów, ale dość ciepłe chociaż krótkie lata umożliwiają uprawę roli nawet za kołem podbiegunowym /klimat tajgi/. Średnie roczne temperatury powietrza są zawsze poniżej zera. Opady atmosferyczne zwłaszcza w środku lądów są w tej strefie małe, mają zróżnicowany przebieg roczny i są prawie wyłącznie pochodzenia frontального. Maksimum opadów występuje w lecie.

W oceanicznym klimacie /Tab. I, ryc. 24/ sezonowa zmiana mas powietrza /znad morskich obszarów źródłowych/ nie wywołuje zbyt wielkich zmian temperatury powietrza w jej rocznym przebiegu i dlatego roczna amplituda jest stosunkowo mała. Na ogół nie przekracza 20°C . W odróżnieniu od klimatu kontynentalnego, zima w klimacie oceanicznym nie jest mroźna, lecz łagodna. Lato natomiast jest na tyle chłodne, że nie mogą na wyspach wybrzeżach kontynentów rosnąć drzewa. Temperatura powietrza w najcieplejszym miesiącu nie osiąga 10°C .

W kształtowaniu się pogody zarówno w lecie, jak i w zimie główną rolę odgrywają procesy frontalne. Ogólna suma opadów jest stosunkowo mała. Występują one w ciągu całego roku, ale zaznacza się mało wyraźne maksimum zimowe.

7. Strefa arktyczna i 8. antarktyczna

Obie wymienione strefy klimatyczne występują w najwyższych szerokościach geograficznych. Granicą strefy arktycznej jest letnie położenie frontu arktycznego /a antarktycznej - antarktycznego/.

Pogoda kształtuje się tu głównie - podobnie jak i w strefie równikowej - pod wpływem promieniowania słonecznego /a nie jak w zwrotnikowej i umiarkowanej - pod wpływem krążenia mas powietrza, które zależą nie tylko od przyczyn termicznych, ale i dynamicznych/. Przez cały rok panuje tu masa powietrza arktycznego /antarktycznego/, które kształtuje się z przypływających w górnych warstwach troposfery powietrza z szerokości umiarkowanych. Zasadniczy proces klimatotwórczy w obszarach arktycznych polega na stałym wymrażaniu się powietrza ponad śniegiem, co powoduje występowanie suchych i zimnych mas powietrza. Pogoda w tych warunkach jest przeważnie typu wyżowego, jednak bezchmurna jest tylko w zimie. W lecie natomiast niebo zasnuwane jest niskimi chmurami warstwowymi, którym często towarzyszą mgły. W tej strefie wyróżnia się klimat kontynentalny i oceaniczny, ale różnice pomiędzy nimi zaznaczają się tylko w czasie lata.

Klimat kontynentalny /Tab. I, ryc. 25/ kształtuje się pod wpływem arktycznokontynentalnej masy powietrza. Opadów jest tu bardzo mało i dlatego klimat jest uważany za suchy /ale wilgotność względna powietrza jest duża/, a przy tym jest skrajnie mroźny. Temperatura powietrza za wyjątkiem kilku dni w roku utrzymuje się stale poniżej 0°C. Pokrywa śnieżna nie taje, a tworzące się lądolody spływają jezorami w morze. Biologiczne procesy w tym typie klimatu prawie nie istnieją.

Klimat oceaniczny /Tab. I, ryc. 26/ jest zimnym, lecz wilgotnym. Lato bywa pochmurne z opadami śniegu, natomiast zima jest pogodna i mroźna. W lecie temperatura powietrza przy powierzchni Ziemi osiąga tu zaledwie kilka stopni powyżej zera dzięki czemu śnieg i lód częściowo tają. Na brzegach lądów i na wyspach występuje skąpa roślinność tundrowa. Klimat ten w czasie zimy /noc polarna/ mało się różni od kontynentalnego ze względu na podobne procesy atmosferyczne rozgrywane się w powietrzu nad zamrzniętymi obszarami wodnymi i nad pokrytymi lodami kontynentami.

Przedstawione powyżej poglądy B. P. Alisowa na regionalizację klimatyczną kuli ziemskiej pozwalają na uchwycenie istotnych różnic pomiędzy wydzielonymi strefami i typami /a także dzielnicami/ klimatycznymi. Pomimo, że regionalizacja omawiana jest na tle geograficznych jednostek w dużej skali, koncepcja Alisowa ułatwia zrozumienie przyczyn odrębności klimatycznych i w poszczególnych, mniejszych terytorialnie obszarach Ziemi. Należy jednak zawsze pamiętać, że o klimacie danego obszaru decyduje zespół procesów atmosferycznych, na które przemożny wpływ wywierają fizycznogeograficzne właściwości zróżnicowanego podłoża atmosfery.

