

UWAGI O MEZOSKALOWEJ ZMIENNOŚCI OPADÓW RZECZYWISTYCH W SUDETACH
W ZALEŻNOŚCI OD WARUNKÓW CYRKULACYJNYCH

Jan Kwiatkowski

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
Oddział we Wrocławiu

WSTĘP

Ogólnie znany schemat hipsometrycznej zmienności opadów w regionach górskich, według którego największe opady występują w strefie szczytowej, a na stokach dowietrznych są znacznie większe niż na zawietrznych, nie znajduje pełnego potwierdzenia przy analizowaniu poszczególnych sytuacji pogodowych. Stwierdzone są liczne odstępstwa od tego schematu (zwłaszcza przy analizowaniu problemu w dużej skali, tj. w małym regionie) i są one uzasadniane wpływem lokalnych warunków cyrkulacyjnych.

Trzeba stwierdzić, że brak jest metody kartowania pola opadów w regionach górskich. Odnosi się to zarówno do graficznego przedstawiania zmienności rocznego pola opadów, jak i w poszczególnych cyklach opadowych. Wypracowanie takiej metody wymaga znajomości hipsometrycznego rozkładu opadów:

- we wszystkich podstawowych formach terenu (grzbiet górski, stok, zbocze i dno doliny),
- w zespołach form terenu (grzbiety górskie, ich stoki oraz doliny składające się na grupę górską),
- przy różnych warunkach cyrkulacyjnych (chodzi tu głównie o typ cyrkulacji i jego konstrukcje pogodowe, a więc kierunki i rodzaje adwekcji mas powietrza).

Analiza zmienności pola opadów jest szczególnie utrudniona, gdy opiera się ją na zmierzonych wielkościach opadów, a więc wielkościach nieporównywalnych. Porównywalne mogą być wyłącznie wielkości tzw. opadów rzeczywistych (R_0). Aktualnie metody określania (R_0) są jeszcze obarczone sporymi błędami (jakkolwiek znacz-

nie mniejszym niż opady zmierzone R_1^S), jednakże można przypuszczać, że w miarę postępów badań tego problemu błędy te będą sukcesywnie zredukowane.

Północno-wschodnie stoki polskich Sudetów są przy cyrkulacji zachodniej stokami zawietrznymi, a przy wschodniej - dowietrznymi; zależnie od kierunku cyrkulacji należy spodziewać się więc różnego rozkładu opadów. Na ten problem zwraca uwagę Moese [14], który stwierdził istotne różnice w rozkładach opadów w Sudetach i na Dolnym Śląsku przy cyrkulacji zachodniej. Odnotował on różnice między sytuacjami fenowymi i przejściami chłodnych frontów oraz przy cyrkulacji wschodniej. Moese wyróżnił wiele opadowych efektów spiętrzeniowych (Frontalstau, Massenstau, Vorstau) na podstawie sytuacji synoptycznej, w jakiej te opady występują, oraz regionów występowania największych opadów.

Wielu autorów stwierdza, że strefa największych opadów jest w górach przesunięta na stoki zawietrzne. Według Steinhausera [15], jest to spowodowane błędami metody pomiaru opadów, a według Steinhäussera [16] wpływają na to warunki cyrkulacyjne regionu. Aldridge [1] uważa, że jest to spowodowane przenoszeniem opadu przez wiatr, a Chodakov [7] tłumaczy to przewiewaniem śniegu z grzbietu górskiego i stoków dowietrznych na zawietrzne. Chalkecev i Morgacev [5] stwierdzili bardzo istotne różnice w rozkładzie opadów na terenie tej samej górskiej zlewni zależnie od kierunku, dynamiki oraz mechaniki ruchu strumienia powietrza. Z tych prac można wnioskować, iż diametralnie różne są rozkłady opadów występujących przy adwekcjach ciepłych i chłodnych.

Browning [2] oraz Browning i in. [3], a także Chung [8, 9] stwierdzili jakościowo różne rozkłady opadów w regionach górskich, występujące w ciepłych i chłodnych sektorach niżów, przy przejściach chłodnych i ciepłych frontów atmosferycznych. Chappaz [6] przedstawił studium rozkładu opadów wzdłuż dowietrznych i zawietrznych stoków Wogezów; dotyczy ono sytuacji fenowych, a więc związanych głównie z przejściami ciepłych frontów.

Są więc podstawy do przypuszczeń, iż na terenie polskich Sudetów mogą być różne rozkłady hipsometryczne opadów występujących przy odmiennym typie cyrkulacji (TC) oraz przy adwekcjach ciepłych i chłodnych. Opady te mogą ponadto odznaczać się różnym przebiegiem czasowym. Stwierdzenie oraz wstępne scharakteryzowanie tych relacji jest celem mojej pracy. Uważam, że nieuzasadnione byłoby stosowanie w tego typu opracowaniu wielkości opadów zmierzonych

metodą standardową, które, jak ogólnie wiadomo, są obciążone licznymi błędami, a przez to są nieporównywalne. Zastosowałem więc wielkości opadów rzeczywistych, określanych według metody częściowo zmodyfikowanej, a przedstawionej w mojej pracy [12].

