

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE - SKŁODOWSKA
LUBLIN - POLONIA

VOL. VI, 1.

SECTIO B

1951

Zakład Meteorologii i Klimatologii U. M. C. S. w Lublinie
Kierownik: dr Włodz. Zinkiewicz

Włodzimierz ZINKIEWICZ

**Zagadnienie
oceanizmu i kontynentalizmu klimatu Polski**

**Проблемы океанизма и континентализма
климата Польши**

**Das Problem des Ozeanismus und des Kontinentalismus
in Polen**

Na obszarach kontynentalnych półkuli północnej, w pozazwrotnikowej strefie klimatycznej, szczególnego znaczenia nabiera zagadnienie zasięgu dwóch zasadniczo różnych klimatów — oceanicznego i kontynentalnego. Rozpatrzenie zagadnienia znajduje uzasadnienie podyktowane nie tylko interesem nauki, ale posiada również czysto praktyczny aspekt, z życiem gospodarczym związany. Dialektyczne prawo powszechnego związku i wzajemnych zależności zjawisk znajduje swój wyraz w kompleksowym oddziaływaniu elementów klimatycznych na rozwój świata roślinnego, a w szczególnym przypadku na produkcję rolniczą i odwrotnie, w zależności od kształtowania się składu chemicznego roślin uprawnych pod wpływem panujących warunków klimatycznych oraz oddziaływania roślin na te warunki. Skład chemiczny produktów rolnych pochodzących z klimatu oceanicznego różni się od takiegoż składu roślin wyhodowanych w klimacie kontynentalnym. Ponieważ w ślad za różnicami chemicznymi idą różnice wielkości zapotrzebowania na dane artykuły przez konsumującego człowieka, problem zasługuje na przeanalizowanie także z gospodarczego punktu widzenia.

Na kontynencie Europy reżim klimatu oceanicznego i kontynentalnego ulega pewnym zmianom w przestrzeni i czasie. Zmiany owe zaznaczają się najwyraźniej na terenie naszego kraju.

Kryteria oceanizmu i kontynentalizmu.

W istniejących wielorakich klasyfikacjach klimatycznych często powtarzają się pojęcia oceanizmu i kontynentalizmu klimatycznego. W pojęciach tych panuje pewnego rodzaju niezgodność, bowiem klimatologowie rozmaicie te pojęcia rozumieją. Oceanizm czy kontynentalizm z reguły bazuje w pracach klimatologicznych na jednym tylko elemencie. Elementem tym w większości przypadków jest temperatura powietrza. Pomijając, na razie, całkowitą niewłaściwość określania klimatu na podstawie jednego elementu, choćby nim był tak istotny element jak temperatura powietrza, należy zwrócić uwagę, że przez kontynentalizm czy oceanizm w dotychczasowym ujmowaniu, można rozumieć zarówno pewien specyficzny układ stosunków termicznych, jak wilgotnościowych czy opadowych.

W większości przypadków, za kryterium oceanizmu czy kontynentalizmu przyjmuje się wielkość amplitudy rocznej temperatury powietrza. Metoda ta równie stara, jak powszechnie stosowana, pochodząca jeszcze z czasów Humboldta, nie może się ostać w nowoczesnej, kompleksowej klimatologii.

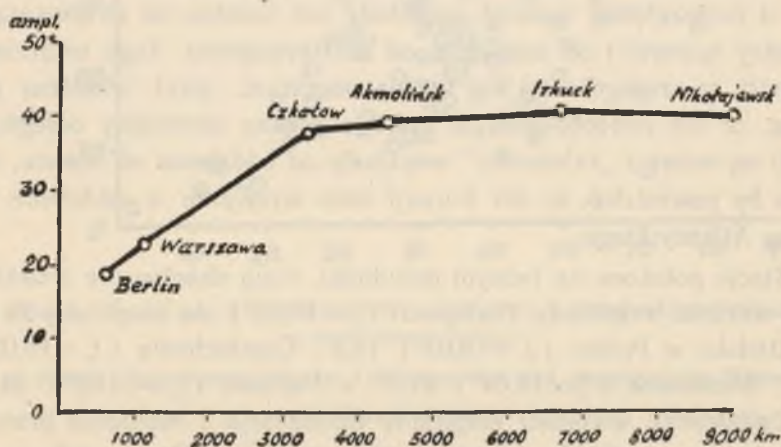
Zwykle uważa się, że o wielkości amplitudy rocznej temperatury powietrza w danym punkcie powierzchni globu ziemskiego decyduje odległość od oceanu, a w odniesieniu do równika, południkowe oddalenie od zerowego równoleżnika. W miarę, gdy odległości te rosną, wzrasta również amplituda.

Jednakże rzut oka na mapę izoamplitud rocznych temperatury powietrza w Europie przekonywa, że przyrost wielkości amplitudy nie jest proporcjonalny do zwiększającej się odległości od oceanu. W zachodniej Europie przyrost jest większy, we wschodniej mniejszy.

Nie trudno również wykazać, że sama odległość od oceanu nie jest czynnikiem decydującym o wielkości amplitudy. Wystarczy zwrócić uwagę, że Madryt odległy od oceanu w linii powietrznej o ok. 450 km posiada amplitudę niemal identyczną co do rozpiętości ze stacją Locarno oddaloną od Atlantyku o ok. 750 km lub ze Sztokholmem leżącym w odległości ok. 700 km od zachodniego wybrzeża półwyspu

Skandynawskiego (Madryt $19,5^\circ$, Locarno $19,9^\circ$, Sztokholm $19,6^\circ$). Warto dodać, że na półwyspie Pirenejskim przyrost wielkości amplitudy jest około 2,5 razy większy niż w zachodniej części trzonu kontynentu europejskiego.

Miejscowości położone na jednym równoleżniku na kontynencie Eurazji nie wykazują systematycznego zwiększania się wartości bezwzględnej amplitudy temperatury wraz z rosnącą odległością od oceanu Atlantyckiego.



Ryc. 1. Amplituda roczna temperatury powietrza a oddalenie od oceanu Atlantyckiego na kontynencie Eurazji.

Abb. 1. Jahresamplitude der Lufttemperatur und die Entfernung vom Atlantischen Ozean auf Eurasienkontinent.

Ryc. 1 dowodzi, że idąc w głąb kontynentu azjatyckiego, począwszy od Czałtowa do Nikołajewsk, amplituda utrzymuje się na jednej prawie wysokości. Nikołajewsk, położony nad oceanem Wielkim, ma amplitudę $40,3^\circ\text{C}$, wartość taką jak Akmolińsk, choć ten ostatni leży w głębi kontynentu, w takiej samej prawie odległości od oceanu Atlantyckiego, jak i od brzegów oceanu Spokojnego. Amplituda we Władywostoku ($\varphi = 43,7^\circ$) wynosi $35,1^\circ$, t.j. trzy razy tyle, co wartość amplitudy w Porto ($\varphi = 41,8^\circ$) nad oceanem Atlantyckim.

Wyliczony dla dwóch wymienionych wielkości — oddalenia od oceanu Atlantyckiego i bezwzględnej wartości amplitudy rocznej temperatury powietrza (na podstawie danych wyrażonych graficznie na

ryc. 1) — w celu ustalenia ich zależności, współczynnik korelacji Pearsona jest bardzo mały:

$$r = \frac{\sum x \cdot y}{\sqrt{\sum x^2 \sum y^2}} \quad (I)$$

po podstawieniu odpowiednich wartości ($\sum x \cdot y = 144344,0$, $\sum x^2 = 53306550$, $\sum y^2 = 492,18$)

$$r = 0,8$$

Wynika z tego niedwuznacznie, że niewłaściwą rzeczą jest twierdzić, iż bezwzględna wartość amplitudy jest zależna od zwiększającej się masy lądowej i od oddalenia od linii brzegowej. Tego ostatniego momentu w szczególności nie można uogólniać, gdyż wiadomą jest rzeczą, że nie jest obojętne od którego oceanu określamy odległość, a jeśli się mówi o „zależności“ amplitudy od oddalenia od oceanu, należało by powiedzieć, że dla Eurazji idzie wyłącznie o oddalenie od oceanu Atlantyckiego.

Stacje położone na jednym południku, mają chaotycznie zróżnicowane wartości amplitudy. Budapeszt ($\lambda = 19,02^\circ$) ma amplitudę $22,6^\circ$, gdy Bielsko w Polsce ($\lambda = 19,03^\circ$) $19,5^\circ$, Częstochowa ($\lambda = 19,07^\circ$) $20,5^\circ$, Włocławek ($\lambda = 19,04^\circ$) $21,3^\circ$, a Malbork ($\lambda = 19,02^\circ$) $20,1^\circ$.

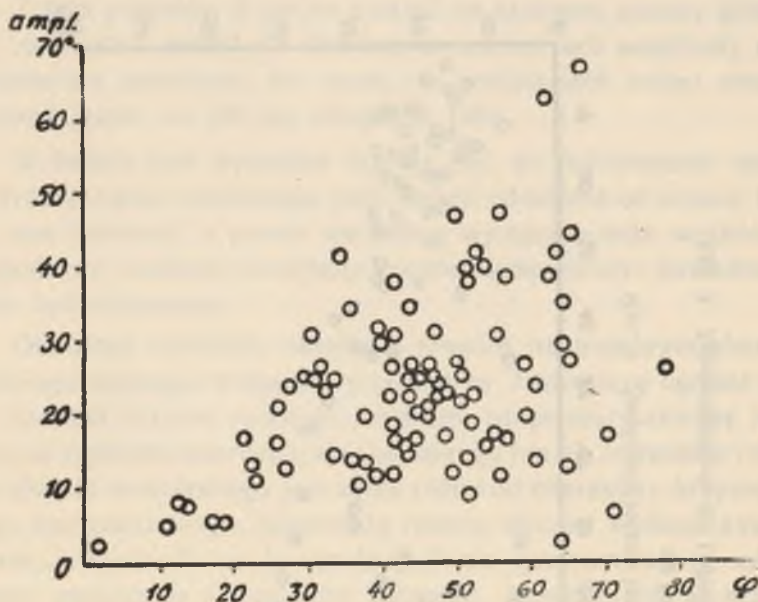
Zestawienie wielkości amplitudy Budapesztu i Malborka przeczy zasadzie, że amplituda roczna temperatury powietrza zwiększa się wraz z rosnącą szerokością geograficzną.

Ryc. 2 jest dobrą ilustracją braku jakiegokolwiek zależności amplitudy rocznej temperatury powietrza od szerokości geograficznej. Duże i bezładne rozproszenie punktów świadczy, że nie w jednym, ale w wielu przypadkach — r ó w n e wartości amplitudy występują w r ó ż n y c h szerokościach geograficznych.

Rozrzut punktów na ryc. 3 dowodzi, że nie ma współzależności między bezwzględną wartością amplitudy i długością geograficzną.

Wielkość amplitudy rocznej temperatury nie jest funkcją oddalenia od oceanu, ani oddalenia od równika, gdyż nie wykazuje zależności liniowej wyrażonej równaniem linii prostej $y = ax + b$ przy współczynniku kątowym „a“ większym od zera ($a > 0$).

Amplituda roczna temperatury powietrza nie może stanowić mi a r y kontynentalizmu, gdyż nie pozostaje, ściśle biorąc, w stosunku proporcjonalnym do zmieniających się przestrzennie warunków



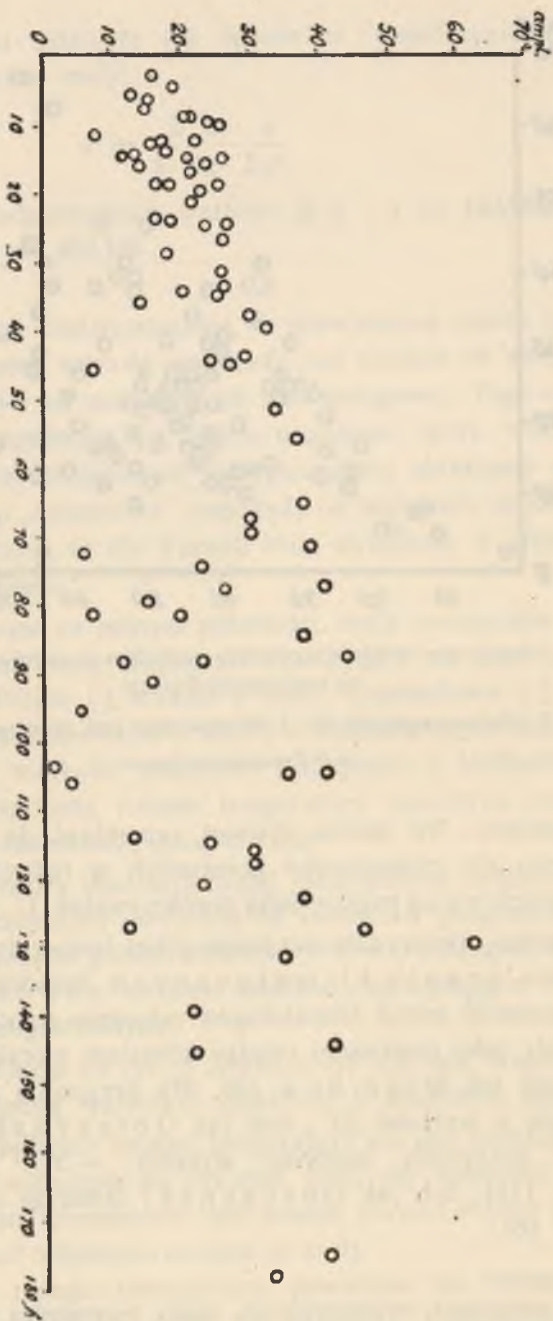
Ryc. 2. Amplituda roczna temperatury powietrza a szerokość geograficzna na kontynencie Eurazji.

Abb. 2. Jahresamplitude der Lufttemperatur und geographische Breite auf Eurasienkontinent.

kontynentalizmu. Nie można również zapominać, że wartości amplitudy rocznej dla miejscowości położonych w różnych szerokościach geograficznych nie są między sobą porównywalne ¹⁾.

O zupełnej nieprzydatności izoamplitud temperatury powietrza do wyznaczania granic klimatycznych świadczyć może całkowita niezgodność wśród klimatologów odnośnie wyboru odpowiedniej izoamplitudy jako granicznej między klimatem morskim a lądowym. Jedni z nich jak *Wojejkow* (36, 37) przyjmują za taką granicę izoamplitudę o wartości 23°, inni jak *Gorczyński* (7, 8) 25°, względnie przyjmują izotermę stycznia — 3°, jak to czyni *Köppen* (16), lub jak *Gorczyński* izotermę stycznia o wartości — 5° (8).

¹⁾ Dla osiągnięcia porównywalności, należy bezwzględną wartość amplitudy rocznej temperatury powietrza dzielić przez $\sin \varphi$



Ryc. 3. Amplituda roczna temperatury powietrza a długość geograficzna
na kontynencie Eurazji.

Abb. 3. Jahresamplitude der Lufttemperatur und geogr. Länge auf Eurasienkontinent

Z tych powodów R o m e r uważał, że szukanej granicy klimatycznej nie można opierać na absolutnych wartościach amplitudy rocznej temperatury powietrza, ale raczej na wielkościach zmian amplitudy przypadających na 100 km odległości (25).

W świetle tych wywodów okazuje się, że definiowanie wielkości kontynentalizmu termicznego jako funkcji oddalenia od oceanu i wzrostu mas lądowych, a przede wszystkim wyrażanie tejże wielkości bezwzględny liczbami amplitudy rocznej temperatury powietrza, nie może być utrzymane.

Oceanizm termiczny określano również na podstawie charakteru przebiegu rocznego temperatury powietrza. Jest rzeczą ogólnie znaną, że charakter krzywej rocznego przebiegu temperatury zależy jest nie tylko od czynnika solarne go, ale i od szeregu innych czynników i dlatego dla klimatu oceanicznego jest zgoła różny od charakteru krzywej przebiegu kontynentalnego. Zasadniczą różnicę stanowi wielkość amplitudy rocznej, ale ponadto w obu przebiegach nie synchronizują ze sobą momenty maksimum i minimum rocznego. Momenty te w przebiegu oceanicznym występują czasowo, później w porównaniu z przebiegiem kontynentalnym. Gdy, średnio biorąc, minimum termiczne klimatu kontynentalnego zjawia się w okresie rocznym w styczniu, to w przebiegu nad oceanem występuje dopiero w lutym lub w marcu. Analogicznie, maksimum w przebiegu kontynentalnym jest w lipcu, a w oceanicznym w sierpniu, względnie nawet we wrześniu.

Obok różnic w uplasowaniu się czasowym maksimum i minimum rocznych, należy jeszcze podkreślić, że jedną z ważnych cech, odróżniających pod względem termicznym klimat oceaniczny od kontynentalnego, jest średnia temperatura wiosny i jesieni. W klimatach oceanicznych, względnie o przeważających wpływach oceanicznych, jesień jest z reguły cieplejsza od wiosny. Nie należy jednak zapominać, iż ta ogólna reguła o wyższych średnich temperaturach kwietnia w klimatach kontynentalnych w porównaniu ze średnią temperaturą października odnosi się jedynie do klimatów bez szaty śnieżnej, względnie z ubogą szatą śnieżną. Kraje o długotrwałej szacie śnieżnej odznaczają się zimnym kwietniem.

Jedną z dalszych metod stosowanych w celu wyznaczania zasięgów obu rozważanych typów klimatycznych jest metoda anomalii termicznych, pojmowanych bądź jako różnice średniej rocznej temperatury

powietrza danej miejscowości od średniej temperatury równoleżnika przez tę miejscowość przechodzącego (5), bądź też obliczanych jako różnice od tzw. temperatury teoretycznej danej szerokości geograficznej (3). Ponieważ mapa izanomal eliminuje wpływ wielkości kąta padania promieni słonecznych oraz wysokości bezwzględnej na temperaturę powietrza, przeto odzwierciedla związek między oddaleniem od oceanu, przy zachowaniu oddziaływania czynników lokalnych, a stosunkami termicznymi rozpatrywanych obszarów.

W strefie średnich szerokości geograficznych, ujemne wartości anomalii termicznych reprezentują obszary o klimacie kontynentalnym, natomiast tereny o mniej lub więcej wyraźnie zaznaczającym się oceanizmie termicznym posiadają dodatnie wartości anomalii temperatury.