LITERATURA I MATERIAŁY

- [1] A l i s o w B. P., Klimaticzeskije oblasti zarubieżnych straz, Moskwa 1950,
- [2] A l i s o w B. P., D r o s d o w O. A., R u b i n s t e j n J.S., Kurs klimatologii, Leningrad 1952.
- [3] Atlas geograficzny PPK, Warszawa 1962.
- [4] Geografia Powszechna, PWN, T. I, rozdz. IX, Warszawa 1962.
- [5] K a l e s n i k S., Geografia fizyczna ogólna, Warszawa 1962.
- [6] O k o ł o w i c z W., Klimatologia ogólna, Warszawa 1969.
- [7] P i e t k i e w i c z S., Klimaty kuli ziemskiej, Warszawa 1946.
- [8] S t a s z e w s k i J., U h o r c z a k F., Geografia fizyczna w liczbach. Warszawa 1959.
- [9] Wielka Encyklopedia Powszechna, PWN, T. 5, Warszawa 1965.

Ryc. 1. przerysowano z pracy B. P. Alisowa - poz. 1 wyżej.

Ryc. 2. wykonano na podstawie mapy w Atlasie Geograficznym - poz. 3, s. 109, i Wielkiej Encyklopedii Powszechniej - poz. 9.

Tab. I. została wykonana na podstawie danych statystycznych opublikowanych w pracy J. Straszewskiego i F. Uhorczaka - poz. 8 wyżej /Ryc. 12 w tablicy nie należy do typowych dla klimatu górskiego w strefie zwrotnikowej; zamieszczono ją jednak z powodu braku danych ze stacji typowej oraz - ze względu na zobrazowanie rocznego przebiegu temperatury w górskim klimacie wymienionej strefy/.

Eleonora Janikowska-Wilczyńska

GENETIC CLIMATIC CLASSIFICATION /AFTER B. P. ALISOV/

The article is concerned with the main premises of climatic classification as presented in a series of works by Boris P. Alisov, whose contention is that the regional differences in climate should be traced back to the local astronomic and geographic conditions as well as to the atmospheric processes. Such a cause-and-effect, complex interpretation of the problem permits to grasp the true origins of the climate observed within a given area on the Earth. This makes the climatic classification introduced by Alisov highly valuable under the cognitive respect for purposes of geographic research.

The basic criterion upon which Alisov has founded his climatic regionalization of the Earth, is planetary air circulation. The latter gives rise to three fundamental atmospheric processes, to-wit: [1] the formation of air masses in source areas; [2] horizontal shifting of /hot and cold/ air masses and their transformation brought about by the influence of subsoil, [3] frontal activity.

This criterion has permitted to isolate several basic and intermediate zones on the Earth, to delimitate them and to distinguish climatic districts and regions.

The basic climatic zones are these areas where under the influence of the physical properties of the subsoil, the atmosphere, and of the balance of radiation, the main types of air mass are formed throughout the year /the equatorial zone, the tropical zone, the temperate-latitude zone, the arctic, and the antarctic zone/. On the other hand, intermediate climatic zones are those areas where air masses coming from two adjoining basic zones are exchanged from one season to another /the subequatorial zone, the subtropical zone, the subarctic, and the subantarctic zones/. The basis and the intermediate climatic zones are delimited by atmospheric fronts which move and change their position according to season.

Within the zones thus isolated Alisov distinguishes the fundamental types of climate according to the geographic position of the given area, the character of climatic processes dependent on latitude, and to planetary circulation of the air. This had enabled him to isolate in every zone /with the sole exception of the equatorial one/ the continental and the oceanic climate /in most cases originating under the effect of subsoil surface/, as well as the climate of the western and eastern coasts of the continents /originating in the first place as a result of atmospheric circulation/. Moreover Alisov isolated a type of mountain climate where the climate-forming processes are influenced chiefly by altitude above sea level and slope exposition to rain-carrying winds and insolation conditions.

The article goes on to present the main processes of climate formation and the characteristics of the different types of climate in the basic and intermediate zones.