MATERIAŁ I METODA BADAŃ

W pracy posłużono się dobowymi sumami opadów z 84 stacji z terenu polskich Sudetów z okresu 1951-1976. Dobór okresu nie ma tu większego znaczenia, gdyż wykorzystano tylko część danych z wybranych sytuacji pogodowych. Rozkład hipsometryczny stacji przedstawiono w tabeli 1. Tylko 3 stacje znajdują się w strefie hipsome-

T a b e l a 1

Stacje meteorologiczne (SM) oraz dodatkowe stanowiska pomiarowe (DSP) według stref hipsometrycznych

Stacje	Wysokość [m n.p.m.]				
	300	300-500	500-800	800-1200	1200
SM	4	38	35	4	3
DSP	.	.	14	24	4

trycznej powyżej 1200 m n.p.m., dalsze 4 - powyżej 800 m n.p.m. Większość stacji reprezentuje wklęsłe formy terenu, tzn. dna dolin i kotlin. Dodatkowo wykorzystano dane z własnych badań, a więc wyniki pomiaru opadów z 42 stanowisk pomiarowych z lat 1972-1976; większość z nich jest usytuowana w strefie hipsometrycznej powyżej 800 m n.p.m. (tab. 1). Rozmieszczenie stacji i stanowisk pomiarowych w subregionach Sudetów przedstawiono w tabeli 2. Szczególne znaczenie mają dane z wypukłych form terenu, zwłaszcza szczytów, przełęczy i górnych części stoków. Z ogólnej liczby 126 stacji i stanowisk pomiarowych, strefę szczytową reprezentuje 13, górne strefy stoków - 14, a rejony przełęczy - 9. Z wymienionych źródeł analizowałem wiele krótkich (od dwóch do kilkunastu dni) okresów opadowych, w których utrzymywał się ten sam lub zbliżony typ cyrkulacji (TC) bądź pokrewne typy cyrkulacji, zaliczone do jednej z wyróżnionych 6 grup typów cyrkulacji. Posługiwałem się kla-

syfikacją typów cyrkulacji Konceka i Reina [10], którą uważam za najważniejszą dla regionu sudeckiego.

T a b e l a 2

Rozmieszczenie i liczba stacji meteorologicznych (SM) oraz dodatkowych stanowisk pomiarowych (DSP) według subregionów

Subregion	SM	DSP
Góry i Pogórze Izerskie	11	3
Karkonosze, Kotlina Jeleniogórska	12	10
Rudawy Janowickie, Kotlina Kamiennogórska	11	7
Góry i Pogórze Kaczawskie	7	.
Góry Wałbrzyskie, Kamienne i Sowie	15	.
Kotlina Kłodzka, część zachodnia		
Góry Bystrzyckie, Orlickie, Stołowe	16	.
Kotlina Kłodzka, część wschodnia, masyw Śnieżnika Kł., Góry Złote, Bialskie i Krowiarki	12	22

Wykaz symboli typów cyrkulacji według klasyfikacji Konceka i Reina

TC	konfiguracja pola ciśnienia
A	rozległy wyż nad środkową Europą
W_A	klin wyżowy nad środkową Europą, najczęściej o osi przebiegającej z zachodu na wschód
NW_A	wyż nad zachodnią Europą i północnym Atlantykiem
SW_A	wyż nad południowo-wschodnią Europą
S_A	wyż nad wschodnią Europą
SE_A	wyż nad wschodnią i północno-wschodnią Europą
E_A	wyż nad Skandynawią lub Finlandią
NE_A	wyż nad Skandynawią i Morzem Północnym
W_C	strefa frontowa przebiegająca z zachodu na wschód nad środkową Europą, niż nad północnym Atlantykiem
W_{CS}	strefa frontowa przebiegająca z zachodu na wschód nad południową Europą, niż nad północnym Atlantykiem
SW_{C_1}	głęboki niż lub zatoka niżowa nad zachodnią Europą

SW_{C_2}	szybko przemieszczające się cyklony z południowego zachodu w kierunku północno-wschodnim nad środkową Europą
B_C	stacjonarny front o południkowym przebiegu nad środkową Europą, niż nad środkową Europą
C_C	płytki układ niżowy nad środkową Europą
E_C	niże nad Europą południową, wyż nad północną
NE_C	niż nad południowo-wschodnią Europą, wyż nad północno-zachodnią
N_C	głęboki cyklon nad Skandynawią lub Finlandią
NW_C	wyż nad Morzem Północnym, niż nad Europą środkową
O	słabo gradientowe pole obniżonego ciśnienia nad środkową Europą, stały spadek ciśnienia.

Częstość występowania poszczególnych typów cyrkulacji według kalendarzowych pór roku w analizowanym okresie przedstawiono w tabeli 3.

Wielkość opadów mierzonych na poszczególnych stacjach przeliczyłem na wielkość opadów rzeczywistych według metody przedstawionej w mojej pracy [12] z uwzględnieniem pewnych uzupełnień. Prędkość wiatru dzieliłem na podstawie jej hipsometrycznego profilu wykreślonego według aktualnych danych ze stacji synoptycznych i klimatologicznych, oddzielnie dla każdego z rozpatrywanych regionów i każdego cyklu opadowego.

Przedstawione w pracy [12] metody określania wielkości R_0 uzupełniłem przez wprowadzenie współczynników s i z .

Współczynnik s redukuje wielkość współczynnika proporcjonalności n zależnie od udziału opadów ciekłych w miesięcznych sumach opadów sezonu chłodnego. Wartość współczynnika s zmienia się od 1,0 do 0,1 (tab. 4); stosuje się go w miesiącach, gdy $s > 0,1$. Traci więc sens arbitralny podział roku na sezon ciepły i chłodny o jednakowych trwałościach w całym przekroju hipsometrycznym, można natomiast wyróżnić sezon śnieżny, gdy $s > 0,5$ deszczu.

Współczynnik z redukuje wielkość V do wielkości występujących podczas opadów (poprzednio stosowałem średnie ogólnych prędkości wiatru, tab. 5). Wielkość poprawki P_E , redukującej straty wody w deszczomierzu, zależy od rzeczywistego czasu trwania rozpatrywanego sezonu.