Mapy izanomal globu ziemskiego, wykonane metodą Dove'go (5) zawdzięczamy Spitaler'owi, Hopfner'owi, Köppen'owi i Schott'owi.

Chałubińska, biorąc za punkt wyjścia nie temperatury średnie równoleżników, a teoretyczne, wylicza anomalie termiczne dla globu i Polski, z których można wnioskować o przestrzennym rozkładzie oceanizmu (3, 4).

Nową metodę, służącą regionalizacji klimatycznej Polski, dającą równocześnie podstawy do wyznaczenia granic między klimatem oceanicznym i kontynentalnym, wprowadził ostatnio Eugénusz Romer (27, 28). Prof. Romer wychodzi ze słusznego założenia, że granice klimatyczne określić można wówczas, gdy weźmiemy pod uwagę nie jeden, a szereg elementów klimatycznych, w ich geograficznym rozmieszczeniu. Kartograficzne scałkowanie materiału dotyczącego kilku elementów²⁾ na jednej mapie posiadającej siatkę kwa-

²⁾ Przyjętymi przez E. Romera elementami uważanymi za równoważniki gradientu klimatycznego są:

- a) różnica 1^o-wej izotermy miesiąca I, III, V, VII, IX, XI, jako też roku;
- b) różnica 10 dni w dacie, w której temperatura dnia spadła lub podniosła się do 0^o, 5^o, 15^o;
- c) różnica 10 dni w trwaniu okresu o charakterystycznych stopniach temperatury średniej;
- d) różnica 100 mm w sumie rocznych opadów atmosferycznych;
- e) różnica 100 mm w sumie opadów głównego okresu wegetacyjnego (miesiące V, VI, VII);
- f) przewaga opadów wiosny nad opadami jesieni;

dratów doprowadziło do uzyskania szeregu przecięć poszczególnych izarytm na wyznaczonych polach ³⁾. Na tej drodze dochodzi R o m e r do liczbowego uchwycenia sumy zmienności elementów klimatycznych dla każdego pola, którą nazywa gradientem klimatycznym. Mapa izo-gradientów klimatycznych stała się podstawą do wydzielenia regionów klimatycznych Polski oraz wytyczenia głównych granic klimatycznych na obszarze kraju .

Jeszcze lepiej spełnia to zadanie wprowadzone przez R o m e r a pojęcie agrotermy i oparta na nim mapa izoagrotermiczna. Przez agrotermę rozumie R o m e r korelację wyliczoną dla danej miejscowości pomiędzy średnią długością okresu gospodarczego, a średnią roczną temperaturą powietrza, względnie średnią miesięczną temperaturą okresu wegetacyjnego (od kwietnia do października). Agrotermę wylicza się zatem jako iloraz, w którym dzielną jest liczba dni trwania okresu gospodarczego ⁴⁾, a dzielnikiem średnia temperatura roczna lub miesięczna (29).

W przeciwieństwie do izoterm, które „w swym ogólnym przebiegu wyrażają przede wszystkim wpływy klimatu solarnego — nie należy zapominać, że mamy do czynienia z izotermami miesięcy letnich — izoagrotermy podlegają wpływom klimatu fizycznego“ (30). Twierdzi również R o m e r, że „średnia temperatura wyrażona izotermą jest wartością porównywalną globalnie, natomiast agrotermą jest wyrazem regionalnego ruchu temperatury nie porównywalnym w przestrzeni geograficznej“... „Indywidualności agrotermiczne okazały się nie tylko precyzyjnym instrumentem, służącym do odgraniczenia wielkich prowincji klima-

g) opady jesieni nad 100, 150, 200‰ opadów wiosny;

h) opady zimy nad 66‰ i nad 75‰ opadów lata;

i) opady lata nad 100, 200, 300, 400‰ opadów zimy;

j) regiony z maksimum opadów w miesiącu VI, VII, VIII z wariantami maksimum drugiego rzędu;

k) regiony z minimum opadów w miesiącu I, II, III z wariantami minimum drugiego rzędu.

³⁾ Siatka kwadratów o powierzchni 1 cm² wkreślona była na mapie Polski w podziale 1 : 2 000 000.

⁴⁾ Za okres gospodarczy przyjął R o m e r okres wegetacyjny z temperaturą średnią dobową nad 5°, powiększony o połowę okresu dwu przejściowych pór roku, przedwiośnia i przedzimia z temperaturą od 0°—5° i od 5°—0°.

tycznych, ale przyczyniły się niemało do ściślejszego określenia istoty typów klimatu oceanicznego i kontynentalnego“ (30).

Romer kreśli w swej pracy granice, dzielące na obszarze Polski dwie główne dziedziny klimatyczne, opierając się na agrotermach półroczy — letniego i zimowego i uważając owe agrotermy za miarę oceanizmu i kontynentalizmu (29).

Przedstawione metody bazują bądź wyłącznie, bądź w głównej mierze na temperaturze powietrza, ale w pojmowaniu istoty oceanizmu i kontynentalizmu stosowane są, jak to wyżej zaznaczono, także inne kryteria.

Kryterium oceanizmu oparte na rocznym rozkładzie opadów atmosferycznych ma podstawę w znanym fakcie, że maksimum roczne opadów w klimacie kontynentalnym występuje w lipcu, minimum — w styczniu, natomiast w klimacie oceanicznym najwyższa w ciągu roku suma opadów atmosferycznych zjawia się w jesieni, względnie w zimie, a najniższa na wiosnę lub w lecie, przy czym nie ma tu okresów suszy.

Wprowadzone zostało również pojęcie wilgotnościowego oceanizmu i kontynentalizmu. Zawdzięczamy je Gams'owi, który uważał, że wielkość stopnia oceanizmu zależna jest od prędkości przyrostu opadów atmosferycznych wraz z wysokością nad poziom morza. Kontynentalizm zatem jest tym większy, im wolniej przyrasta opad z wysokością. Wilgotnościowy kontynentalizm wyraża Gams wielkością kąta, którego cotangens równy jest ilorazowi sumy rocznej opadów atmosferycznych w milimetrach, przez wysokość nad poziom morza (6).

O stopniu kontynentalizmu ma świadczyć również ogólna liczba dni ze śniegiem w ciągu roku, która wzrasta w kierunku mas lądowych.

Wreszcie, zgodnie z poglądem Penc'ka o zależności wodostanów rzek od stanu elementów klimatycznych przede wszystkim opadów, temperatury i parowania, lub mówiąc ogólnie — o funkcji odpływu powierzchniowego w zależności od klimatu, niektórzy z klimatologów widzą wskaźnik omawianych typów klimatycznych strefy umiarkowanej w charakterze przebiegu rocznego wodostanu rzek. Idzie tu przede wszystkim o letni stan wód, który uważany jest przez Romera i innych za wyraz wpływów klimatu oceanicznego, względnie kontynentalnego. Rzeki pozostające pod oceanicznymi wpływami Atlantyku mają wysoki wodostan letni, nie wykazując zresztą wyraźnych zmian

rocznych. Ze wzrostem kontynentalizmu obniża się poziom wód letnich pomimo przewagi opadów letnich nad zimowymi. W klimatach kontynentalnych powstają w konsekwencji dwa łożyska rzek — normalne i powodziowe, podczas gdy w oceanicznych zawsze istnieje tylko jedno łożysko o wysokim i mało zmiennym w ciągu roku wodostanie (26).

Innego rodzaju podstawą malejącego oceanizmu, względnie rosnącego kontynentalizmu, jest liczba dni pokrywy lodowej na rzekach, wzrastająca ku wschodowi (22).

Na koniec, doszukiwanie się zasięgu klimatu oceanicznego, względnie kontynentalnego na podstawie rozmieszczenia geograficznego takich czy innych gatunków flory jest zgoła ryzykowne tak ze względu na pewnego rodzaju bezwładność w czasie i przestrzeni poszczególnych gatunków roślin, prowadzącą do form przetrwałych, reliktyw (26), jak i ze względu na ściślejszy związek roślinności z podłożem i procesami glebowymi, niż z warunkami klimatycznymi jako takimi, na co zwraca szczególną uwagę J. M o t y k a (21).

L i c z b o w a m i a r a k o n t y n e n t a l i z m u .

Próby ilościowego ujęcia stopnia kontynentalizmu dokonane były jeszcze w ostatnim dziesiątku lat dziewiętnastego wieku przez Z e n k e r'a (39). Uważając, że liczby, wyrażające wielkość amplitudy rocznej temperatury powietrza, nie mogą być bezpośrednio stosowane jako miara kontynentalizmu (gdyż, pozostając w zależności od $\sin \varphi$ nie są między sobą porównywalne), oblicza Z e n k e r wielkości względnej amplitudy rocznej, dzieląc wartość amplitudy przez φ . Na tej drodze uzyskuje Z e n k e r 100% dla Wierchojańska, a dla niektórych wysp położonych na oceanach 0%. Średnia wartość amplitudy względnej wyliczona dla oceanów półkuli północnej wynosi 16%. W stosunku do amplitudy względnej dla Wierchojańska wynoszącej 100%, amplituda względna dla oceanów stanowi $\frac{1}{6}$ część wartości lądowej. Dlatego szukana przez Z e n k e r a miara kontynentalizmu wynosi:

$$x + \frac{1}{6} (100 - x) = n \quad (\text{II})$$

gdzie x oznacza stopień kontynentalizmu przedstawiony w procentach, a n jest wartością względnej amplitudy rocznej.

Wyliczając z równania x uzyskamy:

$$x = n \cdot \frac{6}{5} - 20 \quad (\text{III})$$

Miarą kontynentalizmu według Z e n k e r a jest zatem różnica złożona z iloczynu wartości amplitudy względnej temperatury, wyrażonej w procentach, przez $\frac{6}{5}$ i wyrazu wolnego 20.

Innej metody używał R. S p i t a l e r (33, 34). Podstawą do uchwycenia wielkości kontynentalizmu, względnie oceanizmu było dla niego wyliczenie średniej temperatury równoleżników z równania:

$$t\varphi = -2,43^\circ + 17,61 \cos\varphi + 7,05 \cos 2\varphi + 19,29 n \cos 2\varphi \quad (\text{IV})$$

w którym n oznacza względne pokrycie powierzchnią lądową danego koła równoleżnikowego. Obliczone wartości za n dla każdego równoleżnika stanowią według S p i t a l e r'a o wielkości oceanizmu, względnie kontynentalizmu klimatycznego.

Znana matematyczna formuła W. G o r c z y ń s k i e g o (7) uzależnia stopień kontynentalizmu termicznego od amplitudy rocznej temperatury powietrza A oraz od szerokości geograficznej φ :

$$k = 1,7 \cdot A \cdot \operatorname{cosec} \varphi - 20,4 \quad (\text{V})$$

Wartości 1,7 oraz 20,4 stanowiące constans w równaniu, są tak dobrane, by dla Wierchojańska, uważanego przez G o r c z y ń s k i e g o za najbardziej kontynentalną miejscowość, stopień kontynentalizmu termicznego wynosił 100.

Metodę ilościowego wyrażania stopnia oceanizmu termicznego opartą o tzw. iloraz termodromiczny wprowadził F. K e r n e r (11). Wychodząc z założenia, że istnieje ścisła zależność między wielkością stopnia oceanizmu termicznego, a średnimi temperaturami jesieni i wiosny oraz amplitudą roczną temperatury powietrza, oblicza różnicę średnich temperatur października i kwietnia, którą następnie dzieli przez wielkość amplitudy rocznej, a tę ostatnią, dla uzyskania porównywalności — przez $\sin \varphi$. Tak uzyskany iloraz nazywa K e r n e r ilorazem termodromicznym i przedstawia go w procentach:

$$O = \frac{t_x - t_{iv}}{A} = \frac{t_x - t_{iv}}{A} \cdot \sin \varphi \cdot 100 \quad (\text{VI})$$

Na tej podstawie można wyliczyć wartości O , które są bądź dodatnie, bądź ujemne, zależnie od tego, czy jesień jest względnie cie-

plejsza od wiosny, czy przeciwnie, jesień chłodniejsza od wiosny. W klimatach oceanicznych jesień jest, jak wiadomo, cieplejsza od wiosny.

Wędrownne masy atmosferyczne a zagadnienie oceanizmu względnie kontynentalizmu klimatycznego.

Oceanizm, rozpatrywany dotychczas jako termiczny lub opadowy, ma za podstawę, jak widzieliśmy, jeden tylko element klimatyczny i na takim kryterium opierano pojęcie oceanizmu czy kontynentalizmu.

Tymczasem w przyrodzie nie działają te elementy w oderwaniu, niezależnie od siebie. Tym bardziej nie można wyciągać wniosków o klimacie na podstawie stanu jednego tylko elementu.

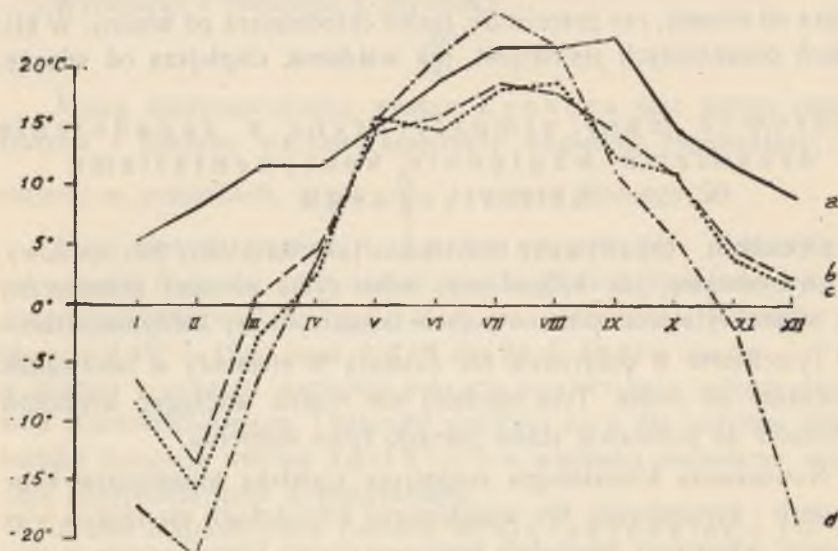
Nowoczesna klimatologia rozpatruje zjawiska klimatyczne kompleksowo i dynamicznie. We współczesnej klimatologii nie można więc ujmować oceanizmu, względnie kontynentalizmu klimatycznego w sposób, który odpowiadał dawnej klimatologii klasycznej.

Klimatologia współczesna dąży do poszukiwania metod pozwalających na łączne rozpatrywanie działania i zmienności szeregu działających równocześnie elementów i to nie w sposób statyczny, ale dynamiczny.

Ogólnie znaną jest rzeczą, że kontynentalizm termiczny kształtuje się przestrzennie niezależnie od szerokości geograficznej ani od oddalenia od oceanu.

Przebieg roczny temperatury w naszych szerokościach geograficznych pod wyłącznym działaniem czynnika solarnego doprowadzi do powstania krzywej o charakterze mniej lub więcej regularnej sinusoidy, której amplituda stanowi funkcję φ . Tymczasem na półkuli północnej, w tej samej szerokości geograficznej, krzywe rocznego przebiegu temperatury powietrza, wykreślone na podstawie obserwacji, stanowią krzywe nie tylko o różnych amplitudach, ale i o różnym charakterze, w szczególności, o różnicach wielkości średniej temperatury wiosny i jesieni i o nieregularnych zakłóceniach, występujących w każdej porze roku. (ryc. 4).

Zakłócenia te sprawiają, że temperatura powietrza w danej porze roku czy w danym miesiącu kształtuje się niezgodnie w stosunku do wielkości kąta padania promieni słonecznych.



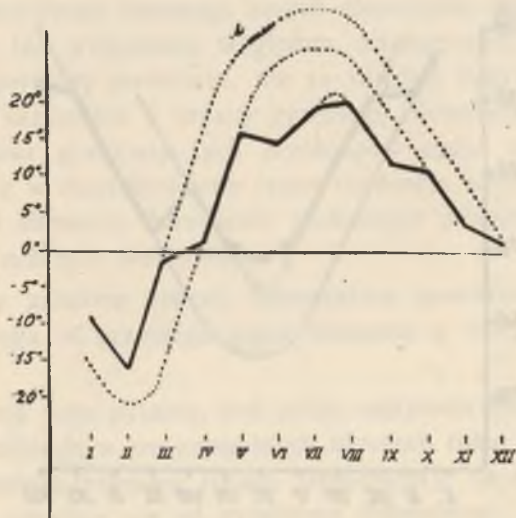
Ryc. 4. Przebieg roczny temperatury powietrza w 1929 roku; a — Valentia, b — Wrocław, c — Lublin, d — Czakalów.

Abb. 4. Jahresverlauf der Lufttemperatur für das Jahr 1929; a) Valentia, b) Wrocław, c) Lublin, d) Czakalów.

Najbliższym i wybitnym tego przykładem może być marzec 1952 r., kiedy w Lublinie średnia temperatura tego miesiąca wynosiła $-4,4^{\circ}\text{C}$. Gdy zważywszy, że średnia wieloletnia temperatura marca w Lublinie wynosi $1,8^{\circ}\text{C}$, wielkość odchylenia równała się $-6,2^{\circ}\text{C}$. Na przestrzeni 66 lat Lublin nie miał tak niskiej średniej temperatury marca, jaka zdarzyła się w 1952 r.⁵⁾

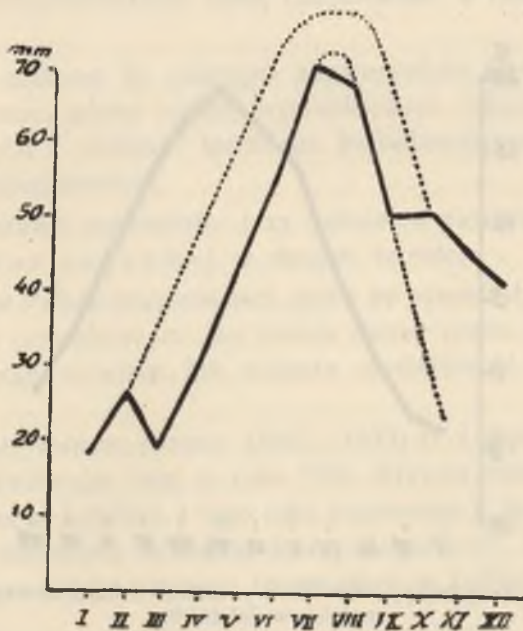
Z ryc. 5, przedstawiającej przebieg roczny temperatury powietrza w Lublinie w 1929 r., który był rokiem anormalnym pod względem meteorologicznym, wynika, że gdyby mógł dojść do głosu czynnik słarny, tzn. w przypadku kształtowania się krzywej rocznego przebiegu temperatury powietrza wyłącznie pod wpływem dosyłanej przez słońce energii promienistej — krzywa uzyskałaby w lecie wyższe wartości, w zimie znacznie niższe.