Элеонора Яниковска-Вильчыńska

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПО В.П.АЛИСОВУ

Р е з ю м е

В статье излагаются основные предпосылки климатической классификации, разработанной Борисом П.Алисовым. В своих трудах Алисов объясняет причины региональной дифференциации климата в зависимости от условий астрономичес-

ких, географических и связанных с атмосферическими процессами. Такой причинный и комплексный подход к проблеме помогает понять генезис климата определенного района Земли. В связи с этим климатическая классификация, введенная Б.П.Алисовым, является очень ценной для географов.

Основным критерием при климатическом районировании земного шара Б.П.Алисовым является циркуляция воздуха в пределах всей планеты. Она ведет к трем основным атмосферическим процессам: 1. к образованию масс воздуха в районах-источниках; 2. к горизонтальному перемещению теплых и холодных масс воздуха и их трансформации под влиянием поверхности Земли и 3. к фронтальному воздействию.

Этот критерий позволил выделить на Земле главные и переходные климатические зоны, определить их границы, а также выделить климатические области и районы.

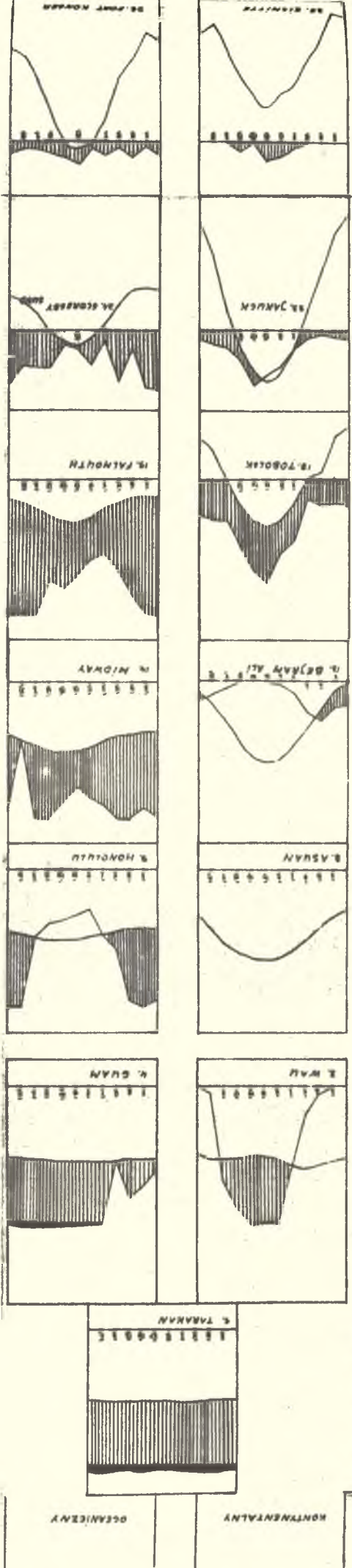
Главными климатическими зонами являются территории, на которых под влиянием физических особенностей поверхности Земли и баланса излучения возникают в течение всего года основные типы масс воздуха /зоны: экваториальная, тропическая, умеренных широт, арктическая и антарктическая/. Переходными климатическими зонами являются территории, над которыми происходит сезонный обмен масс воздуха из двух смежных главных зон /зоны: субэкваториальная, субтропическая, субарктическая и субантарктическая/. Границами главных и переходных климатических зон считаются сезонно меняющие свое расположение атмосферические фронты.

Главные типы климата в выделенных зонах Б.П.Алисов определил на основании географического расположения данной территории, характера климатических процессов в зависимости от географического расположения территории, а также циркуляции воздуха. Это позволило выделить во всех зонах /кроме экваториальной/ климат континентальный и океанический /возникающий главным образом под воздействием поверхности Земли/, а также климат западных и восточных берегов континентов /формирующийся главным образом в зависимости от атмосферической циркуляции/. Кроме этого, Б.П.Алисов выделял тип горного климата, в котором основное значение для процессов образования климата имеет высота над уровнем моря и расположение горных склонов по отношению к несущим дожди ветрам, а также условия инсоляции.