Wartość współczynników s i z określiłem na podstawie danych ze stacji synoptycznych z okresu 1961-1975.

Aktualna formuła określająca opad rzeczywisty R_0 ma postać:

Częstość [%] występowania klas trwałości typów cyrkulacji oraz

Symbole ^x typów cyrku- lacji	Z i m a						W i o s n a						
	TC	1	2	3	4	5	D	1	2	3	4	5	D
A	76,5	13,4	2,6	0,8	6,7	1,52		65,6	22,2	6,3	3,1	2,8	1,80
W _A	80,0	10,0	7,1	2,9	.	1,36		88,4	7,2	4,4	.	.	1,14
NW _A	84,6	14,1	.	.	1,3	1,21		80,2	12,6	3,0	4,2	.	1,31
SW _A	79,2	7,5	7,5	3,7	2,1	1,42		75,8	13,7	3,7	6,8	.	1,41
S _A	85,4	10,4	.	.	4,2	1,27		77,7	11,1	5,5	2,0	3,7	1,43
SE _A	66,6	25,6	.	2,6	5,2	1,56		66,6	15,6	7,8	3,9	6,1	1,69
E _A	53,4	25,5	13,9	4,6	2,6	1,77		62,7	22,0	5,0	6,7	3,6	1,66
NE _A	83,8	12,9	.	.	3,3	1,26		71,6	16,9	5,6	2,0	3,9	1,53
W _C	43,9	28,0	14,6	6,3	7,2	2,14		63,7	18,9	6,8	4,3	6,3	1,77
W _C _S	54,5	22,7	9,0	4,6	9,2	2,00		25,0	37,5	37,5	.	.	2,13
SW _C ₁	52,0	25,3	14,6	4,0	4,1	1,85		53,3	26,6	9,3	2,6	8,2	1,99
SW _C ₂	61,5	17,9	10,2	7,6	2,8	1,72		50,0	23,0	11,5	3,9	11,6	2,35
B _C	64,2	17,8	5,3	3,5	9,2	1,95		65,2	22,0	5,9	3,3	3,6	1,61
C _C	56,1	31,5	7,0	1,8	3,6	1,72		37,7	45,9	9,8	4,9	1,7	1,89
E _C	57,3	16,0	12,0	8,0	6,7	1,96		48,4	23,4	10,9	10,9	6,4	2,14
NE _C	60,8	30,4	8,8	.	.	1,48		54,7	21,4	11,9	7,1	4,9	1,86
N _C	81,8	15,1	3,1	.	.	1,21		68,0	12,7	12,7	4,2	2,4	1,60
NW _C	61,9	19,0	9,5	2,8	6,8	1,77		59,1	24,4	8,1	4,0	4,4	1,64
O	.	100,0	.	.	.	2,00		64,2	14,4	21,4	.	.	1,57
\bar{x}	71,9	14,6	13,5	.	.	1,41		72,7	20,4	3,5	3,4	.	1,38

^x Patrz: Wykaz symboli typów cyrkulacji... s. 126 i 127.

T a b e l a 3

ich średnia trwałość (D - liczba dni) według kalendarzowych pór roku

L a t o						J e s i e ń					
1	2	3	4	5	D	1	2	3	4	5	D
51,7	22,8	15,0	4,4	6,1	1,98	41,5	25,8	11,3	8,8	12,6	2,43
65,5	22,7	5,9	1,7	4,2	1,65	72,2	23,3	3,3	.	1,2	1,36
78,2	16,1	4,6	.	1,1	1,30	74,2	14,5	11,3	.	.	1,37
57,1	32,1	10,8	.	.	1,54	53,2	27,7	17,0	2,1	.	1,68
83,4	11,1	5,5	.	.	1,22	49,2	29,5	11,5	6,6	3,2	1,85
80,0	13,3	6,7	.	.	1,27	43,2	35,1	8,1	2,8	10,8	2,14
59,5	18,9	13,5	8,1	.	1,70	64,3	21,4	10,7	.	3,6	1,39
62,5	25,0	10,0	2,5	.	1,53	77,7	11,2	11,1	.	.	1,34
43,6	30,0	12,8	6,8	6,8	2,07	58,6	21,9	10,2	4,7	4,6	1,83
57,1	14,3	14,3	14,3	.	1,86	37,5	25,0	12,5	6,3	18,7	2,63
44,3	31,1	9,8	11,5	3,3	2,02	37,9	34,8	13,6	4,5	7,5	2,47
52,2	30,4	13,0	4,4	.	1,70	44,8	31,0	10,3	3,5	10,4	2,07
49,6	32,8	10,7	2,3	4,6	1,79	41,3	35,9	12,0	3,3	7,5	2,04
44,7	31,9	10,6	8,5	4,3	2,00	46,3	36,6	4,9	7,3	4,9	1,88
74,2	19,4	3,2	3,2	.	1,35	53,4	24,5	15,6	6,5	.	1,76
59,0	15,4	12,8	5,1	7,7	1,87	68,4	26,3	5,3	.	.	1,37
62,9	20,0	14,3	2,8	.	1,57	80,0	20,0	.	.	.	1,20
57,6	22,2	7,1	9,1	4,0	1,82	55,8	24,7	6,5	9,1	3,9	1,86
62,5	20,8	6,3	8,3	2,1	1,67	75,0	.	25,0	.	.	1,50
80,3	13,6	6,1	.	.	1,26	77,1	12,9	8,6	.	1,4	1,40

T a b e l a 4

Udział sumy opadów stałych w ogólnej sumie opadów miesięcznych w Sudetach ($S = R_S / R$, gdzie: R_S - opad stały, R - opad miesięczny)