⁵⁾ W marcu 1886 r. średnia temperatura powietrza w Lublinie miała wartość $-3,7^{\circ}\text{C}$.



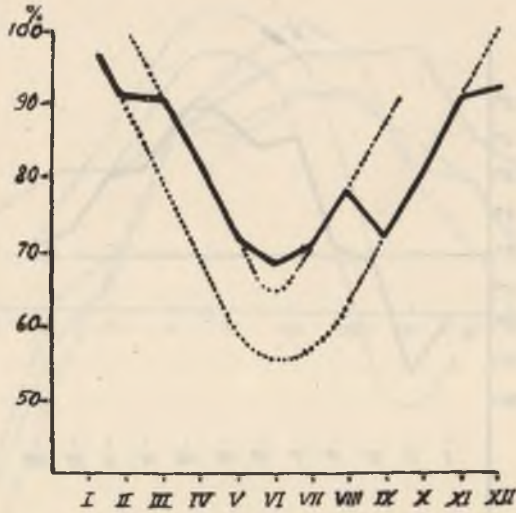
Ryc. 5. Przebieg roczny temperatury powietrza w 1929 r. w Lublinie.

Abb. 5. Jahresverlauf der Lufttemperatur für das Jahr 1929 in Lublin.

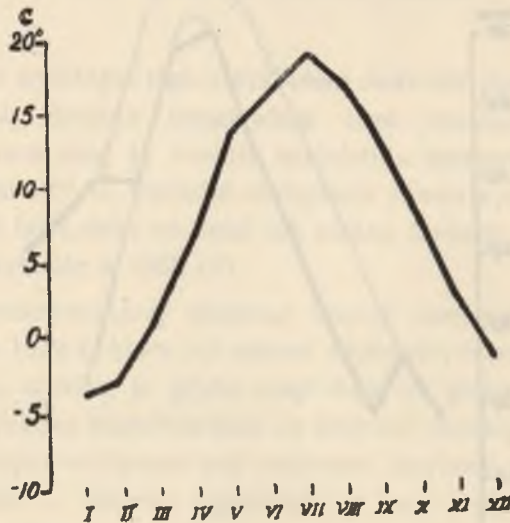


Ryc. 6. Przebieg roczny opadów atmosferycznych w 1929 r. w Lublinie.

Abb. 6. Jahresverlauf der atmosphärischen Niederschläge für 1929 in Lublin.



Ryc. 7. Przebieg roczny wilgotności względnej w 1929 r. w Lublinie.
 Abb. 7. Jahresverlauf der relativen Feuchtigkeit für das J. 1929 in Lublin.



Ryc. 8. Przebieg roczny temperatury powietrza w Lublinie na podstawie średnich wieloletnich.
 Abb. 8. Jahresverlauf der Lufttemperatur in Lublin auf Grund der langjährigen Mittelangaben.

Krzywe przebiegu rocznego innych elementów, takich jak opady atmosferyczne lub wilgotność względna, analogicznie do przebiegu rocznego temperatury powietrza, nie są również krzywymi ciągłymi, ale wykazują załamania i zmiany przebiegu. Przedstawiony na rycinach 6 i 7 obraz graficzny tych przebiegów czyni wrażenie, jakby rozwijająca się w danym okresie czasu tendencja wzrostowa czy malejąca danego elementu doznawała skokowego przesunięcia ku wyższym lub ku niższym wartościom.

Normalny przebieg roczny temperatury powietrza dla Lublina znacznie odbiega od przebiegu tegoż elementu w danym roku (1929) (ryc. 8).

Nasuwa się więc pytanie, pod jakim wpływem następują modyfikacje tego przebiegu w poszczególnych okresach roku, względnie jakie czynniki zmieniają przebieg roczny temperatury, dając w rezultacie, tak znacznie różniące się od przebiegu normalnego, krzywe roczne.

Wpływ ten tkwi w inwazji wędrownych mas atmosferycznych, których najazd zmienia całokształt warunków pogodowych, a w dalszej konsekwencji — warunków klimatycznych, w sposób, odpowiadający przemieszczeniu danej miejscowości w inny zgoła region klimatyczny.

Warunki zbliżone do solarnych zapanowałyby w termice danego obszaru wówczas, gdyby zostały wyeliminowane inwazje obcych mas atmosferycznych i stosunki termiczne kształtowały się na miejscu, w powietrzu stacjonarnym.

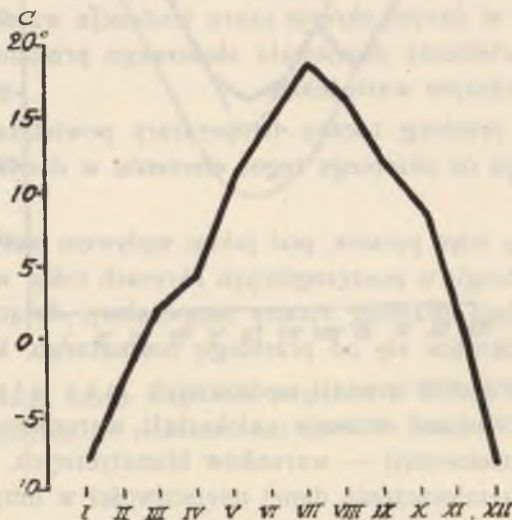
Takie warunki powstałyby przy założeniu zaistnienia całkowitej ciszy atmosferycznej w danym terenie.

Nie ma w Polsce miejscowości, gdzie by przez cały rok panowała zupełna cisza atmosferyczna. Są jednak okresy czasu, kiedy w każdej stacji występuje mniejsza lub większa częstotliwość ciszy atmosferycznej.

W rozpatrywanym okresie (1927—1933) *) Lublin posiadał maksimum częstotliwości ciszy w roku 1933. Krzywa przebiegu temperatury powietrza w Lublinie z tego roku porównana z krzywą przebiegu temperatury normalnej wykazuje duże podobieństwo. Gdy jeszcze raz wrócimy do przebiegu rocznego temperatury w Lublinie z roku 1929,

*) Roczniki Meteorologiczne Państwowego Instytutu Meteorologicznego.

musimy stwierdzić daleko posuniętą ciągłość krzywej z 1933 r. (ryc. 9). Częstotliwość ciszy atmosferycznej w roku 1933 wynosiła w Lublinie 276, gdy w 1929 r. tylko 88.



Ryc. 9. Przebieg roczny temperatury powietrza w 1933 r. w Lublinie

Abb. 9. Jahresverlauf der Lufttemperatur für das Jahr 1933 in Lublin.

Wyraźną zależność między wielkością częstotliwości ciszy atmosferycznej, a temperaturą oraz wilgotnością względną powietrza stwierdzić można na przykładach z poszczególnych miesięcy różnych lat, przy czym dobrano celowo miesiące wiosenne, letnie i zimowe z maksymalną i minimalną częstotliwością ciszy (względnie z wartościami bardzo zbliżonymi do ekstremów).

W maju 1931 r. (Tabl. 1) obserwowano w Lublinie 29 przypadków ciszy atmosferycznej (na 93 możliwych), gdy w tym samym miesiącu 1927 r. częstotliwość ciszy wynosiła tylko 4. Temperatura powietrza osiągnęła przy większym spokoju powietrza $16,8^{\circ}\text{C}$, a przy zwiększonym nawianiu, czyli mniej ciszy atmosferycznej — średnia temperatura maja była o $6,1^{\circ}$ niższa. Wilgotność względną w V. 1931 r. wynosiła 66%, a w V. 1927 r. 76%.

Oczywiście nie jest rzeczą obojętną, czy stacja znajduje się w danym okresie czasu w masach powietrza A, P czy T, względnie

Tabl. 1.

Miesiące z maksymalną i minimalną częstotliwością ciszy atmosferycznej w Lublinie w okresie 1927—1933 w zestawieniu z temperaturą powietrza i wilgotnością względną. Monate mit der maximalen und minimalen Häufigkeit der atmosphärischen Stille in Lublin für die J. 1927—1933 in Zusammenstellung mit der Lufttemperatur und der relat. Luftfeuchtigkeit

V.1931	VI.1930	VII.1932	XII.1933
częstotl. ciszy 29	częstotl. ciszy 36	częstotl. ciszy 39	częstotl. ciszy 25
temperatura 16,8	temperatura 18,5	temperatura 21,3	temperatura —7,1
temperatura	temperatura	temperatura	temperatura
normalna V 13,6	normalna VI 16,5	normalna VII 18,4	normalna XII —1,9
anomalia t. 3,2	anomalia t. 2,0	anomalia t. 2,9	anomalia t. —5,2
wilg. wzgl. 66,0%	wilg. wzgl. 57,6%	wilg. wzgl. 68,6%	wilg. wzgl. 87,0%
V.1927	VI.1928	VII.1930	XII.1929
częstotl. ciszy 4	częstotl. ciszy 4	częstotl. ciszy 9	częstotl. ciszy 2
temperatura 10,7	temperatura 14,4	temperatura 17,4	temperatura 1,2
temperatura			
normalna V 13,6	temp. norm. VI 16,5	temp. norm. VII 18,4	temp. norm. XII —1,9
anomalia t. —2,9	anomalia t. —2,1	anomalia t. —1,0	anomalia t. +3,1
wilg. wzgl. 76,0%	wilg. wzgl. 66,3%	wilg. wzgl. 68,0%	wilg. wzgl. 92,6%

Tm, Pm albo Tc czy Pc. Duża częstotliwość ciszy atmosferycznej w określonym czasie, np. w porze letniej, nie musi pociągać za sobą nieuchronnie wystąpienia wysokich temperatur powietrza w danej stacji. Zależne to jest bowiem od nawianych na dany teren mas powietrza w okresie poprzedzającym wystąpienie ciszy atmosferycznej. Na razie jednak celowo pomijam rodzaj masy atmosferycznej, ograniczając się jedynie do rozpatrzenia wpływu ciszy atmosferycznej na kształtowanie się temperatury powietrza, względnie innych elementów.

Niewątpliwie wpływ ten istnieje i w cieplej części roku, przy założeniu bezchmurnego nieba, przejawia się mianowicie w podwyższaniu temperatury powietrza, a w zimnej porze roku w jej obniżaniu. Uogólniając, należy powiedzieć, że wraz ze wzrostem częstotliwości ciszy atmosferycznej (przy pogodnym niebie), wzrasta kontynentalizm termiczny danego obszaru.

W rozpatrywanym powyżej przykładzie, anomalia temperatury dla maja 1931 r. wynosiła $+3,2^{\circ}$ C, gdy dla maja 1927 r. $-2,9^{\circ}$ C. Innymi słowy, mała częstotliwość ciszy przy nawianiu powietrza morskigo, doprowadziła do obniżenia średniej temperatury tego miesiąca poniżej normalnej temperatury, która dla Lublina dla maja wynosi $13,6^{\circ}$ C. Analogicznie obserwuje się w VI. 1930 r. (Tabl. 1) podwyższenie temperatury średniej tego miesiąca o $2,0^{\circ}$ C w stosunku do normalnej, kiedy częstotliwość ciszy atmosferycznej osiągnęła dużą wartość, a obniżenie o $-2,1^{\circ}$ przy bardzo zmniejszonej częstotliwości występowania ciszy w czerwcu 1928 r. Wilgotność względna w VI. 1930 r. wynosiła $57,6\%$, a w VI. 1928 r. $66,3\%$.

Lipiec 1932 r. był o $3,9^{\circ}$ C cieplejszy od lipca 1930 r. przy częstotliwości ciszy 39 w 1932 r. wobec 9 w 1930 r.

Podobnie w zimie. Średnia temperatura grudnia 1933 r. była o $-5,2^{\circ}$ niższa od normalnej przy dużej częstotliwości ciszy (25), a o $3,1^{\circ}$ C wyższa w stosunku do normalnej przy bardzo małej częstotliwości ciszy (2) w XII. 1929 r. Wilgotność względna w XII. 1933 r. osiągnęła 87% , a w XII. 1929 r. $92,6\%$.

Z powyższego wynika, że częstotliwość ciszy atmosferycznej jest jednym z czynników kształtujących wielkość stopnia oceanizmu czy kontynentalizmu klimatycznego.

W związku z tym wprowadzam pojęcie ciszy względnej, przez którą rozumiem stosunek obserwowanej częstotliwości ciszy atmosferycznej do możliwej w danym okresie czasu, wyrażony w procentach:

$$S = \frac{C}{1095} \cdot 100 \text{ (dla roku)} \quad (\text{VII})$$

$$\text{lub } S = \frac{C}{90} \cdot 100 \text{ (dla miesiąca)} \quad (\text{VIII})$$

Wartość możliwej częstotliwości ciszy atmosferycznej w ciągu roku wyraża się liczbą 1095, względnie w roku przestępnym 1098⁷⁾.

Liczby określające wielkość ciszy względnej wyliczone dla poszczególnych stacji (Tabl. 2) informują o wielkości zmiany w ciągu

7) Liczba ta wynika stąd, że na dobę czyni się 3 obserwacje wiatru. Dla okresu miesięcznego wartość możliwej częstotliwości ciszy atmosferycznej wynosi 93, 90, 87, lub 84, w zależności od ilości dni w miesiącu.

roku, spowodowanej inwazją obcych mas atmosferycznych na danym obszarze. Cisza względna może stanowić instrument do wykrywania „zaczysy klimatycznych“ (28).

Tabl. 2.

Cisza względna dla Polski (bez Ziem Zachodnich)
w okresie 1927—1933.

Die relative atmosph. Stille in Polen (ohne Westgebiete) für die Zeit 1927—1933

Nazwa stacji	Cisza wzgl. w %	Nazwa stacji	Cisza wzgl. w %
1. Puck	10,9	16. Skierniewice	11,7
2. Hel	5,8	17. Kościelec	17,1
3. Chojnice	7,7	18. Sobieszyn	15,3
4. Bydgoszcz	20,4	19. Domaczewo	12,7
5. Toruń	20,3	20. Radom	11,4
6. Grudziądz	15,4	21. Puławy	4,6
7. Wigry	23,5	22. Lublin	15,9
8. Poznań	5,6	23. Zemborzyce	16,7
9. Kisielnica	6,5	24. Kielce	22,4
10. Kutno	8,9	25. Kraków	20,9
11. Opatówiec	13,4	26. Przeworsk	10,5
12. Warszawa	11,9	27. Cieszyń	24,5
13. Błonie	13,1	28. Przemyśl	32,3
14. Pętkowo	24,1	29. Zakopane	17,9
15. Kalisz	3,7	30. Hala Gąsienicowa	17,1

W stacjach, dla których wartość ciszy względnej jest duża, występują stosunkowo najmniejsze zmiany w przebiegu rocznym elementów klimatycznych.

Zmienność temperatury powietrza z miesiąca na miesiąc, wyliczona jako średnia roczna dla Lublina z roku 1933, kiedy wartość ciszy względnej była duża, wynosiła 0,1, a 0,8 dla roku 1929, gdy cisza względna stanowiła małą liczbę. (Tabl. 3).

Krzywe przebiegu rocznego temperatury powietrza w latach o dużych wartościach ciszy względnej, nie wykazują tak znacznych odchyśleń w stosunku do temperatur normalnych, tym samym nie posiadają tyłu zakłóceń, jak krzywe dla stacji o małej ciszy względnej.

Warunki klimatyczne w miejscowościach o dużym procencie ciszy względnej kształtują się samodzielnie, in situ, przede

wszystkim w zależności od czynnika solarnego, przy założeniu istnienia pogodnego nieba, tworząc według nomenklatury R o m e r a lokalny klimat kontynentalny.

Tabl. 3.

Zmienność temperatury z miesiąca na miesiąc w Lublinie
w zestawieniu z ciszą względną w latach 1929 i 1933

Der monatliche Temperaturwechsel in Lublin für die J. 1927—1933
in Zusammenstellung mit der relativen Stille

Rok	1/2	2/3	3/4	4/5	5/6	6/7	7/8	8/9	9/10	10/11	11/12	Średn. roczna	Cisza wzgl.
1933	5,9	4,7	2,1	7,2	3,4	3,7	-2,6	-3,9	-4,0	-6,8	-8,5	0,1	25,2%
1929	-7,0	12,4	4,9	13,1	-0,3	3,2	0,4	-5,6	-2,3	-5,8	-3,6	0,8	8,0%

Najdogodniejsze warunki dla tworzenia się miejscowego klimatu kontynentalnego istnieją jedynie w określonych formach morfologicznych terenu, mianowicie we wszelkich zakłesościach i to bez względu na to, czy będziemy mieli do czynienia z mikro- czy z makroreliefem. W ścisłym związku z wielkością formy pozostaje skala zjawiska. W każdym jednak przypadku, mamy do czynienia ze stagnacją mas powietrza, zarówno zimnego, jak ciepłego, co w konsekwencji prowadzi do stosunkowo daleko posuniętej stabilizacji panujących i prawie jednakowych typów antycyklonalnej pogody.

W przypadku długiego zalegania masy powietrza, istniejący w danej kotlinie rodzaj pokrycia terenu, może oddziaływać modyfikująco na własności fizyczne powietrza, prowadząc według A l i s o w a (1) do transformacji tej masy. Istotą owych procesów transformacyjnych są zmiany spowodowane morfologicznie zwiększoną insolacją względnie radiacją. Do tych zasadniczych konwekcyjnych czy radiacyjnych procesów, natura podłoża wprowadza niejednokrotnie jeszcze czynnik modyfikujący je, albo wzbogacając zalegające powietrze w większą ilość pary wodnej lub przeciwnie, bardziej je wysuszając, albo też wprowadzając zmiany gęstości masy.