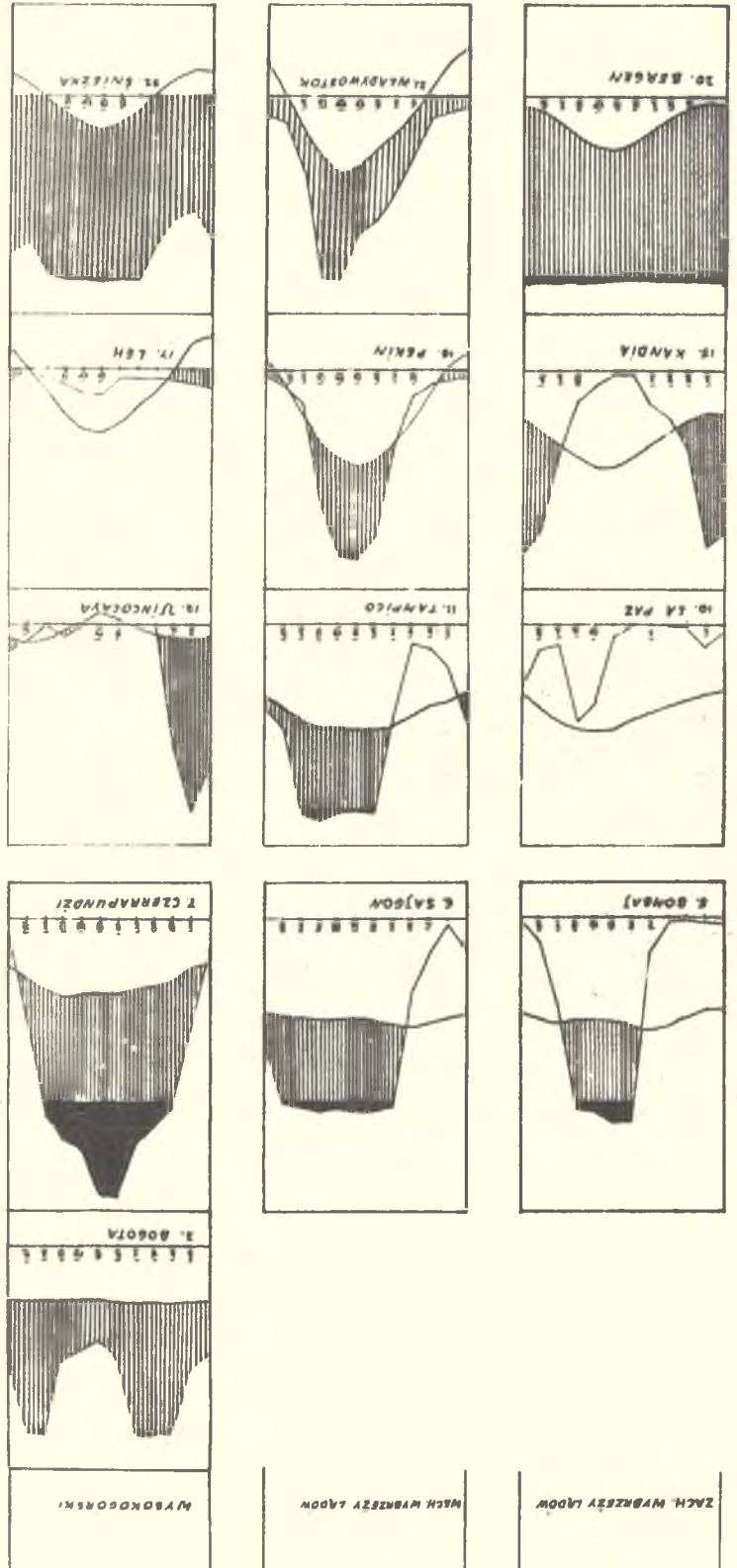
В статье представлены также основные процессы образования климата и дана характеристика отдельных типов климата в главных и переходных зонах.



STREFA ARKTYCZNA
 STREFA SUBARKTYCZNA
 STREFA UMIAKNIĘTYCH ŚRĘD.
 STREFA POZIOMYCH ŚRĘD.
 STREFA ŚRĘDNIOWA
 STREFA NOWYJOWY ROZWIJANIU
 STREFA NOWYJOWY



1. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 2. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 3. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 4. Guan 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 5. Guan 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 6. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 7. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 8. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 9. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 10. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 11. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 12. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 13. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 14. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 15. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 16. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 17. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 18. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 19. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m
 20. Bogoza 17° 10' N 104° 30' W 2500 m



STREFA
 MONTANALNY
 OGANIEZNY
 ZACH. WYBRZEŻY ŁĄDOW.
 WACH. WYBRZEŻY ŁĄDOW.
 WYBOKOGRSKI

TAB. I