H [m n.p.m.]	Miesiące											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1600	0,98	0,96	0,93	0,64	0,41	0,19			0,22	0,42	0,68	0,93
1500	0,94	0,92	0,90	0,63	0,40	0,18			0,21	0,41	0,65	0,88
1400	0,90	0,89	0,86	0,62	0,39	0,17			0,20	0,41	0,58	0,84
1300	0,86	0,85	0,82	0,61	0,38	0,16			0,18	0,40	0,56	0,81
1200	0,81	0,80	0,78	0,61	0,37	0,14			0,15	0,37	0,53	0,79
1100	0,78	0,76	0,74	0,60	0,35	0,11			0,13	0,33	0,50	0,75
1000	0,74	0,71	0,70	0,60	0,33				0,10	0,30	0,48	0,72
900	0,70	0,68	0,65	0,59	0,31					0,25	0,45	0,69
800	0,67	0,63	0,61	0,53	0,29					0,20	0,43	0,65
700	0,62	0,59	0,57	0,44	0,24					0,15	0,40	0,62
600	0,58	0,55	0,51	0,32	0,17					0,10	0,30	0,59
500	0,53	0,50	0,40	0,28	0,10						0,20	0,55
400	0,48	0,43	0,37	0,21							0,11	0,51
300	0,46	0,42	0,35	0,19							0,10	0,47

dla sezonu chłodnego: $R_{OZ} = S R_1 \eta P_{VZ} + (1 - S) R_1 P_{VZ} + P_E$

dla sezonu ciepłego: $R_{Oc} = R_{1c}^S P_{(Vz)} + P_E$.

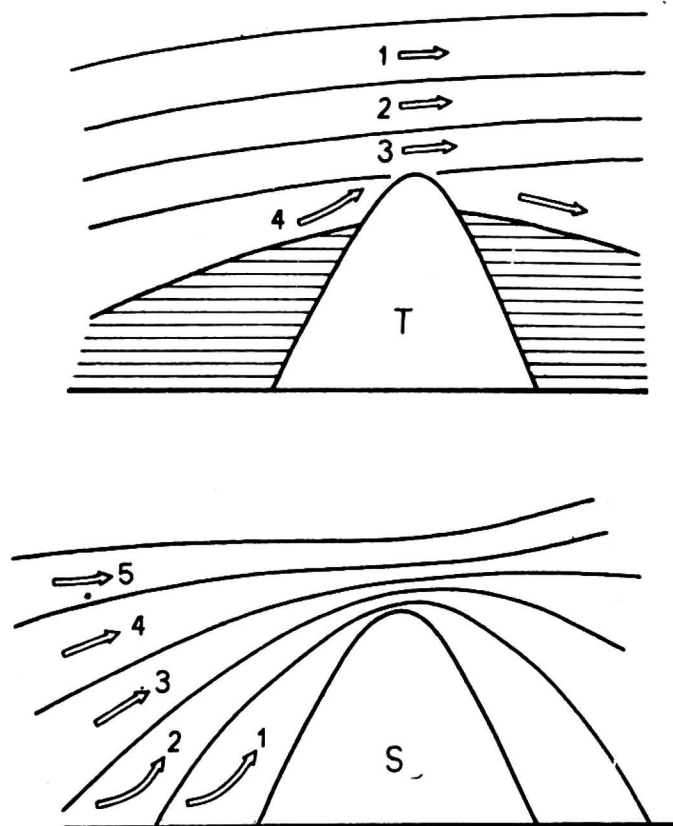
Efektem wprowadzonych uzupełnień do tej metody jest redukcja dysproporcji między obliczаныmi dotychczasową metodą sumami R_0 sezonu ciepłego i chłodnego oraz możliwość stosowania metody także dla krótkotrwałych okresów i cykli opadowych.

Pionowe profile prędkości wiatru dla każdego z analizowanych okresów opadowych i subregionów Sudetów określałem na podstawie prędkości wiatru ze Śnieżki i Szrenicy jako stacji szczytowych, przyjmując, że są to wartości w danym profilu maksymalne, oraz ze stacji w Kłodzku, Jeleniej Górze i Zgorzelcu, przyjmując je za wartości minimalne. W konstrukcji środkowych odcinków tych profili posłużyłem się wynikami swoich badań terenowych (większość lokalnych stacji klimatologicznych reprezentuje wklęsłe formy terenu, a dane anemometryczne, zwłaszcza dotyczące prędkości wiatru, nie są reprezentatywne dla większego regionu). Stwierdziłem, że zależnie od rodzaju adwekcji (dolna - chłodna lub ciepła - górna),

T a b e l a 5

Hipsometryczne zmiany wielkości współczynnika redukcyjnego z na obszarze Sudetów polskich

H [m n.p.m.]	Grzbiet	Stok	Dno dolin	
			V-kształt.	U-kształt.
1600	0,82			
1500	0,82			
1400	0,83			
1300	0,83			
1200	0,84	0,86		
1100	0,85	0,86		
1000	0,85	0,87		
900	0,86	0,88		
800	0,86	0,89		
700	0,87	0,90	0,92	
600	0,87	0,91	0,93	0,90
500		0,92	0,94	0,91
400		0,93	0,95	0,92
300			0,96	0,93



Rys. 1. Podstawowe różnice między mechaniką ruchu powietrza przy przekraczaniu bariery górskiej przez masę powietrza ciepłą: T - efekty transfluencyjne, i chłodną: S - efekty spiętrzeniowe; numerami oznaczono kolejność włączania się poszczególnych warstw powietrza do ruchu, obszar zakreskowany - powietrze autochtoniczne pozostające w bezruchu

można wyróżnić dwa podstawowe typy hipsometrycznego rozkładu prędkości wiatru (rys. 1).