Formy morfologiczne terenu pociągają więc za sobą tworzenie się w y s p k l i m a t y c z n y c h, wybitnie różniących się swym charakterem, od klimatu otaczającego, które to wyspy niejednokrotnie dostrzec można na mapach klimatycznych.

Z materiału anemometrycznego dla Polski za okres 1927—1933, z którego wyliczyłem wartości liczbowe ciszy względnej, wynika, że kilka stacyj wyróżnia się szczególnie dużymi jej wartościami. (Tabl. 2). Ogólnie wartości te wahają się w granicach od 3,7% do 32,3%.

Największą ciszę względną (w materiale, którym rozporządzałem w pracy), stwierdzamy w Przemyślu, gdzie na rok przypada 118,5 dni z ciszą (32,3%). Ten stan rzeczy spowodowany jest niewątpliwie położeniem Przemyśla w dolinie Sanu, mającej w tym miejscu kierunek W — E, osłoniętej od NW, W i S wzniesieniami progów karpackiego Podgórze.

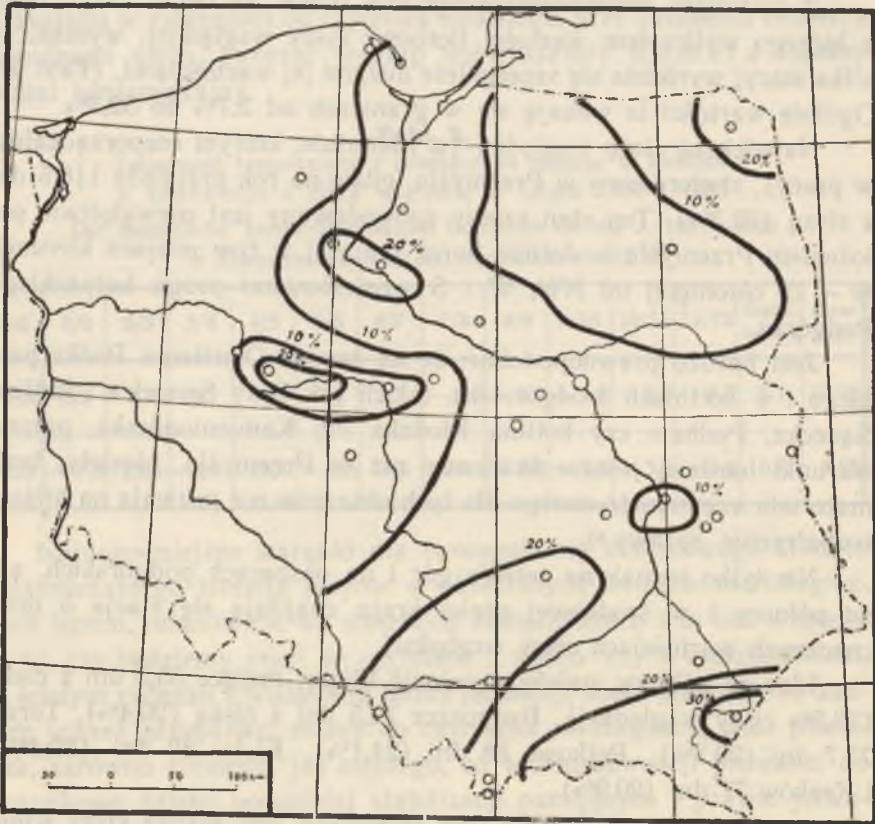
Jest bardzo prawdopodobne, że na terenie Obniżenia Podkarpaciego i w kotlinach śródgórskich, takich jak Doły Sanockie, kotlina Sądecka, Podhale czy kotlina Kłodzka lub Kamieniogórska, panują warunki bardziej jeszcze krańcowe niż w Przemyślu, niestety, brak materiału anemometrycznego dla tych obszarów nie pozwala na bliższe rozpatrzenie sprawy⁸⁾.

Nie tylko jednak na terenie gór i na obszarach podgórskich, ale na północy i w środkowej części kraju znajdują się stacje o dość znacznych wartościach ciszy względnej.

Idąc od północy, należy wymienić Wigry, mające 85,5 dni z ciszą (23,5% ciszy względnej), Bydgoszcz 74,5 dni z ciszą (20,4%), Toruń 73,7 dni (20,3%), Pętkowo 88 dni (24,1%), Kielce 82 dni (22,4%) i Kraków 77 dni (20,9%).

Kartograficzną ilustracją tych stosunków jest mapka ciszy względnej (ryc. 10). Z uwagi na zbyt małą ilość stacyj (30) daje ona jedynie przybliżony obraz przestrzennego rozmieszczenia wartości S (VII). Niemniej jednak w pewnych szczegółach — i to jest bardzo znamienne — upodabnia się do mapy izogradientów klimatycznych R o m e r a (28). Należy zwrócić uwagę na wysuwający się od Przemyśla ku zachodowi klin zwiększonych wartości ciszy względnej świadczący o dużej monotonii klimatycznej tych obszarów, albo na wyspy, z których jedna położona jest na południowy-wschód od Poznania, a inna leży w okolicy Bydgoszczy. Jeśli zważymy na wielką prostotę zastosowanej tu metody oraz łatwość uzyskania wiarygodnych

⁸⁾ Potwierdzeniem mogą być wysokie wartości ciszy obserwowanej w Tarnowie (35,7%) i w Krakowie (27,3%), uwidocznione w Mapie Klimatycznej Polski — W. Milaty (19).



Ryc. 10. Mapa ciszy względnej (1927—1933).

Abb. 10. Karte der relativen Stille für die Jahre 1927—1933.

materiałów, przy odpowiednio zwiększonej ilości stacji, na tej drodze uzyskać by można mapę rozmieszczenia lokalnego kontynentalizmu.

Cisza względna w wymienionych wyżej stacjach stanowi niewielki procent, nie dochodząc nigdzie 50%. Daje jednak charakterystykę stosunków anemometrycznych w tych miejscowościach, informując o większej monotonii klimatycznej tych okolic w porównaniu z innymi.

Polska nie jest bynajmniej krajem monotonii klimatycznej, a przeciwnie odznacza się ogromną zmiennością klimatu, zarówno w czasie, jak i w przestrzeni, ale przede wszystkim w czasie.

„Przez lukę między wyżyną Skandynawską a Karpatami, którą zajmuje Brama Nadwiślańska, południowy Bałtyk i południowy róg

Szwecji, — pisał Nałkowski — przedziera się ku wschodowi wpływ oceanu i tworzy krainę przejściową“.

Temat „przejściowości“ naszego klimatu był niejednokrotnie w literaturze klimatologicznej dyskutowany, dlatego nie jest moim zadaniem tą kwestią obecnie się zajmować, ale pragnę podkreślić to „przedzianie się ku wschodowi wpływu oceanu“. Bo oto co Nałkowski przez to rozumie: „wdzieranie się wpływu oceanicznego z zachodu na wschód, w miejscach gdzie nie ma gór, to urywanie się jego na ścianach górskich, w ogóle wszystkie zmiany klimatyczne, jakie napotykamy w pozaśródziemnomorskiej Europie, postępując od zachodu ku wschodowi i południo-wschodowi, zależy od dwóch, panujących w tej części Europy wiatrów, zachodniego i wschodniego (wraz z sąsiednimi kierunkami kompasu), co znów zależy od położenia barometrycznych minimumów i maximumów i jego zmian, stosownie do pory roku“ (22).

„Wiatr jest w naszym klimacie tak doniosłym czynnikiem“ — twierdzi Merecki, — że nie waha się zaliczyć go do „jednej z cech głównych, wyróżniających nasz klimat pośród klimatów innych dzielnic europejskich“ (18).

Gorczyński uważa, że „stopień kontynentalizmu... zależy nie tyle od odległości od morza w linii powietrznej, ile raczej od układu prądów mniej lub więcej umożliwiających dotarcie łączących wpływów morskich do danej okolicy kontynentu“ (9).

Nie inaczej zapatruje się na zagadnienie Romer, czyniąc odpowiedzialną cyrkulację atmosferyczną równie za pogodę jak za klimat, który jest sumą wszystkich pogód (28).

Moniak nie waha się twierdzić, że nie wielkość kąta padania promieni słonecznych, a kierunek wiatru jest czynnikiem decydującym w przebiegu temperatury (20).

Również Kosiba widzi w wiatrach bardzo ważny element wymiany i transportu mas (12), a Schmuck stwierdza, w odniesieniu do Wrocławia, „wyraźną zależność temperatury od kierunków panujących wiatrów“ (32).

Ponieważ kierunek wiatru, według Schmucka (32), a prędkość prądów powietrznych, według Stenza (35), oddziałują na wielkość parowania wody, a tym samym kształtują w skążnik suchości Stenza, przez który Stenz rozumie stosunek parowania do opadów, wiatr, będący funkcją rozmieszczenia ciśnienia atmo-

sferycznego oraz ruchu mas powietrznych, może być uważany za zasadniczy czynnik kształtujący stosunki klimatyczne poszczególnych obszarów.

Analogiczne stanowisko w tym względzie zajmują również obcy klimatologowie.

„Der überwiegende Teil der Temperaturänderung kommt auf dem Wege des grossen Austausch zustande“ — pisał Schmauss (31).

Wśród klimatologów radzieckich, stojących na stanowisku dynamicznej genezy klimatów, tworzących się pod wpływem przemieszczeń mas powietrznych, należy wymienić przede wszystkim nazwisko B. Alisowa a następnie A. Borisowa. Autorzy ci uważają cyrkulację atmosferyczną za pierwszorzędny czynnik formujący klimaty. Poziome przemieszczanie się mas powietrznych, stanowiące zjawisko o dużym natężeniu i stosunkowo znacznej prędkości ruchu, nazwane przez Alisowa adwekcją mas, dzięki konserwacji swych pierwotnych własności fizykalnych, jest w mocy kształtować klimat poszczególnych obszarów, położonych w średnich szerokościach geograficznych. Na danych obszarach kontynentu obserwować można w poszczególnych porach roku zarówno adwekcję masy cieplej, jak adwekcję masy chłodnej. Zależnie więc od pory roku oraz od rodzaju adwekcyjnej masy powietrznej, warunki pogodowe mogą ulegać radykalnym zmianom (1, 2).

Ogólnie znaną jest rzeczą, że w wielu obszarach, położonych w różnych szerokościach geograficznych i wykazujących tym samym znaczne różnice wielkości kąta padania promieni słonecznych, temperatura powietrza kształtuje się zupełnie odmiennie, niż to teoretycznie da się przewidzieć. Tak np. średnia temperatura roczna w Marsylii ($13,8^{\circ}\text{C}$) jest niższa od średniej temperatury rocznej w Genui ($15,7^{\circ}\text{C}$), jakkolwiek ta ostatnia leży w wyższej szerokości geograficznej w stosunku do Marsylii. Podobnie Archangielsk, położony w szer. geogr. $64^{\circ}35'$ ma średnią roczną temperaturę ($-1,6^{\circ}\text{C}$) niższą od Murmańska ($-0,2^{\circ}\text{C}$), choć szer. geogr. tego portu wynosi 69° .

Hammerfest ($\varphi = 70^{\circ}40'$, $\lambda = 23^{\circ}46'$, śr. rocz. temp. $1,8^{\circ}\text{C}$) posiada temperaturę wyższą od Prince Albert w Kanadzie ($\varphi = 53^{\circ}10'$ N $\lambda = 105^{\circ}38'$ W, $t = 0,3^{\circ}\text{C}$) lub od Dawson w Kanadzie ($\varphi = 64^{\circ}3'$ N $\lambda = 139^{\circ}25'$ W, $t = -5,5^{\circ}\text{C}$), a Władywostok ($\varphi = 43^{\circ}7'$ N,

$\lambda = 131^{\circ}54'$ E, $t=4,6^{\circ}$ C), gdy Nantes ($\varphi = 47^{\circ}15'$ N, $\lambda = 1^{\circ}34'$ W, $t=11,1^{\circ}$ C).

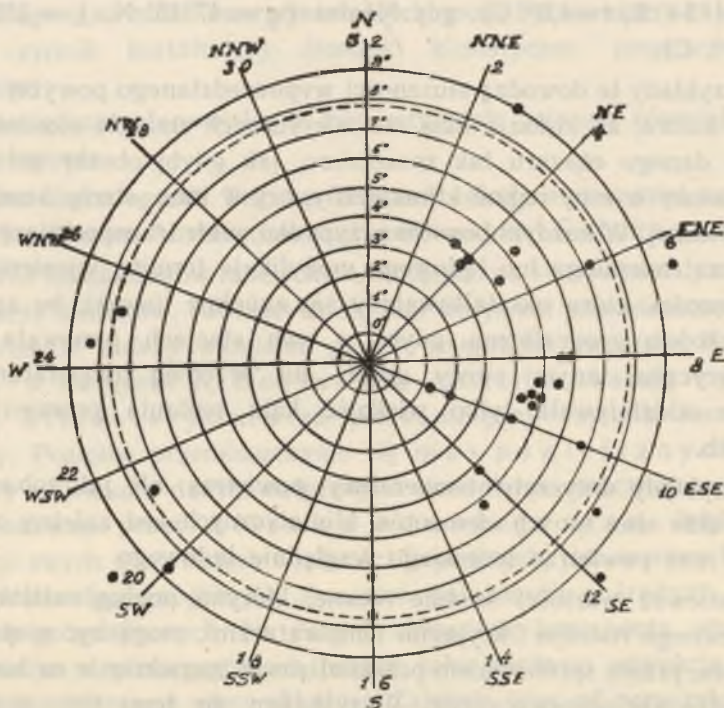
Przykłady te dowodzą słuszności wypowiedzianego powyżej twierdzenia autora, że inwazja mas atmosferycznych zmienia stosunki termiczne danego obszaru tak zasadniczo, jak gdyby obszar ten został przeniesiony w inny region klimatyczny, czy w inną strefę szerokości geograficznej. W każdym bowiem przypadku wiatr transportujący masy powietrza morskiego lub lądowego modyfikuje termikę wymienionych miejscowości, która ukształtowałaby się zupełnie inaczej, bo zgodnie z szerokością geograficzną, gdyby w tych stacjach panowała cisza atmosferyczna, innymi słowy, gdyby na przebieg temperatury powietrza oddziaływała tylko wielkość kąta padania promieni słonecznych.

Przykłady dotyczyły temperatury powietrza, ale jak zobaczymy niżej, także stan innych elementów klimatycznych jest zależny od nawiania mas powietrza morskiego względnie lądowego.

Ponieważ wartości średnie roczne, którymi posługiwaliśmy się, jako pewnego rodzaju fikcyjnymi temperaturami, mogą być nieprzekonywające, przeto spróbowałem przeanalizować zagadnienie na konkretnym materiale obserwacyjnym. Wyzyskałem do tego celu materiał meteorologiczny Stacji Meteorologicznej UMCS w Lublinie dla niektórych miesięcy o charakterystycznych przebiegach pogody.

Dla uchwycenia związków zachodzących między kierunkami wiatrów a temperaturą powietrza, względnie innymi elementami klimatycznymi użyłem metody zastosowanej przez S c h m u c k a (32). W odpowiednie diagramy przedstawiające róże kierunkowe, wprowadza się średnie dobowe wartości kierunków wiatru oraz średnie dobowe danych elementów klimatycznych. Diagram taki jest więc graficznym wyrazem zależności wybranego elementu klimatycznego, albo kilku elementów razem od kierunku panującego w danym dniu wiatru.

Jesień 1951 roku była w Polsce okresem suszy nie notowanej od dziewięćdziesięciu lat. Październik miał pogodę antycyklonalną, o typie konwekcji ograniczonej. Diagram przedstawiony na ryc. 11 wskazuje na wybitną korelację między temperaturą powietrza a kierunkami wiatru. Skupienie punktów przedstawiających temperaturę, grupuje się pomiędzy kierunkami NNE i SSE. Oznacza to, że w Lublinie w październiku 1951 roku temperatura powietrza kształtowała się pod wpły-



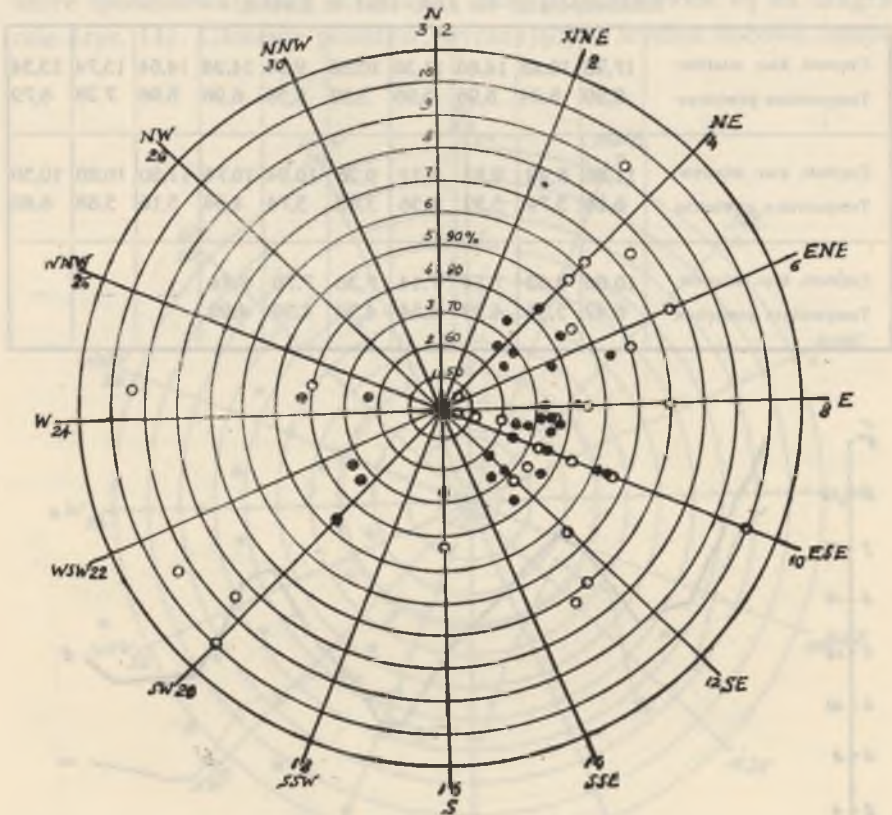
Ryc. 11. Zależność temperatury powietrza od kierunków wiatrów w X.1951 r. w Lublinie.