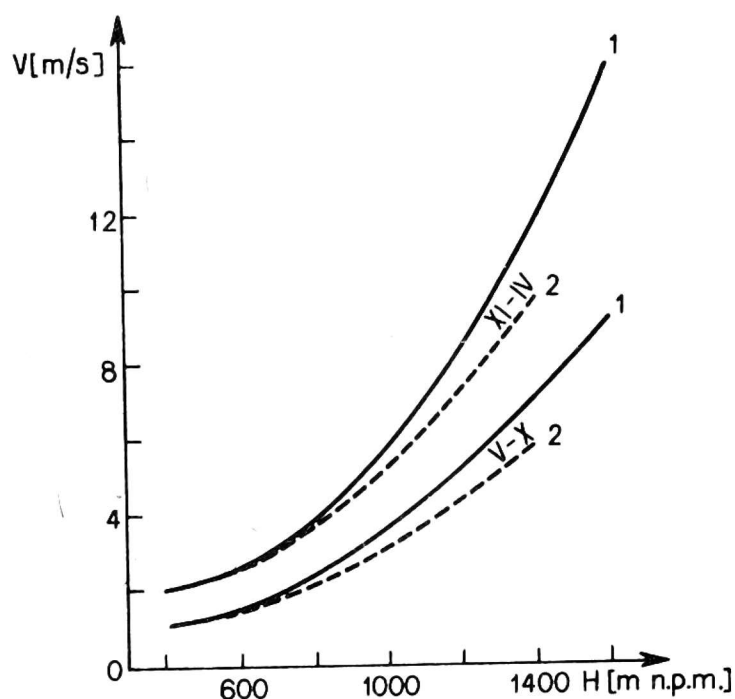
Przy adwekcjach ciepłych, gdy pochód adwekcji rozpoczyna się w górnej troposferze i jest skierowany od warstw wyższych ku niższym, maksimum prędkości wiatru występuje na kulminacjach barier górskiej (nie dotyczy to swobodnej atmosfery). Prędkość wiatru szybko zmniejsza się do poziomu przełęczy (np. w zachodnich Karkonoszach jest to 900 m n.p.m., w środkowych - 1200 m n.p.m., a we wschodnich - 1000-1100 m n.p.m.); dalszy spadek prędkości w dół stoków jest na ogół bardzo wolny. Większe odstępstwa od tego schematu występują tylko w przypadku zalegania na dnie dolin i kotlin zastoisk chłodnego powietrza.

Przy adwekcjach chłodnych, gdy pochód adwekcji rozpoczyna się w warstwach najniższych i stopniowo obejmuje warstwy coraz wyższe, prędkość wiatru wzrasta dość równomiernie w górę stoków, aż do poziomu przełęczy. Tutaj czasem występuje maksimum prędkości wiatru w danym profilu (ok. 18% analizowanych przypadków) bądź prędkość wiatru nieznacznie wzrasta z wysokością do kulminacji barier górskiej (61% przypadków), bądź pozostaje w przybliżeniu ± 1 m/s niezmienną (21%), zwłaszcza często przy adwekcjach chłodnych ze wschodu.

Pomiędzy sezonem ciepłym (V-X) a chłodnym (XI-IV) może istnieć duża rozpiętość średnich prędkości wiatru dla poszczególnych analizowanych sytuacji, jednakże relacje między prędkościami maksymalną a minimalną w danym profilu oraz między strefą szczytową a poziomem przełęczy są na ogół zachowane (73% przypadków). Relacje te przedstawiłem na rysunku 2; prędkość maksymalną w danym profilu przyjąłem za 100% i do niej odniosłem prędkości w innych punktach profilu. Z uwagi na nieco mniejsze prędkości wiatru w szczytowej strefie Sudetów wschodnich (przyjąłem, że stanowią one 90% prędkości w Sudetach zachodnich) profile prędkości wiatru dla Sudetów wschodnich są przedstawione linią przerywaną (rys. 2).

Analizowałem zmiany wielkości opadu rzeczywistego wzdłuż wybranych profilów, przecinających Sudety i sięgających po bliskie przedpole gór, przy czym w doborze profilów kierowałem się potrzebą poznania rozkładu opadów w podstawowych formach ukształtowania terenu.

W większości systemów górskich występują przynajmniej dwa równoległe pasma górskie, rozdzielone szeroką doliną lub kotliną. Istnieje więc potrzeba poznania rozkładu opadów wzdłuż stoków dowie-



Rys. 2. Średnie prędkości wiatru w profilu hipsometrycznym w sezonie chłodnym (XI-IV) i ciepłym (V-X): 1 - Sudety zachodnie, 2 - Sudety wschodnie

trznym i zawietrznych oraz w strefach szczytowych pierwszego, drugiego i ewentualnie następnych pasm górskich, na zboczach oraz w dnach dolin i kotlin rozdzielających te pasma oraz na bliskim przedpolu gór. Z uwagi na ukształtowanie terenu w konkretnych regionach jest tu kilka możliwości:

- a) pierwsze pasmo górskie (licząc zgodnie z kierunkiem adwekcji) jest znacznie wyższe od następnego,
- b) wysokości tych pasm górskich są zbliżone,
- c) pierwsze pasmo górskie jest znacznie niższe od następnego.