Abb. 11. Die Abhängigkeit der Lufttemperatur von Windrichtungen im Okt. 1951 in Lublin.

wem mas płynących ze wschodu, a więc stosunkowo chłodnych już w tym miesiącu i suchych mas lądowych. Inwazja mas powietrza kontynentalnego przy panującej pogodzie antycyklonalnej dała procesy transformacyjne zarówno konwekcyjne, jak radiacyjne. Ponieważ w październiku konwekcja u nas jest już niewielka, przeto wzmoczona radiacja przy dopływie mas ze wschodu doprowadziła do obniżenia temperatury poniżej normalnej, która dla października w Lublinie wynosi $7,6^{\circ}\text{C}$. Temperatury powietrza w okresie 24 dni października wykazywały odchylenia ujemne, a jedynie w 7 dniach wystąpiły odchylenia dodatnie.

Diagram na ryc. 12 obrazuje związki zachodzące w tym samym miesiącu między kierunkami wiatru a wilgotnością względną i zachmu-

rzeniem. W większości przypadków stan obu elementów klimatycznych kształtował się pod nawianiem wiatrów z kierunków NE, ENE, E, ESE i SE.



Ryc. 12. Związek między wilgotnością względną i zachmurzeniem a kierunkami wiatrów w X. 1951 r. w Lublinie; wilgotność względna oznaczona jest czarnymi punktami, zachmurzenie — kółkami.

Abb. 12. Der Zusammenhang zwischen der relativen Feuchtigkeit und Bewölkung und den Windrichtungen für Okt. 1951 in Lublin. Die relative Feuchtigkeit: schwarze Punkte, die Bewölkung — Kreise.

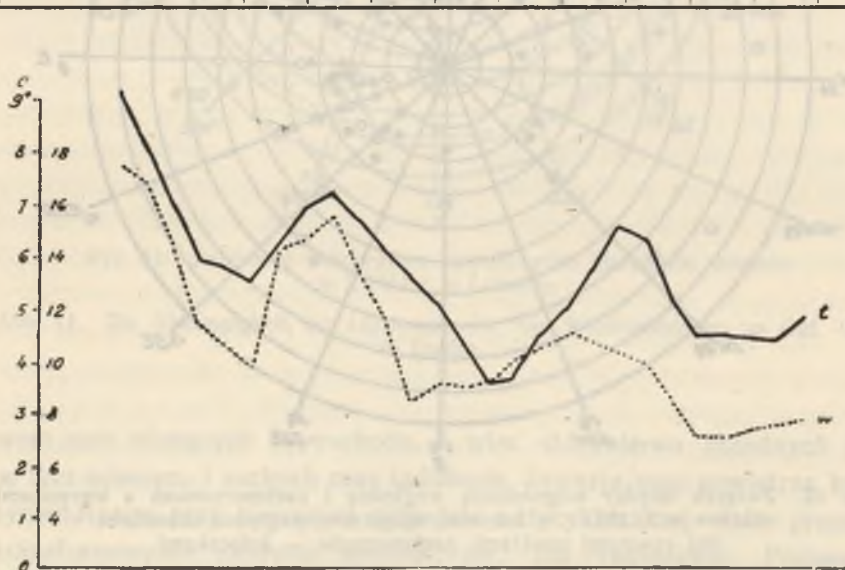
O korelacji między przebiegiem temperatury w miesiącu październiku 1951 r. a częstotliwością kierunkową wiatrów świadczą krzywe zestawione na ryc. 13 (Tabl. 4). Zastosowano tu metodę średnich sum konsekwentnych i wyliczono 5-dniowe średnie częstotliwości kierunkowej wiatrów oraz temperatury powietrza. Kierunki wiatrów wyrażono w liczbach, podobnie jak w diagramach, w skali od 0 do 32.

Tabl. 4.

5-cio dniowe sumy konsekwtywne częstotliwości kierunkowej wiatrów i temperatury powietrza w X. 1951 r. w Lublinie.

Tafel 4. 5-tägige Konsekwktivsummen der Häufigkeit der Windrichtungen und der Lufttemperatur für Okt. 1951 in Lublin.

Częstotł. kier. wiatrów	17,26	16,48	14,60	11,36	10,66	9,84	14,24	14,64	15,74	13,34
Temperatura powietrza	9,20	8,04	6,96	5,96	5,80	5,56	6,26	6,96	7,28	6,72
Częstotł. kier. wiatrów	11,86	8,48	9,12	9,12	9,26	10,04	10,76	11,20	10,80	10,50
Temperatura powietrza	6,16	5,74	5,32	4,36	3,68	3,74	4,54	5,16	5,88	6,60
Częstotł. kier. wiatrów	10,00	8,62	7,14	7,14	7,30	7,70	7,74	—	—	—
Temperatura powietrza	6,42	5,36	4,52	4,54	4,50	4,50	4,92	—	—	—



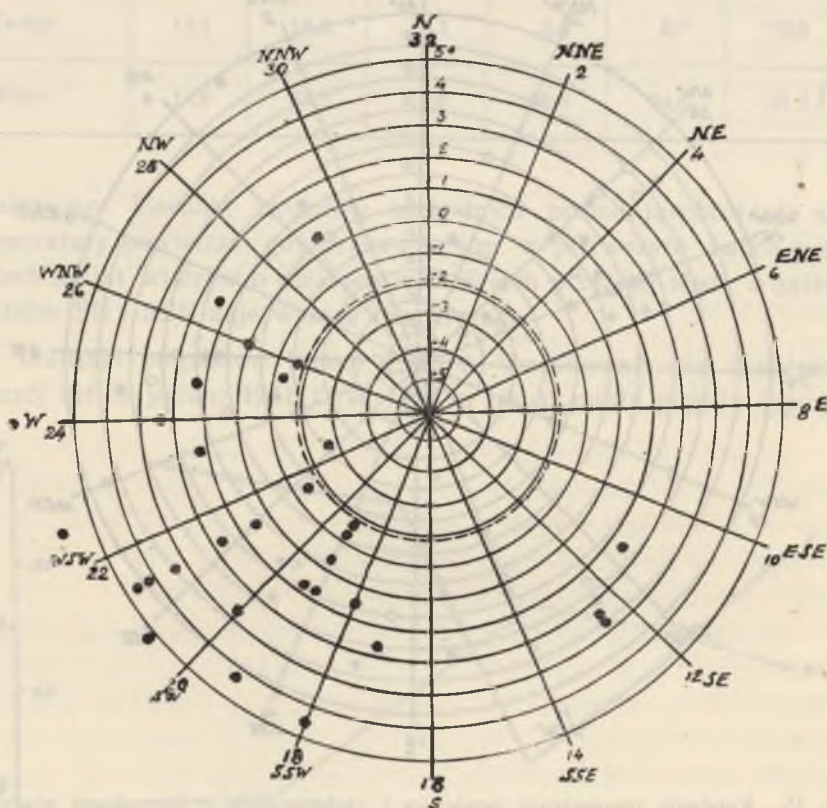
Ryc. 13. Korelacja między temperaturą powietrza a częstotliwością kierunkową wiatrów w X. 1951 r. w Lublinie. 5-cio dniowe sumy konsekwtywne; t — temperatura, w — częstotliwość kierunkowa wiatrów.

Abb. 13. Die Korrelation zwischen der Lufttemperatur und der Häufigkeit der Windrichtungen für Okt. 1951 in Lublin. 5-tägige Konsekwktivsummen; t — Temperatur, w — Häufigkeit der Windrichtungen.

Zmiany w przebiegu częstotliwości kierunkowej wiatrów odpowiadają zmianom w krzywej temperatury, przy czym zmiany częstotliwości wiatrów mogą wyprzedzać analogiczne zmiany w temperaturze. Ten-

dencja opadająca krzywej częstotliwości kierunkowej wiatrów oznacza zmiany kierunków w ciągu miesiąca, od SSW przez S i SE do E.

Grudzień 1951 roku był miesiącem wybitnie ciepłym. Przyczyny, które spowodowały ową oceaniczną zimę przedstawione są na diagramie (ryc. 14). Ułożenie punktów, wyrażających średnie dobowe tempe-



Ryc. 14. Współzależność między temperaturą powietrza a kierunkami wiatrów w XII. 1951 r. w Lublinie.

Abb. 14. Die Korrelation zwischen der Lufttemperatur und den Windrichtungen für Dez. in Lublin.

ratury powietrza, wskazuje na kształtowanie się stosunków termicznych w Lublinie w miesiącu grudniu pod wpływem wiatrów wiejących wówczas głównie z oktantów SW i W. Adwekcja mas powietrza Tm w zimie musiała wywołać zjawisko uwydatnione na rysunku, mianowicie wybitną przewagę odchyień dodatnich temperatury.

Chłodny maj 1952 roku miał przewagę odchyień ujemnych temperatury (ryc. 15). Elementy przedstawione na diagramie pozostają przede wszystkim w zależności od wiatrów z kierunku NW, a więc wiatrów w maju zimnych.



Ryc. 15. Korelacja temperatury powietrza i zachmurzenia z kierunkami wiatrów w V. 1952 r. w Lublinie; temperatura oznaczona jest czarnymi punktami, zachmurzenie — kółeczkami.

Abb. 15. Die Korrelation der Lufttemperatur und Bewölkung mit den Windrichtungen im Mai 1952 in Lublin. Die Temperatur: schwarze Punkte, die Bewölkung: kleine Kreise.

Korelację częstotliwości kierunkowej wiatrów i temperatury powietrza w tym samym miesiącu stwierdza ryc. 16, gdzie krzywe wykreślone zostały jako średnie wartości pentad (Tabl. 5). Wzrastające wartości częstotliwości kierunkowej wiatrów, innymi słowy, częściej

Tabl. 5.

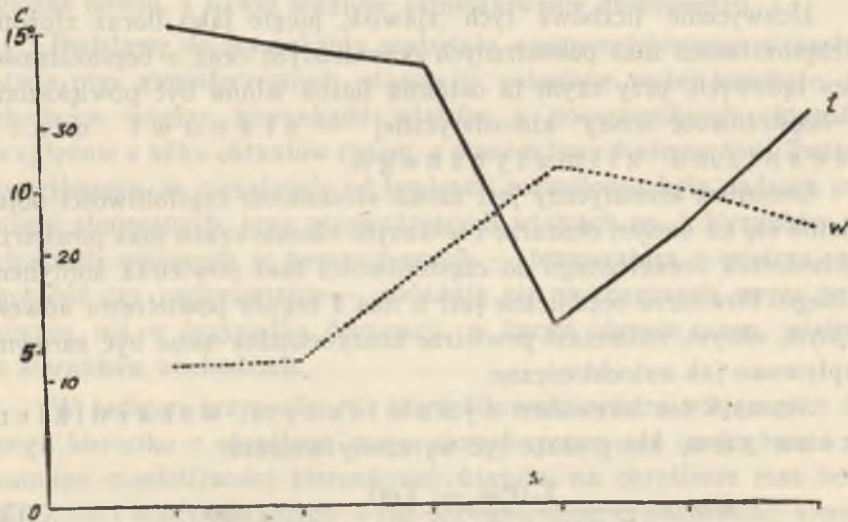
Srednie pentadowe temperatury powietrza i częstotliwości kierunkowej wiatrów w V. 1952 r. w Lublinie.

Tafel 5. Pentadenmittel der Lufttemperatur und der Häufigkeit der Windrichtungen für Mai 1952 in Lublin.

Pentady	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30
Temp.	15,1	14,6	14,1	5,8	8,7	12,6
Wiatr	12,9	13,5	19,6	26,8	24,8	21,3

występujące kierunki oktantów zachodnich powodują obniżanie się temperatury powietrza, gdy przewaga (np. w pierwszych dwóch pentadach maja) wiatrów o niższych wartościach przyjętej skali, a zatem wiatrów SE i SSE daje wyższe temperatury.

Warunki pogodowe jesieni 1952 r. kształtowały się krańcowo inaczej niż w jesieni 1951 r. W 1952 r. jesień miała pogodę typowo



Ryc. 16. Związek między temperaturą powietrza a częstotliwością kierunkową wiatrów w V. 1952 r. w Lublinie. Średnie 5-cio dniowe; t — temperatura, w — częstotliwość kierunkowa wiatrów.

Abb. 16. Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur und der Häufigkeit der Windrichtungen im Mai 1952 in Lublin. 5-tägige Mittelangaben; t — Temperatur, w — Häufigkeit der Windrichtungen.

depresyjną z przemieszczającymi się ku wschodowi układami frontowymi. Lublin miał w październiku 1952 r. średnią temperaturę wynoszącą $7,5^{\circ}$ (gdy w X.1951 r. $t = 5,4^{\circ}$), wilgotność względną 87% (78% w X.1951 r.), zachmurzenie 8,3 (4,6 w X.1951 r.), opad 114,2 mm t.j. 301% wartości normalnej (0,4 mm w X.1951) oraz sumę częstotliwości kierunkowej wiatrów: SSW, SW, WSW, W, WNW i NW równą 62 (8 w X.1951).

Tak znaczny udział wiatrów z oktantów zachodnich spowodował wystąpienie u nas jesieni atlantyckiej w przeciwstawieniu do jesieni kontynentalnej 1951 roku.

D y n a m i c z n y w s k a ż n i k o c e a n i z m u .

Masy atmosferyczne, transportowane do danych obszarów za pośrednictwem wiatrów, kształtują stosunki klimatyczne w sposób zasadniczy. Polska jest krajem o wybitnej przewadze mas powietrznych Pm i Tm, lub wg polskiej nomenklatury PPM i PZM. Jednakże zróżnicowanie regionalne co do częstości pojawiania się tych mas jest znaczne.

Uchwycenie liczbowe tych zjawisk, pojęte jako iloraz złożony z częstotliwości mas powietrznych oceanicznych oraz z częstotliwości mas lądowych, przy czym ta ostatnia liczba winna być powiększona o częstotliwość ciszy atmosferycznej — s t a n o w i m i a r ę o c e a n i z m u k l i m a t y c z n e g o .

Oceanizm klimatyczny jest zatem stosunkiem częstotliwości pojawiania się na danym obszarze i w danym okresie czasu mas powietrza pochodzenia oceanicznego do częstotliwości mas powietrza kontynentalnego. Powietrze oceaniczne jest u nas z reguły powietrzem adwekcyjnym, obcym, natomiast powietrze kontynentalne może być zarówno napływowe jak autochtoniczne.

Stosunek ten nazwałem d y n a m i c z n y m w s k a ż n i k i e m o c e a n i z m u , który może być wyrażony wzorem:

$$W_o = \frac{\Sigma (P_m + T_m)}{\Sigma [(A_c + P_c + T_c) + C]} \cdot 100 \quad (IX)$$

Operując wskaźnikiem oceanizmu, obliczonym na podstawie wzoru (IX) można zorientować się w jego rozkładzie przestrzennym na obszarze Europy. Wobec braku odnośnych materiałów dla większej ilości stacyj zmuszony byłem ograniczyć się do kilku zaledwie miejsco-

wości (2,14). Liczbowa wartość wskaźnika obliczona dla Berlina wynosi 140,9%, dla Wrocławia 106,1%, dla Królewca 83,4%, a dla Moskwy 37,9%. Liczby te są dobrą ilustracją wartości wskaźnika oceanizmu, informując równocześnie o stopniu dominacji jednych mas nad drugimi.

Materiały klimatologiczne, którymi rozporządzamy, są niestety niewystarczające dla dokładnego określenia pochodzenia mas atmosferycznych. Nieodzowne do tego celu były by mapy synoptyczne oraz badania aerologiczne. Wobec tych trudności, ograniczyłem się z konieczności do materiału dotyczącego częstotliwości kierunkowej wiatrów dla naszego kraju.

Można wysuwać zastrzeżenia co do celowości stosowania materiału anemometrycznego ze względu na to, że przestrzenny rozkład częstotliwości kierunkowej wiatrów na terenie kraju może nie być, ściśle biorąc, funkcją rozmieszczenia ciśnienia atmosferycznego, przy uwzględnieniu czynnika dewiacji, spowodowanego przyspieszeniem Coriolisa. Przyczyną tego stanu rzeczy są ponadto warunki morfologiczne terenu, a nawet wadliwe zainstalowanie anemometru.

Podstawę do wyzyskania materiału anemometrycznego w zastępstwie mas atmosferycznych, stanowiły wskazane wyżej korelacje, zachodzące między kierunkami wiatrów z poszczególnych oktantów, względnie z kilku oktantów razem, a stanem innych elementów. Związki te wskazują, że niezależnie od tendencji rozwojowej kąta padania promieni słonecznych, przy przeważających wiatrach np. z kierunków zachodnich wiejących w pewnym czasie — temperatura powietrza, wilgotność czy zachmurzenie — układają się na diagramie wręcz przeciwnie, niż w przypadku dominacji, w innym okresie czasu, wiatrów z kierunków wschodnich.

W żadnym przypadku nie identyfikowano wiatru wiejącego z danego kierunku z określoną masą atmosferyczną, ale posługiwano się sumami częstotliwości kierunkowej wiatrów na określenie mas oceanicznych i kontynentalnych. I tak przyjęto sumę częstotliwości kierunkowej wiatrów SSW, SW, WSW, W, WNW i NW, a zatem wiatrów pochodzących aż z 6 stron róży kierunkowej jako transportujących masy powietrza Pm i Tm. Analogicznie wiatry z kierunków NNW, N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE i S uważane są jako te, wraz z którymi otrzymujemy adwekcje mas Ac, Pc i Tc. Jeżeli zatem w danej

stacji np. wiatry SE nie reprezentują mas powietrza Tc, to jednak suma wymienionych kierunków może stanowić wiatry, które przynoszą inwazję powietrza kontynentalnego.

Niejakim potwierdzeniem tych słów może być przeanalizowanie przestrzennego rozmieszczenia przeważających kierunków wiatru według róży kierunkowej (19).

Obliczenia wykonane zatem zostały według wzoru:

$$W_o = \frac{\Sigma(SSW + SW + WSW + W + WNW + NW)}{\Sigma[(NNW + N + NNE + NE + ENE + E + ESE + SE + SSE + S) + C]} \cdot 100 \quad (X)$$

W celu znalezienia uzasadnienia dla możliwości przejścia z wzoru (IX) na wzór (X) obliczyłem wskaźnik oceanizmu według obu wzorów dla Wrocławia ponieważ dla tej tylko stacji rozporządzałem niezbędnymi materiałami (12, 14). Biorąc pod uwagę częstotliwość pojawiania się poszczególnych rodzajów mas atmosferycznych we Wrocławiu, wyliczyłem wskaźnik oceanizmu, który, jak już wyżej podano, wynosi 106,1%. Według wzoru (X) wskaźnik oceanizmu osiągnął 93,8%. Różnica tych wartości (zresztą niewielka) wynikać może z pewnej różnorodności materiałów pochodzących z różnych okresów (1934—38 oraz 1881—1930). Suma częstotliwości mas powietrza pochodzenia oceanicznego według wzoru (IX) jest tylko o 3,1 jednostek większa od sumy wiatrów oceanicznych we wzorze (X).

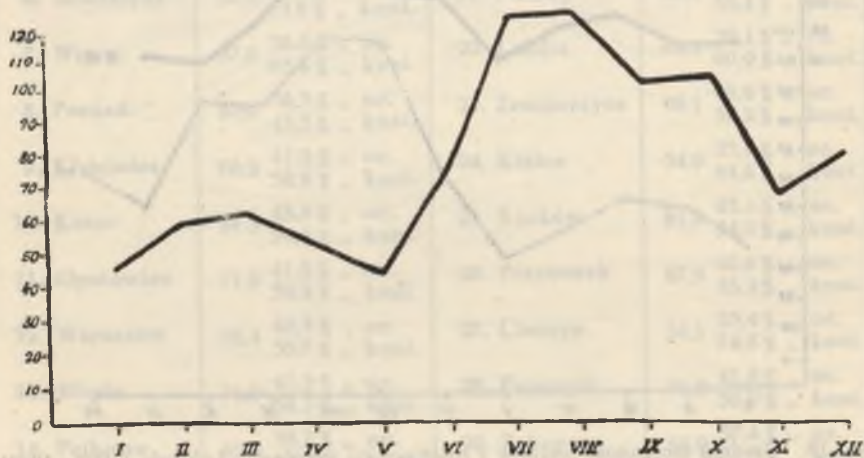
Potwierdzeniem możliwości zastąpienia materiału częstotliwości pojawiania się mas atmosferycznych materiałem, dotyczącym częstotliwości kierunkowej wiatrów, jest skonfrontowanie wartości wskaźnika dla Wrocławia z wartościami dla innych stacji w Polsce, jak to niżej podano (ryc. 19).

Oceanizm klimatyczny, oparty na wyluszczonych podstawach, nie bazuje na jednym wybranym elemencie. Masa atmosferyczna stanowi określony kompleks meteorologiczny, w którym reprezentowane są wszystkie elementy klimatologiczne, pozostające we wzajemnym ze sobą związku. Taki sposób badania odpowiada bardziej stosunkom rzeczywistym, niż analityczne rozpatrywanie poszczególnych elementów.

Wyliczanie wzajemnego stosunku częstotliwości pojawiania się mas powietrznych (choćby wyrażonych za pośrednictwem sumy kierunkowej wiatrów) ujmuje w sposób fizycznie poprawny, a klimatycznie całkowicie uzasadniony, dominację jednych mas nad drugimi.

Ponieważ w poszczególnych latach, czy krótszych okresach czasu, występuje zjawisko większej przewagi mas oceanicznych nad lądowymi, gdy w innych panuje równowaga — wskaźnik oceanizmu może być wyliczony dla każdego roku, jak również miesiąca, dekady czy każdego innego okresu.

Nawiązując do rozpatrzonych wyżej stosunków pogodowych jesieni 1951 r. oraz jesieni 1952 r., wyliczyłem wskaźnik oceanizmu Lublina dla miesiąca października obu wymienionych lat. W X.1951 r. wskaźnik oceanizmu wynosił 12,7%, gdy w X.1952 r. aż 165,7%. W październiku 1951 r. Lublin posiadał 11,3% powietrza oceanicznego a w październiku 1952 r. 62,4%. W czasie suszy jesiennej 1951 r. październik wykazał w Lublinie 88,7% powietrza lądowego.



Ryc. 17. Średni przebieg roczny wskaźnika oceanizmu dla Lublina (1927—1933)

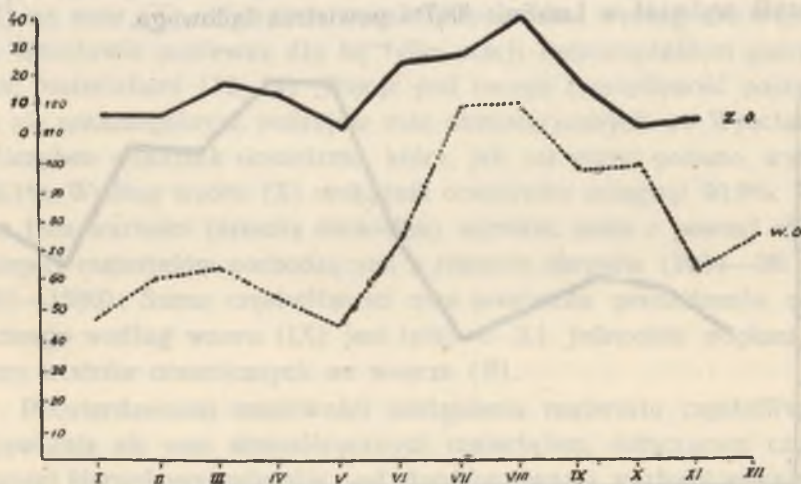
Abb. 17. Der mittlere Jahresverlauf vom Ozeanismusindex für Lublin für die Jahre 1927—1933.

Z powyższego wynika, że wartości wskaźnika oceanizmu dla poszczególnych miesięcy mogą się znacznie różnić z roku na rok.

Średni przebieg roczny wskaźnika oceanizmu obliczony dla Lublina dla okresu 1927—1933 przedstawia ryc. 17. W krzywej zaznaczają się dwa minima, z których zasadnicze występuje w maju, a drugorzędne w styczniu. W miesiącach tych wpływy oceaniczne stają się najmniejsze w ciągu całego roku.

Wzmaganie się wpływów oceanicznych zaczyna się w czerwcu, trwając przez cały okres letni i osiągając maksimum w lipcu i sierpniu. Charakterystyczne jest zmniejszenie się wartości wskaźnika we wrześniu, a następnie w listopadzie.

Zachodzące w ciągu roku zmiany wielkości wskaźnika oceanizmu odzwierciedlają się w przebiegu innych elementów klimatycznych. Gwałtowny wzrost, ku wartościom wysokim, występujący bezpośrednio po minimum majowym, uwidocznił się w krzywej ryc. 17, powoduje załamanie się tendencji rozwojowej w przebiegu rocznym temperatury powietrza i obniżenie letniej kulminacji.



Ryc. 18. Średnia zmienność opadów z miesiąca na miesiąc w Lublinie (1927—1933) w zestawieniu z krzywą przebiegu rocznego wskaźnika oceanizmu; z. o. — zmienność opadów, w. o. — wskaźnik oceanizmu.

Abb. 18. Der mittlere Monatswechsel der Niederschläge für 1927 — 1933 in Lublin in Zusammenstellung mit der Jahreskurve des Ozeanismusindexes; z. o. — Wechsel der Niederschläge, w. o. — Ozeanismusindex.

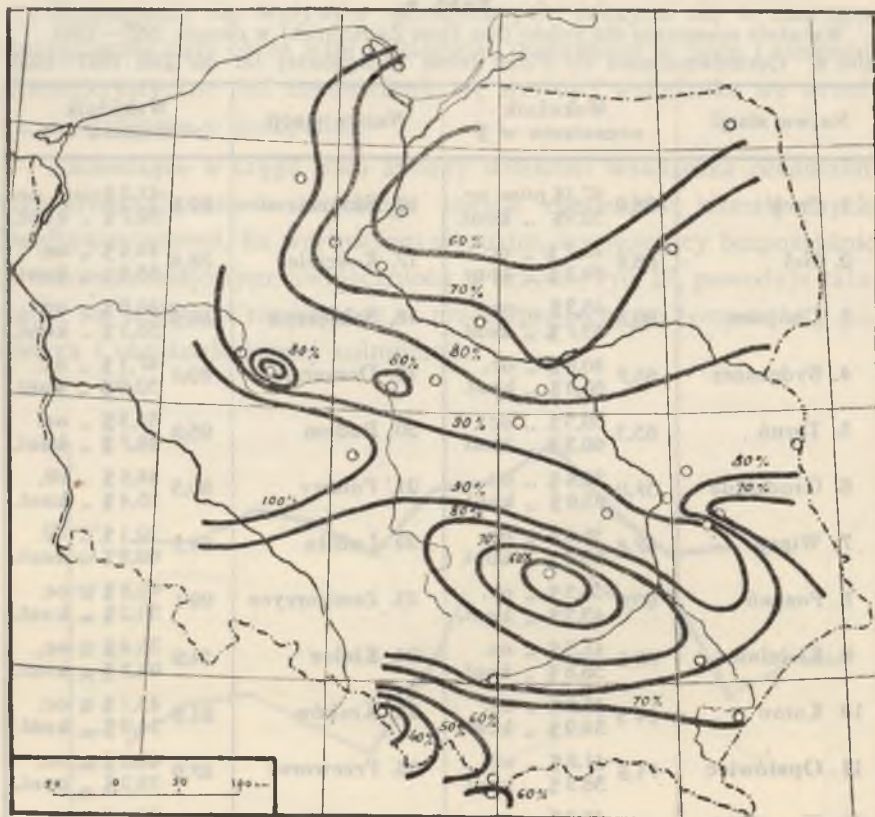
Całkowitą zgodność z przebiegiem rocznym wskaźnika oceanizmu wykazuje krzywa zmienności opadów z miesiąca na miesiąc dla Lublina, obliczona dla okresu 1927—1933 (ryc. 18). Wynika z tego, że przebieg roczny zmienności opadów kształtuje się pod wyraźnym wpływem wskaźnika oceanizmu.

Tabl. 6.

Wskaźnik oceanizmu dla Polski (bez Ziem Zachodnich) w okresie 1927—1933.
Tafel 6. Ozeanismusindex für Polen (ohne Westgebiete) für die Zeit 1927—1933.

Nazwa stacji	Wskaźnik oceanizmu w %	Nazwa stacji	Wskaźnik oceanizmu w %
1. Puck	88,9 47,1% pow. oc. 52,9% „ kont.	16. Skierniewice	89,8 47,3% pow. oc. 52,7% „ kont.
2. Hel	68,6 40,7% „ oc. 59,3% „ kont.	17. Kościelec	78,6 44,1% „ oc. 55,9% „ kont.
3. Chojnice	86,3 46,3% „ oc. 53,7% „ kont.	18. Sobieszyn	88,2 46,9% „ oc. 53,1% „ kont.
4. Bydgoszcz	66,7 40,0% „ oc. 60,0% „ kont.	19. Domaczewo	89,1 47,1% „ oc. 52,9% „ kont.
5. Toruń	65,3 39,5% „ oc. 60,5% „ kont.	20. Rądom	95,0 51,3% „ oc. 48,7% „ kont.
6. Grudziądz	57,0 36,4% „ oc. 63,6% „ kont.	21. Puławy	80,5 44,6% „ oc. 55,4% „ kont.
7. Wigry	57,8 36,6% „ oc. 63,4% „ kont.	22. Lublin	64,1 39,1% „ oc. 60,9% „ kont.
8. Poznań	90,0 56,5% „ oc. 43,5% „ kont.	23. Zemborzyce	99,1 49,8% „ oc. 50,2% „ kont.
9. Kisielnica	70,2 41,2% „ oc. 58,8% „ kont.	24. Kielce	54,9 35,4% „ oc. 64,6% „ kont.
10. Kutno	84,3 45,8% „ oc. 54,2% „ kont.	25. Kraków	81,9 45,1% „ oc. 54,9% „ kont.
11. Opatówiec	71,8 41,8% „ oc. 58,2% „ kont.	26. Przeworsk	87,9 46,6% „ oc. 53,2% „ kont.
12. Warszawa	76,4 43,3% „ oc. 56,7% „ kont.	27. Cieszyn	34,1 25,4% „ oc. 74,6% „ kont.
13. Błonie	71,0 41,5% „ oc. 58,5% „ kont.	28. Przemyśl	71,8 41,8% „ oc. 58,2% „ kont.
14. Pętkowo	63,2 38,7% „ oc. 61,3% „ kont.	29. Zakopane	59,9 37,4% „ oc. 62,6% „ kont.
15. Kalisz	106,7 51,6% „ oc. 48,4% „ kont.	30. Hala Gąsienicowa	62,8 38,6% „ oc. 61,4% „ kont.

Wskaźnik oceanizmu dla Polski (bez Ziem Zachodnich) dla okresu 1927—1933 waha się w granicach 34,1% — 106,7% (Tabl. 6 i ryc. 19). Załączona mapka, będąca szkicowym obrazem geograficznego rozmieszczenia wskaźnika oceanizmu w Polsce (ze względu na zbyt małą ilość stacji) pozwala stwierdzić, że najwyższe wartości wskaźnika oceanizmu klimatycznego nie występują na wybrzeżu morza Bałtycz-



Ryc. 19. Mapa wskaźnika oceanizmu (1927—1933).

Abb. 19. Karte des Ozeanismusindexes für 1927—1933.

kiego, ale w obszarze niżowym kraju, w pasie równoleżnikowym pomiędzy 51° a $52^{\circ} 30' \varphi$. Ten pozorny paradoks w świetle zastosowanej tu metody tłumaczy się okolicznością, że o wartości liczbowej wskaźnika oceanizmu decyduje częstotliwość pojawiania się mas powietrznych z nad oceanu Atlantyckiego, a nie położenie względem morza Bałtyckiego. Powyższy stan rzeczy ilustrują liczby, według których Puck rozporządza $47,1\%$, a Hel $40,7\%$ powietrza oceanicznego w ciągu roku, gdy np. Poznań posiada $56,5\%$, a Kalisz $51,6\%$ powietrza pochodzenia atlantyckiego. Nie można również pominąć milczeniem faktu, że Hel ma w ciągu roku $59,3\%$ powietrza kontynentalnego, nawiewanego głównie z południa, z głębi kraju, a Poznań $43,5\%$.

Zatoka zdecydowanego zasięgu powietrza pochodzenia atlantyckiego sięga od obszaru niziny Wielkopolskiej na teren niziny Dolnośląskiej. Stosunkowo znaczne wpływy atlantyckie obserwuje się na obszarze wydłużonego półwyspu ograniczonego izarytmą 90%, a sięgającego aż do wyżyny Lubelskiej. Kontynentalizm rośnie w kierunku południowo-wschodnim i wschodnim, a ponadto, występuje pod postacią lokalnego kontynentalizmu, uplasowującego się na terenie Podkarpacia i kotlin podkarpackich, wyżyny Kielecko-Sandomierskiej oraz Pojezierza Mazurskiego. Charakterystyczny jest bieg izarytm, na ogół naśladujący linię dolnej i środkowej Wisły.

Nie od rzeczy będzie zwrócić uwagę, że ogólny rozkład izarytm wskaźnika oceanizmu na obszarze Polski przypomina mapę R o m e r a agroterm roku (29).

Wyzyskany do badań okres 7-letni jest zbyt krótki, by można było budować na nim jakieś dalej idące wnioski. Dokonana próba, przestudiowania częstości pojawiania się na obszarze kraju mas atmosferycznych oceanicznych czy kontynentalnych, jest jednak zachęcająca. Warunki pogodowe i klimatyczne poszczególnych regionów zależą wszak przede wszystkim od częstotliwości i natężenia inwazji mas atmosferycznych w poszczególnych okresach czasu. Jeśli w danym obszarze i określonym czasie przeważa adwekcja powietrza oceanicznego, choćby obszar ten leżał w znacznej odległości od oceanu, a przebieg czasowy elementów wskazywał na rosnącą tendencję rozwojową, fakt przewagi mas Pm i Tm nad pozostałymi musi doprowadzić do wyeliminowania istniejących tendencji okresowych i zniweczenia wpływu solarnego. Odwrotnie tam, gdzie częstotliwość pojawiania się wymienionych mas jest zmniejszona na korzyść ciszy atmosferycznej przy bezchmurnym niebie, względnie na korzyść mas Pc i Tc, rozwijać się może klimat miejscowy, zależny od warunków środowiskowych i mogący wraz z tymi warunkami podlegać kształtowaniu przez człowieka.

Natężenie i częstotliwość pojawiania się w naszym kraju mas powietrza oceanicznego zależne są, jako od przyczyny zasadniczej, od wielkości gradientu barycznego oraz jego kierunku na Atlantyku, między Azorami a Islandią, a zatem pozostają w związku przede wszystkim z cyrkulacją monsunową. Kontrasty w ciśnieniu między atlantyckimi regionami barometrycznymi pozostają natomiast w łączności z pulsacjami promieniowania słońca (40, 41).

Przewaga w danym regionie Polski, względnie w danym okresie czasu, np. powietrza kontynentalnego wywiera poważny wpływ na produkcję rolną. Przede wszystkim taki stan rzeczy pociąga za sobą skrócenie okresu wegetacyjnego. Większa insolacja słoneczna, przy niebie przeważnie bezchmurnym, oraz wyższa temperatura powietrza doprowadza do zwiększenia u roślin zbożowych składników witaminowych oraz białka, co z kolei może spowodować zmniejszenie konsumpcji roślin strączkowych i mięsa. Zapotrzebowanie na te ostatnie artykuły wzrasta równoległe z większą dominacją mas powietrza oceanicznego.

Wyznaczanie wskaźnika oceanizmu dla poszczególnych obszarów kraju, tak na podstawie materiału z poszczególnych lat, jak i z dłuższego okresu czasu, miało by znaczenie nie tylko klimatologiczne, ale i ekonomiczne, bowiem dostarczyło by danych co do kształtowania się długości trwania okresu wegetacyjnego.