Pierwszemu wariantowi odpowiada profil: Karkonosze - Kotlina Jeleniogórska - Góry i Pogórze Kaczawskie, drugiemu: Góry Orlickie i Bystrzyckie - północna część Kotliny Kłodzkiej - Góry Złote, Bardzkie i Sowie, a trzeciemu: Góry Bystrzyckie i Orlickie - południowa część Kotliny Kłodzkiej - masyw Śnieżnika Kłodzkiego i Góry Bialskie. Ponadto analizowałem hipsometryczną zmienność opadów wzdłuż profilu: Góry Izerskie - Kotlina Jeleniogórska - Rudawy Janowickie - Kotlina Kamiennogórska - Góry Wyłbrzyskie.

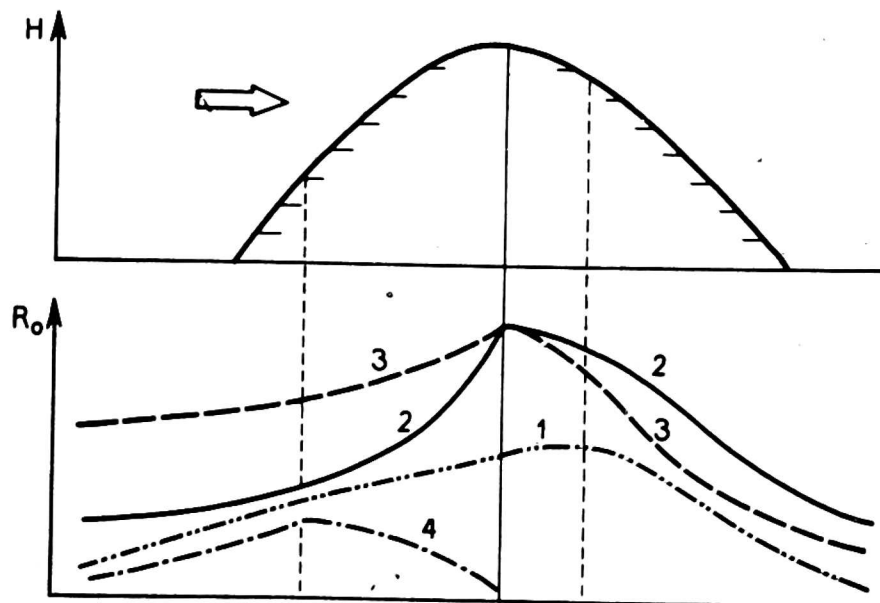
Korzystając z doświadczeń Browninga [2], Browninga i in. [3], Chappaza [6], Chunga [8, 9] oraz Moesego [14], analizowałem oddzielnie na tych profilach zmienność opadów występujących przy adwekcjach ciepłych i adwekcjach chłodnych. W Sudetach adwekcje ciepłe obserwuje się najczęściej w przypadku kierunków makrocyrkulacji od S do W, chłodne zaś od SW do NW oraz od N do E. Występu-

ją niekiedy ciepłe adwekcje przy cyrkulacji z sektora kierunków SE, jednakże na ogół nie odnotowuje się przy nich opadów, toteż sytuacje takie nie stanowiły przedmiotu rozważań.

WYNIKI

Stwierdziłem występowanie w Sudetach dwóch podstawowych typów hipsometrycznej zmienności opadów, które określiłem mianem efektów orograficzno-opadowych: transfluencyjnych i spiętrzeniowych. Efekty transfluencyjne występują przy adwekcjach ciepłych, w sytuacjach związanych z przejściem ciepłego frontu, a efekty spiętrzeniowe - przy adwekcjach chłodnych i przy przejściach frontów chłodnych. Pomijam tu genezę tych efektów, a więc głównie: mechanikę ruchu powietrza nad barierą górską; część z nich (efekty transfluencyjne) skrótowo objaśniłem w swoich pracach [11, 12], pozostałe będą tematem oddzielnego opracowania.

W typie efektów transfluencyjnych można wyróżnić kilka odmian, zależnie od ukształtowania zawietrznej strony bariery górskiej. Różnią się one rozkładem opadów na stokach zawietrznych, zwłaszcza lokalizacją stref występowania opadów największych i najmniejszych (rys. 3).



Rys. 3. Podstawowe różnice między hipsometrycznymi rozkładami opadów przy efektach: 1 - orograficzno-opadowych i transfluencyjnych (T), 2 - spiętrzeniowo-dynamiczno-frontowych (SDF), 3 - spiętrzeniowo-dynamiczno-stacjonarnych (SDS), 4 - spiętrzeniowo-quasi-stacjonarnych (SQS), H - wysokość, R_o - wielkość opadu rzeczywistego

Przy adwekcjach chłodnych, napływające dołem chłodne powietrze, aby mogło przekroczyć barierę górską musi się spiętrzyć. Naj-

mocniej spiętrza się czołowa „porcja” chłodnego powietrza, formując stromo nachylony klin, przylegający do dowietrznego stoku. Kolejno napływające dalsze „porcje” spiętrzają się coraz słabiej. Spiętrzanie się powietrza na barierze orograficznej, jak wykazali Browning i in. [3] oraz Chung [8], wiąże się ze zmianą stanu równowagi; najczęściej jest to zwiększenie niestabilności. Ten efekt jest najsilniejszy na dowietrznym stoku, a więc tam, gdzie największe jest spiętrzenie się chłodnego powietrza; na stronie zawietrznej niestabilność słabnie wobec braku czynników stymulujących pionowe ruchy powietrza. W typie efektów spiętrzeniowych wyróżniam trzy odmiany:

- a) efekty spiętrzeniowe dynamiczno-frontowe (SDF),
- b) efekty spiętrzeniowe dynamiczno-stacjonarne (SDS),
- c) efekty spiętrzeniowe quasi-statyczne (SQS).

Podstawowe różnice między efektami transfluencyjnymi a spiętrzeniowymi różnych odmian przedstawiam na rysunku 3; dotyczą one rozkładu opadów wzdłuż poprzecznego profilu „jednopasmowej” bariery górskiej, lokalizacji stref największych i najmniejszych opadów oraz ich zmienności czasowej krótkookresowej.

Przy orograficzno-opadowych efektach transfluencyjnych (T) opad na dowietrznej stronie gór wzrasta wraz z wysokością prawie liniowo, na stronie zawietrznej maleje zgodnie z ogólną postacią funkcji hiperbolicznej $y = \frac{1}{\operatorname{tg} h x}$.

Strefa największych opadów jest wyraźnie przesunięta na stronę zawietrzną, czasem nawet do 2-3 km. To przesunięcie występuje w ciągu całego roku i jak wynika z literatury [6, 9, 15] jest obserwowane również w innych systemach górskich. Wykazuje ono wyraźny związek z wielkoprzestrzennym gradientem ciśnienia i prędkością wiatru; przy dużych prędkościach przesunięcie strefy największych opadów na stronę zawietrzną jest większe niż przy małych. Strefa występowania najmniejszych opadów znajduje się u podnóża zawietrznego stoku, a więc w sąsiedztwie strefy największych opadów; dalej w kierunku zawietrznego przedpola gór opady nieznacznie wzrastają. Podobny rozkład opadów w Lotaryngii i w Wogezach w sytuacjach fenolowych stwierdził Chappaz [6]. Godny uwagi jest rozkład opadów w rejonach przełęczy. Na stronie dowietrznej opad szybko wzrasta do poziomu powyżej przełęczy, dalszy wzrost opadu jest już znacznie słabszy. W rozkładzie czasowym opady te stopniowo nasilają się i osiągają kulminację średnio w 1, 7 dni od chwili wystąpienia, po czym nieznacznie maleją.

Przy orograficzno-opadowych efektach spiętrzeniowych SDF, opad na stronie dowietrznej wzrasta bardzo szybko i na małej odległości, według funkcji hiperbolicznej $y = \text{tg } h x$, a na stronie zawietrznej powoli maleje według funkcji liniowej. Strefa występowania największych opadów jest na ogół tylko nieznacznie przesunięta na stronę zawietrzną (co może być pominięte przy kartowaniu pola opadów w małej skali). Do poziomu przełęczny opad wzrasta wolniej, powyżej tego poziomu znacznie szybciej. Rozkład tych opadów w czasie charakteryzuje się szybkim i nieregularnym wzrostem wielkości (duża częstość opadów przelotnych o zmiennym natężeniu), ich kulminacja występuje po 1 lub 2 dniach od rozpoczęcia, spadek wielkości opadów jest wolny i nieregularny. W pierwszej fazie (do kulminacji) opady występują w ciągu całej doby, w drugiej fazie zaznacza się wyraźna przewaga opadów dziennych nad nocnymi.

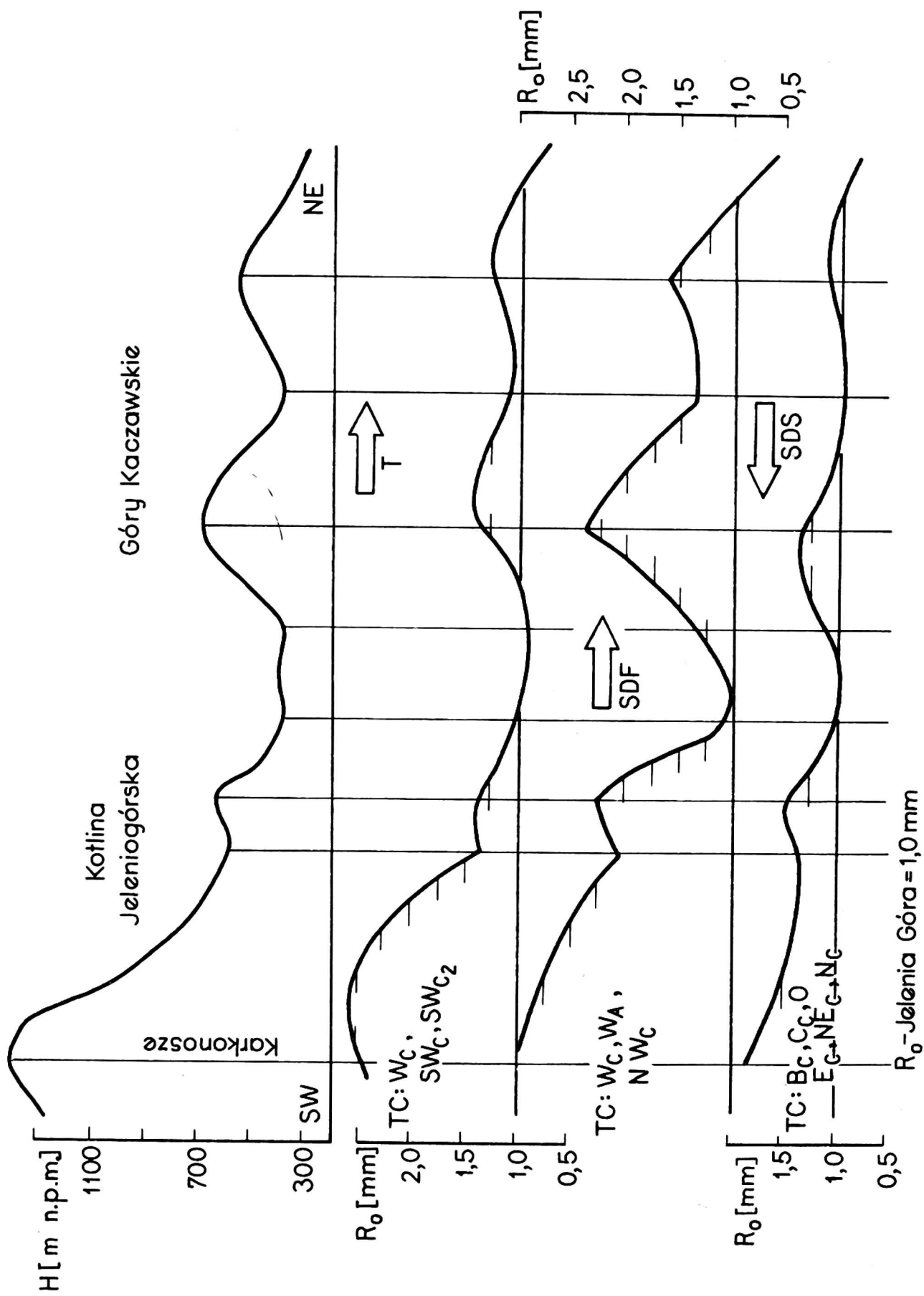
Orograficzno-opadowy efekt spiętrzeniowy SDS odznacza się na dowietrznej stronie bariery górskiej bardzo rozległym polem opadowym; strefa ta jest 2-5-krotnie szersza niż przy efekcie SDF. Moese [14] wyróżnił tutaj „Massenstau” - efekt opadowy bezpośredniego spiętrzenia się powietrza na barierze górskiej i „Vorstau” - efekt podpiętrzenia dalszych „porcji” powietrza, napływającego na spiętrzoną już „porcję” czołową. „Vorstau” jest możliwy do stwierdzenia na podstawie podwyższonych wielkości opadów nawet na dalekim przedpolu dowietrznym gór, np. w dolinie Odry. Opad na stronie dowietrznej wzrasta powoli według funkcji hiperbolicznej $y = \text{tg } h x$, a na stronie zawietrznej dość szybko maleje także według funkcji hiperbolicznej. Strefa opadowa na stronie zawietrznej jest prawie o połowę węższa niż przy efektach SDF. Największe opady występują najczęściej na kulminacji bariery górskiej. Efekty opadowe SDS obserwuje się przeważnie w słabo zróżnicowanym polu ciśnienia i odznaczają się one znacznie większą trwałością niż efekty SDF, często przekraczającą 4 dni. Czasowy przebieg tych opadów odznacza się powolnym wzrostem, kulminacja ich występuje średnio w 3,2 dniu po rozpoczęciu, po czym dość szybko następuje zanik opadów. Zaznaczyć należy, że są to opady ciągłe, a zmiany ich intensywności są znacznie słabsze niż przy efektach SDF.