Pożądaną rzeczą było by ułożenie kalendarzy dla poszczególnych miejscowości odnośnie prognozy pojawiania się wyżej wymienionych rodzajów mas atmosferycznych. Dla należytego określania rodzaju mas atmosferycznych konieczne są nie tylko mapy synoptyczne i sondowania aerologiczne (te ostatnie dla wyznaczenia stratygrafii mas), ale i bardzo sumienne obserwacje anemometryczne przy właściwym za-

LITERATURA I MATERIAŁY

1. Alisow B., Izwiewkow B., Pokrowskaja T., Rubinstein J. — Kurs klimatologii. Leningrad—Moskwa, 1940.
2. Borisow A. — Klimatologija. Leningrad, 1949.
3. Chałubińska A. — Nowe roczne izanomale świata. Annales Univ. MCS. Sectio B. Vol. III. Lublin, 1948.
4. Chałubińska A. — Izanomale rocznej temperatury w Polsce. Annales Univ. MCS. Sectio B. Vol. IV. Lublin, 1949.
5. Dove — Die Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde. 1852.
6. Gams H. — Die klimatische Begrenzung von Pflanzenarealen und die Verteilung der hygrischen Kontinentalität in den Alpen. Z. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin, 1931.
7. Gorczyński W. — Nowe izotermi Polski, Europy i kuli ziemskiej. Warszawa, 1918.
8. Gorczyński W. — O wyznaczaniu stopnia kontynentalizmu według amplitud temperatury. Spraw. T-wa Nauk. Warszawa, 1918.
9. Gorczyński W. — O podziałach klimatycznych Europy. Przegl. Geogr. t. XIV. Warszawa, 1934.
10. Gorczyński W. — O rozgraniczeniu typów klimatycznych i o brakach klasyfikacji Köppena w stosunku do Europy i Polski. Lwów, 1934. Zbiór Prac poświęcony przez Tow. Geogr. we Lwowie E. Romerowi w 40-lecie Jego twórczości naukowej pod redakcją H. Arctowskiego.
11. Kerner F. — Thermoisodromen. Abh. d. K. K. Geogr. Ges. Wien, 1905.
12. Kosiba A. — Klimat Ziem Śląskich. Katowice—Wrocław, 1948.
13. Kosiba A. — Niektóre zagadnienia ogólnej cyrkulacji atmosferycznej. Czas. Geogr. t. XX. z. 1—4. Wrocław, 1949.
14. Kosiba A. — Wstęp do klimatologii Polski. Wrocław, 1952.
15. Köppen W. — Die Wärmezonen der Erde. Met. Zeitschr. 1884.
16. Köppen W. — Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresverlauf. Pet. Geogr. Mitt. 1918.
17. Materiały obserwacyjne Obserwatorium Meteorologicznego Uniw. M. C. S. Lublin, 1951—1952.
18. Merecki R. — Klimatologia ziem polskich. Warszawa, 1915.
19. Milata W. — Polska. Mapa klimatyczna. Kraków, 1950.
20. Moniak J. — Zagadnienie aklimatyzacji człowieka w strefie gorącej. Przegl. Met. i Hydr. Warszawa, 1951.
21. Motyka J. — O celach i metodach badań geobotanicznych. Annales Univ. M. C. S. Sectio C. Suppl. I. Lublin, 1947.
22. Nałkowski W. — Materiały do geografii ziem dawnej Polski, t. I. Warszawa, 1913.

23. Przegląd Pogody P. I. H. M. Warszawa, 1951—1952.
24. Roczniki Meteorologiczne P. I. M. Warszawa, 1927—1933.
25. Romer E. — Pogląd na klimat Polski. Czas. Geogr. 1928.
26. Romer E. — Rozmyślania klimatyczne. Czas. Geogr. Wrocław, 1939—1946
27. Romer E. — Izogrady klimatyczne. P. A. U. Kraków, 1948.
28. Romer E. — Regiony klimatyczne Polski. Prace Wrocł. Tow. Nauk. Seria B. Wrocław, 1949.
29. Romer E. — Okresy gospodarcze w Polsce. Prace Wrocł. Tow. Nauk. Seria B Wrocław, 1949.
30. Romer E. — Rehabilitacja wartości średniej temperatury roku. Przegląd Geogr. Warszawa, 1950.
31. Schmauss A. — Singularitäten im jährlichen Witterungsverlauf auf der Zugspitze. Dt. Met. Jb. Bayern, 1930.
32. Schmuck A. — Wiatr a temperatura i parowanie we Wrocławiu. Prace Wrocł. Tow. Nauk. Wrocław, 1949.
33. Spitaler R. — Über die Temperaturanomalien auf der Erdoberfläche. Pet. Mitt. 1887.
34. Spitaler R. — Klimatische Kontinentalität und Ozeanität. Pet. Mitt. 1922.
35. Stenz E. — Zagadnienie klimatów suchych w świetle wyparowania. Studia Societatis Scientiarum Torunensis. Sectio A. Vol. I. Toruń, 1949.
36. Wojekow A. — Die Klimate des Erdballes. Petersburg, 1884.
37. Wojekow A. — Kontinentales und ozeanisches Klima. Met. Zeitschr. 1894.
38. Wojekow A. — Izbrannije soczinienij. Moskwa, 1948.
39. Zenker W. — Die Verteilung der Wärme auf der Erdoberfläche. Berlin, 1888.
40. Zinkiewicz W. — Wahania ciśnienia atmosferycznego w Europie w latach 1910—1919. Instytut Geofizyki Uniwersytetu J. K. we Lwowie. Lwów, 1934. Komunikaty Inst. Geofizyki.
41. Zinkiewicz W. — Przebieg łagodnej zimy 1947/48 i jej przyczyny. Czas. Geogr. t. XIX. Wrocław, 1948.

Praca niniejsza była referowana na posiedzeniu Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Oddział Lubelski dnia 18.X.1952 roku.

РЕЗЮМЕ

Понятия климатического океанизма или климатического континентализма не дождалось до сих пор однозначного уточнения. Нет точных установлений, проявляется ли океанизм в малой амплитуде годовой температуры воздуха, или в соответственных плювиометрических условиях, или в малом количестве в течение года снежных дней, или в полном отсутствии снежных осадков, или наконец, в характере годового хода уровня воды в реках.

Критерием океанизма и континентализма чаще всего является величина амплитуды годовой температуры воздуха.

Ни один из методов, применяемых для определения сущности океанизма и континентализма не может служить основанием для количественной их оценки.

Пробы введения числовой меры континентализма были сделаны Ценкером (39), Шпиталером (33, 34), Горчинским (8) и Кернером (11).

Мерой континентализма по Ценкеру является разность между произведением полученным от умножения относительной амплитуды температуры воздуха „ n “, выраженной в процентах на $6/5$, а свободным членом 20. Ценкер вводит величину относительной годовой амплитуды, чтобы получить возможность сравнения между собой амплитуды, и вычисляет ее как частное, полученное от деления абсолютной величины амплитуды на географическую широту.

$$\text{Степень континентализма } X = n \cdot \frac{6}{5} - 20$$

Основанием для определения степени континентализма или океанизма для Шпиталера было вычисление средней температуры географических широт по формуле:

$t_{\varphi} = -2,43^{\circ} + 17,61 \cos \varphi + 7,05 \cos 2\varphi + 19,29 n \cdot \cos 2\varphi$
в которой „ n “ обозначает относительное покрытие суши данного круга широт. Вычисленные величины „ n “ для каждой широты обуславливают, по Шпиталеру, степень климатического континентализма или климатического океанизма.

Горчинский вычисляет степень термического континентализма по формуле:

$$K = 1,7 \cdot A \cdot \operatorname{cosec} \varphi - 20,4$$

где „K“ обозначает степень континентализма, а „A“ годовую амплитуду температуры воздуха.

Величины 1,7 и 20,4, являющиеся постоянными в этом уравнении, так подобраны, чтобы для Верхоянска, считаемого Горчинским наиболее континентальной местностью, степень термического континентализма равнялась 100.

Кернер ввел так называемый термодромический *quotient* вычисляемый как разность между средними температурами октября и апреля, деленная на частное, полученное от деления величины годовой амплитуды на $\sin \varphi$

$$Q = \frac{t_{X} - t_{IV}}{A \cdot \sin \varphi} \cdot 100$$

Автор настоящей работы пробует опереться при определении понятия климатического океанизма и климатического континентализма на совершенно ином основании.

Континентализм на данной территории развивается в определенных солярных условиях. При ясном небе, развивающиеся свободно инсоляционные процессы, образуют континентальный климат. Условия сближенные к солярным овладели бы терминой данной территории тогда, когда были бы исключены вторжения посторонних атмосферических масс и термические отношения формировались бы на месте, в местном стационарном воздухе.

Подобные условия возникали бы, если бы на определенной территории существовал полный атмосферический штиль. Вместе с ростом частоты атмосферического штиля возрастает, при ясном небе, климатический континентализм.

Частота атмосферического штиля является, по мнению автора, одним из факторов, влияющих на величину степени климатического континентализма.

Потому автором вводится понятие атмосферического относительного штиля (S), мерой которого является отношение наблюдаемой частоты атмосферического штиля к возможной частоте, в данном промежутке времени, выраженное в процентах:

$$S = \frac{C}{1095} \cdot 100 \text{ (годовой)}$$

$$\text{или } S = \frac{C}{90} \cdot 100 \text{ (месячный)}$$

Частота атмосферического относительного штиля, вычисленная для отдельных метеорологических станций, определяет интенсивность изменения в продолжение года вызванных на данной территории инвазией посторонних атмосферических масс.

На станциях, для которых величина относительного штиля велика выступаний (равнительно наименьшие изменения в годовом ходе климатических элементов).

Кривые годового хода температуры воздуха не обнаруживают так значительных отклонений по отношению к нормальным величинам т. е. не проявляют такого количества колебаний, как кривые для станций с малым относительным штилем.

Климатические условия в местностях, в которых наблюдается высокий процент относительного штиля, формируются самостоятельно, *in situ* прежде всего, в зависимости от солярного фактора, в условиях существования безоблачного неба, образуя, по терминологии Ромера, местный континентальный климат.

Наиболее благоприятные условия для образования местного континентального климата существуют лишь при определенных морфологических формах местности, а именно во всяких углублениях и то безразлично, будет ли у нас дело с микро—или с макрорельефом. В тесной связи с величиной формы находится масштаб явления.

Морфологические формы местности вызывают образование климатических островов, резко отличающихся по своему характеру от окружающего климата. Такие острова неоднократно наблюдаются на климатических картах.

Из польских анемометрических материалов за время с 1927 по 1933 год, на основании которых автор определил числовые величины относительного штиля, следует, что эти величины колеблются в границах от 3,7% до 32,3% (табл. 2).

Наибольший относительный штиль был отмечен автором в Перемышле, где в течение года имелось 118,5 дней со штилем (32,3%), сравнительно большие величины выступают в Виграх — 85,5 дней со штилем (23,5%), далее следуют Быдгощ — 74,5 дней (20,4%) Торунь — 73,7 дней (20,3%), Пентков — 88 дней (24,1%), Кельце — 82 дня (22,4%) и Краков — 77 дней (20,9%).

Хотя относительный штиль, отмеченный выше упомянутыми станциями, составляет невысокий процент, не достигая нигде

50%, однако дает довольно хорошую характеристику анемометрических отношений, господствующих в этих местностях, иллюстрируя большее климатическое разнообразие этих окрестностей в сравнении с другими.

При больших величинах относительного штиля годовая амплитуда температуры воздуха достигает тоже больших величин. Из этого можно заключить, что годовая амплитуда температуры воздуха зависит в меньшей степени от отдаленности океана, чем от того, может ли термика в данном пункте поверхности земного шара формироваться под более сильным влиянием солнечных лучей. Если бы данная местность находилась в районе полного спокойствия воздуха, тогда, несмотря на отдаление от океана, годовая амплитуда температуры достигала бы очень больших величин.

Если напр. в Мадриде наблюдается сравнительно большая амплитуда, то причиной этого является изоляция от адвекции атмосферических масс из над океана. То же самое относится к Будапесту в Венгрии, Перемышлю, Пржеворску, Саноку, — в Польше. Все эти города имеют большую амплитуду.

Годовая амплитуда температуры не может быть мерой климатического континентализма, ибо не находится в пропорциональном отношении к изменяющимся пространственно условиям континентализма (рис. 3). Величины годовой амплитуды несравнимы между собою, так как амплитуда зависит от синуса географической широты. Величина годовой амплитуды температуры не является функцией отдаленности от океана, ибо не обладает свойством линейной зависимости, выраженной прямой линией (рис. 1).

Критерий океанизма или континентализма не может основываться на величине годовой амплитуды также и потому, что на основе одного лишь элемента, хотя бы этим элементом был столь существенный элемент, как температура воздуха, нельзя определять климата.

Определение понятия климатического океанизма и континентализма, предложенное автором, совершенно отличается от выше упомянутого.

По автору, климатический океанизм — это отношение частоты вторжения в данный район масс воздуха океанического происхождения к частоте масс континентального воздуха, увеличенной частотой атмосферического штиля.

Это отношение, выраженное формулой:

$$W_o = \frac{\Sigma (P_m + T_m)}{[(A_c + P_c + T_c) + C]} \cdot 100$$

названо автором динамическим индексом океанизма и является числовой мерой климатического океанизма.

К сожалению, климатологические материалы, находящиеся в нашем распоряжении, недостаточны для точного установления происхождения атмосферических масс. Для этой цели необходимы еще синоптические карты, а также аэрологические исследования.

Вследствие этих затруднений автор, по необходимости, ограничился до материалов, относящихся к частоте направления ветров.

Для ветров, транспортирующих к нам массы воздуха T_m и P_m приняты направления: SSW, SW, WSW, W, WNW и NW следовательно это будут ветры происходящие из 6 сторон розы ветров. Аналогично, ветры из направлений NNW, N, NNE, NE ENE, E, ESE, SE, SSE и S — считаются ветрами и помощи которых получаем адвекции воздушных масс, P_c и T_c . Следовательно, если на данной станции напр. ветры SE не представляют воздушных масс T_c , то суммы указанных направлений можно принять за ветры, приносящие континентальный воздух.

Частное суммы частоты адвекционных масс морского воздуха и континентального воздуха считает автор мерой океанизма, так как атмосферическая масса, транспортирующая аллохтонический воздух, а равно обладающая исключительно автохтоническим воздухом, составляет определенный климатический комплекс, в котором представлены все климатологические элементы, находящиеся во взаимной между собой связи. Такой способ исследования в большей степени отвечает действительности, чем аналитическое рассматривание отдельных элементов.

Вычисление взаимоотношения частоты появления воздушных масс выражает вполне правильно в физикальном отношении, а климатологически вполне обоснованно, преобладание одних масс над другими.

Ввиду того, что в отдельные годы или в более короткие промежутки времени выступает явление преобладания морских масс над континентальными, в то время как в другие периоды времени наблюдается равновесие, индекс океанизма может быть

определен для каждого года, а также месяца, декады или какого-нибудь любого промежутка времени.

Индекс океанизма для Польши (за исключением западных областей) за время с 1927 г. по 1933 г. колеблется в границах от 34,1% до 106,7%. Наибольшие величины индекса океанизма не встречаются на побережье Балтийского моря, но в районе низменностей страны, но в широтной полосе между 51° и 53°. Этот мнимый парадокс в свете примененного автором метода объясняется обстоятельством, что на числовую величину индекса океанизма оказывает прежде всего влияние частота инвазии воздушных масс из над Атлантического Океана, а не отдаление от Балтийского моря. Этот факт иллюстрируют величины индексов, согласно которым Пуцк имеет в течение года 47,1%, а Гель 40,7% океанического воздуха, в то время как напр. Познань обладает 56,5%, а Калиш 51,6% воздуха морского происхождения. Нельзя пройти мимо того факта, что Гель имеет в течение года 59,3% континентального воздуха, транспортированного главным образом с юга, с глубины страны, а Познань 43,5%.

Использованный для исследований 7 летний период времени слишком короток, чтобы можно на нем строить какие-нибудь более далеко идущие предположения. Однако сделанная автором проба изучения частоты появления на территории страны атмосферических масс, морских или континентальных является довольно соблазнительной. Условия погоды и климатические условия отдельных районов зависят ведь прежде всего от частоты и интенсивности инвазии атмосферических масс в отдельные периоды времени. Если на данной территории и в определенное время преобладает адвекция океанического воздуха, несмотря на то, что данная территория лежит на значительном расстоянии от океана и ход во времени элементов указывает на растущую тенденцию их развития, сам факт преобладания масс Р_m и Т_m над всеми остальными обязательно должен привести к элиминации существующих периодических тенденций и к уничтожению соляного влияния. Обратно, там где частота появления упомянутых масс становится меньшей в пользу атмосферического штиля при безоблачном небе, или в пользу масс Р_c и Т_c, может развиваться местный климат, зависящий от условий среды и могущий вместе с этими условиями формироваться человеком.

Интенсивность и частота появления в нашей стране масс океанического воздуха зависят от величины барического градиента и его направления на Атлантическом океане, между Азорскими островами и Исландией, следовательно находятся в связи прежде всего с мусонной циркуляцией. Контрасты в давлении между атлантическими барометрическими районами находятся в связи с колебаниями лучеиспускания солнца.

Определение индекса океанизма для отдельных областей страны, как на основании материалов с отдельных лет, так и более продолжительного периода времени, может иметь не только климатологическое значение, но и экономическое, так как доставило бы данные относительно продолжительности вегетативного периода.

Для надлежащего определения рода атмосферических масс необходимы не только синоптические карты и аэрологические зондирования (эти последние для обозначения стратиграфии масс) но и очень тщательные анемометрические наблюдения при соответственном смонтировании измерительных приборов.

РИСУНКИ И ТАБЛИЦЫ

- Рис. 1. Годовая амплитуда температуры воздуха, а отдаление от Атлантического океана на материке Евразии.
- Рис. 2. Годовая амплитуда температуры воздуха, а географическая широта на материке Евразии.
- Рис. 3. Годовая амплитуда температуры воздуха, а географическая долгота на материке Евразии.
- Рис. 4. Годовой ход температуры воздуха в 1929 г. а) Валентия, в) Вроцлав, с) Люблин, д) Чкалов.
- Рис. 5. Годовой ход температуры воздуха в 1929 г. в Люблине.
- Рис. 6. Годовой ход атмосферических осадков в 1929 г. в Люблине.
- Рис. 7. Годовой ход относительной влажности в 1929 г. в Люблине.
- Рис. 8. Годовой ход температуры воздуха в Люблине на основании многолетних средних.
- Рис. 9. Годовой ход температуры воздуха в 1933 г. в Люблине.
- Рис. 10. Относительный штиль для Польши (без Западных Земель) за время с 1927 до 1933.
- Рис. 11. Зависимость температуры воздуха от направлений ветров в октябре 1951 г. в Люблине.
- Рис. 12. Связь между относительной влажностью и облачностью а направлениями ветров в октябре 1951 г. в Люблине.
- Рис. 13. Корреляция между температурой воздуха, а частотой направлений ветров в октябре 1951 г. в Люблине. 5-ти дневные консекутивные суммы.
- Рис. 14. Корреляция между температурой воздуха, а направлениями ветров в декабре 1951 г. в Люблине.
- Рис. 15. Корреляция между температурой воздуха и облачностью, а направлениями ветров в мае 1952 в Люблине.
- Рис. 16. Связь между температурой воздуха, а частотой направлений ветров в мае 1952 г. в Люблине. 5-ти дневные средние.
- Рис. 17. Индекс океанизма для Люблина. Средне годовой ход (1927—1933).
- Рис. 18. Средняя изменчивость атмосферических осадков месяцами в Люблине (1927—1933), а годовой ход индекса океанизма:
z. o. — изменчивость осадков, *ш. о.* — индекс океанизма.
- Рис. 19. Карта индекса океанизма (1927—1933).

Табл. 1. Месяцы с максимальной и минимальной частотами атмосферического штиля в Люблине за время с 1927 по 1933 г. в сопоставлении с температурой воздуха и относительной влажностью.

Табл. 2. Относительный штиль для Польши за время с 1927 по 1933 г. (без Западных Земель).

Табл. 3. Изменчивость температуры месяцами в Люблине. (1929 и 1933).

Табл. 4. 5-ти дневные консекутивные суммы частоты направлений ветров и температуры воздуха в октябре 1951 г. в Люблине.

Табл. 5. 5-ти дневные арифметические средние температуры воздуха и частоты направлений ветров в мае 1952 в Люблине.

Табл. 6. Индекс океанизма для Польши за время с 1927 по 1933 г. (без Западных Земель).

ZUSAMMENFASSUNG.

Der Begriff des Ozeanismus und des klimatischen Kontinentalismus ist bis jetzt nicht eindeutig bestimmt. Man ist nicht einig darüber, ob der Ozeanismus je nach der kleinen Amplitude der Lufttemperatur im Jahre oder nach den entsprechenden pluviometrischen Vorbedingungen, oder nach der kleinen Zahl der Tage mit Schneefall beziehungsweise ohne Schneefall, oder endlich nach dem Verlauf des Wasserstandes in Flüssen während des Jahres bestimmt werden soll.

Das Kriterium des Ozeanismus und des Kontinentalismus beruht am öftesten auf der Grösse der Jahresamplitude der Temperatur der Luft. Aber keine der genannten Methoden, das Wesen des Ozeanismus und des Kontinentalismus zu bezeichnen, gibt eine massgebende Grundlage, sie zahlenmässig zu erfassen.

Zenker (39), Spitaler (33, 34), Gorczyński (8) und Kerner (11) haben versucht den Kontinentalismus zahlenmässig zu bestimmen.

Zenker misst den Kontinentalismus mit der Differenz zwischen dem Produkt des relativen Amplitudewertes der Lufttemperatur „n“, ausgedrückt in Proz. durch $\frac{n}{5}$ und der freien Zahl 20. Die Grösse der relativen Jahresamplitude führt Zenker ein, um die Amplituden miteinander vergleichen zu können, und berechnet sie als Quolient des absoluten Amplitudewertes durch die geographische Breite.

Der Grad des Kontinentalismus $x = n \cdot \frac{n}{5} - 20$.

Die Grundlage zur Erfassung der Grösse des Kontinentalismus bzw. Ozeanismus bildet für Spitaler die Ausrechnung der Mitteltemperatur von Parallelkreisen aus der Gleichung:

$t \varphi = -2,43^\circ + 17,61 \cdot \cos \varphi + 7,05 \cdot \cos 2 \varphi + 19,29 n \cdot \cos 2 \varphi$
wo „n“ die relative Bedeckung des entsprechenden Parallelkreises mit Festlandfläche bezeichnet. Die berechneten Werte „n“ für jeden Parallelkreis bezeichnen nach Spitaler die Grösse des Ozeanismus bzw. des klimatischen Kontinentalismus.

Gorczyński berechnet den thermischen Kontinentalismusgrad nach der Formel:

$$k = 1,7 \cdot A \cdot \operatorname{cosec} \varphi - 20,4$$

wo „k“ der gesuchte Kontinentalismusgrad ist, „A“ dagegen die Jahressamplitude der Lufttemperatur bezeichnet. Die Werte 1,7 sowie 20,4, die Konstanten in der Gleichung, sind so gewählt, dass der Grad des thermischen Kontinentalismus für Wierchojańsk, das von G o r c z y ń s k i für die kontinentalste Ortschaft gehalten wird, 100 beträgt.

K e r n e r führte den s.g. thermodynamischen Quotienten ein, der als Differenz der Mitteltemperaturen für Oktober und April berechnet wurde, geteilt durch den Quotienten der Amplitudegrösse der Jahrestemperatur durch $\sin \varphi$:

$$Q = \frac{t_x - t_{IV}}{A} \cdot 100 \cdot \sin \varphi$$

Der Verfasser dieser Arbeit versucht den Begriff des Ozeanismus und des Kontinentalismus auf eine andere Basis zu stützen.

Der Kontinentalismus des gegebenen Gebietes entwickelt sich in solarischen Bedingungen. Das kontinentale Klima wird durch die sich frei entwickelnden Insulations- und Radiationsprozesse bei heiterem Himmel verursacht. In der Thermik des untersuchten Gebietes müssten annähernd dieselben solarischen Verhältnisse vorherrschen, wenn Einbrüche fremder atmosphärischer Luftmassen aufgehalten werden könnten. Die thermischen Verhältnisse müssten sich dann an Ort und Stelle stationär gestalten.

Solche Bedingungen werden entstehen, wenn wir vollkommene atmosphärische Stille auf dem bezeichneten Gebiet voraussetzen. Je öfter die atmosphärische Stille bei heiterem Himmel eintritt, desto mehr der klimatische Kontinentalismus zunimmt.

Der Verfasser nimmt an, dass die Häufigkeit der eintretenden atmosphärischen Stille ein den Grad des klimatischen Kontinentalismus bestimmender Faktor ist.

Der Verfasser führt deshalb den Begriff der relativen atmosphärischen Stille ein, die das Verhältniss der festgestellten zu der im gegebenen Zeitabschnitt möglichen Häufigkeit der atmosphärischen Stille in Prozenten ausdrückt.

$$S = \frac{C}{1095} \cdot 100 \text{ (für ein Jahr),}$$

$$S = \frac{C}{90} \cdot 100 \text{ (für einen Monat).}$$

Die Häufigkeit der relativen atmosphärischen Stille, festgestellt für besondere Stationen, berichtet über die Grösse des innerhalb einen Jahres durch Einbruch fremder atmosphärischer Massen verursachten Wechsels.

In den Stationen, in denen der Wert der relativen Stille gross ist, werden verhältnismässig die geringsten Wechsel im Verlauf der klimatischen Elemente beobachtet.

Die Kurven der Lufttemperatur im Verlauf eines Jahres zeigen keine grösseren Abweichungen im Verhältnis zu den normalen Werten, infolgedessen nicht so viele Störungen wie die Kurven in den Stationen von geringer relativer Stille.

Die klimatischen Bedingungen gestalten sich selbständig in Ortschaften, wo der Prozentsatz der relativen Stille gross ist, in situ, vor allem in Abhängigkeit von dem solarischen Faktor, vorausgesetzt dass der Himmel klar ist, und bilden, wenn wir Romer's Fachausdruck anwenden, ein lokales Kontinentalklima.

Die günstigsten Vorbedingungen für die Bildung des lokalen Kontinentalklimas bestehen nur in bestimmten morphologischen Terrainformen u. zwar in allerhand Vertiefungen ganz gleich, ob wir mit einem Mikro- oder Makrorelief zu tun haben. In enger Wechselwirkung mit der Grösse der Form bleibt die Skala der Erscheinung.

Die morfologischen Formen des Terrains bedingen die Bildung von klimatischen Inseln, die sich bedeutend durch ihren Charakter von dem umgebenden Klima unterscheiden, und die oft auf den klimatologischen Karten verzeichnet sind.

Auf Grund des anemometrischen Materials für Polen für die J. 1927—1933 hat der Verfasser die Zahlenwerte der relativen Stille ausgerechnet und nachgewiesen, dass dieselben in Grenzen 3,7 — 32,3% schwanken (vgl. Taf. 2).

Die grösste relative Stille wird in Przemyśl festgestellt, wo es im Jahre 118,5 stille Tage gibt (32,3%), hohe Werte treten verhältnismässig in Wigry 85,5 stille Tage (23,5%), in Bydgoszcz 74,5 Tage (20,4%), in Toruń 73,7 Tage (20,3%), in Pętkowo 88 Tage (24,1%), in Kielce 82 Tage (22,4%) und in Kraków 77 Tage (20,9%).

Die relative Stille bildet in den genannten Stationen einen niedrigen Prozentsatz, indem sie 50% nicht erreicht. Sie ist aber charakteristisch für anemometrische Verhältnisse in diesem Ortschaften, indem sie

über eine bedeutendere klimatische Einförmigkeit dieser Gegenden im Vergleich mit anderen berichtet.

Bei grossen Werten der relativen Stille erreicht auch die Jahresamplitude der Lufttemperatur bedeutende Werte. Deshalb können wir behaupten, dass die Jahresamplitude der Lufttemperatur nicht von der Entfernung vom Ozean abhängig ist, sondern davon, ob die Thermik im gegebenen Flächenpunkt der Erdkugel sich unter stärkerem Solar einfluss gestalten kann. Wenn die gegebene Ortschaft sich im Gebiete der vollkommenen Luftstille befindet, würde die Jahresamplitude der Temperatur in diesem Falle, ganz gleich wie gross die Entfernung von Ozean wäre erhebliche Werte erreichen.

Wenn z. B. Madrit verhältnismässig eine grosse Amplitude besitzt, trotz einer geringen Entfernung vom Meere, geschieht es wegen der Isolierung der Advektion von atmosphärischen Massen aus der Richtung vom Ozean. Dasselbe bezieht sich auf Budapest in Ungarn das eine grosse Amplitude hat, ebenso auf Przemyśl, Przeworsk u. Sanok in Polen.

Die Jahresamplitude der Temperatur bestimmt nicht den Grad des klimatischen Kontinentalismus, da sie nicht verhältnismässig zu den, je nach dem Raum wechselnden Bedingungen des Kontinentalismus ist (Abb. 1).

Die Werte der Jahresamplitude sind untereinander nicht vergleichbar weil die Amplitude von sinus der geographischen Breite abhängig ist. Die Amplitudengrösse der Jahrestemperatur ist keine Funktion der Entfernung vom Ozean, da ihre Abhängigkeit sich durch keine gerade Linie ausdrücken lässt (Abb. 2 u. 3).

Das Kriterium des Ozeanismus u. des Kontinentalismus darf nicht auf der Grösse der Jahresamplitude aufgebaut werden, auch aus dem Grunde da das Klima nicht durch ein einziges Element, wenn es auch so wesentlich wäre wie die Lufttemperatur, bestimmt werden kann.

Der Verfasser bestimmt den Begriff des Ozeanismus u. des klimatischen Kontinentalismus anders, als bisher. Nach dem Verfasser ist der klimatische Ozeanismus das Verhältnis der Häufigkeit, mit der die ozeanischen Luftmassen im gegebenen Gebiet erscheinen zu der Häufigkeit der kontinentalen Luftmassen, vergrössert durch die Häufigkeit der atmosphärischen Stille.

Folgende Formel drückt dieses Verhältnis aus:

$$W_o = \frac{\Sigma (P_m + T_m)}{\Sigma [(A_c + P_c + T_c) + C]} \cdot 100$$

Dies Verhältnis wurde von dem Verfasser der dynamische Index des Ozeanismus genannt und ist das Zahlenmass des klimatischen Ozeanismus.

Die klimatologischen Werte, über die wir verfügen sind leider nicht ausreichend, die Herkunft von atmosphärischen Massen genau zu bezeichnen. Unentbehrlich zu diesem Zweck wären synoptische Karten und aerologische Forschungen, Infolge dieser Schwierigkeiten sah sich der Verfasser gezwungen, sich auf die Häufigkeit der Windrichtung zu beschränken.

Der Verfasser betrachtet die Summe der Häufigkeit der Windrichtungen SSW, SW, WSW, W, WNW und NW, also 6 Richtungen auf Grund der Windrose, als Winde, die zu uns Luftmassen T_m und P_m zuführen. Ähnlich werden die Winde aus den Richtungen NNW, N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE und S als diejenigen bezeichnet, die uns Advektionsmassen A_c , P_c , T_c bringen. Wenn also in gegebener Station z. B. die Winde SE Luftmassen T_c nicht darstellen, so kann jedoch die Summe der erwähnten Windrichtungen Winde machen, die den Einbruch der kontinentalen Luft bringen.

Der Quotient der Häufigkeitssumme von Advektionsmassen der ozeanischen Luft und der kontinentalen Luft im gegebenen Zeitraum, ist nach dem Verfasser der Masstab des Ozeanismus, da die atmosphärische Masse, die die allochthonische Luft zuführt, sowie diejenige, die ausschliesslich über autochthonische Luft verfügt, den bestimmten meteorologischen Komplex bildet, in dem alle klimatologischen Elemente vorhanden sind, die mit einander im gegenseitigen Zusammenhang stehen. Diese Arbeitsmethode entspricht mehr der Wirklichkeit, als Analyse der einzelnen Elemente.

Wenn das gegenseitige Häufigkeitsverhältnis in dem die Luftmassen erscheinen zahlenmässig festgestellt wird, so wird auf diese Weise die Vorherrschaft der einen Luftmassen über die anderen physikalisch sachgemäss, klimatologisch ganz begründet, ausgedrückt.

Da in einzelnen Jahren oder in kürzeren Zeiträumen die ozeanischen Luftmassen über die kontinentalen überwiegen, in anderen da-

gegen gleich sind, kann der Index des Ozeanismus für jedes Jahr sowie für jeden Monat, jede Dekade oder jeden anderen Zeitraum ausgerechnet werden.

Der Index des Ozeanismus für Poien (ohne Westgebiete) schwankt für die Zeit 1927—1933 zwischen 43,1% und 106,7%. Die höchsten Indexwerte des Ozeanismus erscheinen nicht an der Ostsee sondern im Tiefland zwischen den Parallelkreisen 51° und 53° φ . Diese scheinbar widersinnige Feststellung wird im Sinne der angewendeten Methode dadurch erklärt, dass für den Indexwert des Ozeanismus die Häufigkeit der heranflutenden Luftmassen von Atlantischen Ozean her massgebend sind und nicht die Lage in Bezug auf die Ostsee. Diesen Tatbestand erläutern die Zahlen, nach denen Puck im Laufe des Jahres 47,1%, Hel 40,7%, während Poznań 56,5%, Kalisz 51,6% ozeanische Luft hat. Man kann auch die Tatsache nicht übersehen, dass Hel im Jahresverlauf 59,3%, Poznań dagegen 43,5% kontinentale Luft hat, die hauptsächlich vom Süden angeweht wird.

Die 7-jährige Frist zu der wir Zahlenmaterial haben ist zu kurz, als dass daraus weitgehende Schlüsse gezogen werden könnten. Das Ergebnis der Untersuchung der Häufigkeit, mit der die ozeanischen oder kontinentalen Luftmassen über Polen erscheinen, ist ermunternd. Die Wetter- und Klimabedingungen der einzelnen Gebiete sind vor allem von der Häufigkeit und Intensität der heranflutenden atmosphärischen Luftmassen in besonderen Zeiträumen abhängig. Wenn in dem gegebenen Gebiete und Zeitraum ozeanische Luftadvektion überwiegt, wenn auch dieses Gebiet weit entfernt vom Ozean liegt, und der Zeitverlauf der Elemente auf steigende Entwicklung hinweist, muss die Tatsache, dass Pm und Tm Luftmassen die übrigen überwiegen zur Ausschaltung der bestehenden periodische Tendenzen und Unterdrückung des Solareinflusses führen. Und umgekehrt, wo Häufigkeit des Auftretens der erwähnten Luftmassen zu Gunsten der atmosphärischen Stille bei heiteren Himmel bzw. der Pc und Tc-massen abnimmt, kann sich das lokale Klima je nach dem Milieubedingungen entwickeln und kann diesen Bedingungen gemäss von dem Menschen beeinflusst werden.

Die Intensität und Häufigkeit, mit der die ozeanischen Luftmassen über unseren Land erscheinen, sind von der Grösse des barometrischen Gradienten und der Richtung im Atlantischen Ozean zwischen den

Azoreninseln und Island abhängig, bleiben daher im Zusammenhang mit dem Wechsel der Sonnenstrahlung.

Wenn der Ozeanismusindex für besondere Gebiete des Landes auf Grund der gesammelten Jahresdaten und der längeren Zeiträume bestimmt werden könnte, so würde dies von besonderer Bedeutung sein, nicht nur für klimatische sondern auch für wirtschaftliche Verhältnisse, denn diese Angaben könnten zur Bestimmung der Vegetationsfrist dienen.

Zur genauen Bezeichnung der Art der atmosphärischen Massen sind nicht nur synoptische Karten und aerologische Sondierungen — die letzteren zur Bestimmung der Stratigraphie der Luftmassen — sondern auch präzise anemometrische Beobachtungen mit Hilfe von zweckmässig installierten Messeinrichtungen unentherlich.