Orograficzno-opadowe efekty transfluencyjne oraz spiętrzeniowe (SDF i SDS) występują przeważnie w sytuacjach barycznych niżowych i przejściowych; są one też odnotowywane w sytuacjach zdefiniowanych jako wyżowe, lecz przy szybko spadającym ciśnieniu; dotyczy to zwłaszcza efektów transfluencyjnych. Natomiast spiętrze-

niowe efekty SQS występują prawie wyłącznie w sytuacjach wyżowych (wzrost ciśnienia po przejściu chłodnego frontu i rozbudowa klinu wyżowego spowodowana napływem chłodnej masy powietrza arktycznego lub polarno-kontynentalnego). Na stronie dowietrznej opad przy efektach SQS powoli wzrasta według funkcji hiperbolicznej $y = \operatorname{tg} h x$. Największe opady występują u podnóży dowietrznego stoku, tam, gdzie jest największa grubość chmury. Opad ten pochodzi z niskich chmur warstwowych, toteż najczęściej jest to mżawka lub lodowe igły, a jego dobową sumę na ogół nie przekracza 1,0 - 1,5 mm (maks. < 10 mm w Górach Izerskich). W górę dowietrznego stoku opad maleje i tylko w sporadycznych wypadkach i prawie wyłącznie w rejonach przełęczy występuje jeszcze w górnej części stoku zawietrzego. Pionowej rozbudowie chmury przeciwdziała wyżowe osiadanie powietrza, docierające do szczytowej strefy gór. Na stokach zawietrznych obserwuje się w tym czasie zjawiska fenowe typu grawitacyjnego, powodujące szybką dekondensację chmury. Sytuacje pogodowe, w których występują efekty opadowe SQS są w Sudetach częste, lecz krótkotrwałe. Przebieg tych opadów w czasie odznacza się powolnym wzrostem, następnie szybkim zanikiem.

Rozkłady hipsometryczne opadów najczęściej występujące wzdłuż analizowanych profilów przedstawiono na rysunku 4 dla profilu: Karłonosze - Góry Kaczawskie (SW-NE), na rysunku 5 dla profilu: Góry Orlickie i Bystrzyckie - Kotlina Kłodzka - Góry Złote (W-E), na rysunku 6 dla profilu: Góry Bystrzyckie - Kotlina Kłodzka - Góry Orlickie - Masyw Śnieżnika Kłodzkiego - Góry Bialskie (W-E) oraz na rysunku 7 dla profilu: Góry Izerskie - Kotlina Jeleniogórska - Rudawy Janowickie - Kotlina Kamiennogórska - Góry Wałbrzyskie (NW-SE). Na pierwszych trzech profilach zaznaczono odpowiednimi symbolami wszystkie wyróżnione efekty orograficzno-opadowe i ich odmiany; ponadto zaznaczono kierunki adwekcji, przy których one występują. Na ostatnim profilu obserwuje się najczęściej efekty SDF i SQS, a pozostałe tylko sporadycznie.

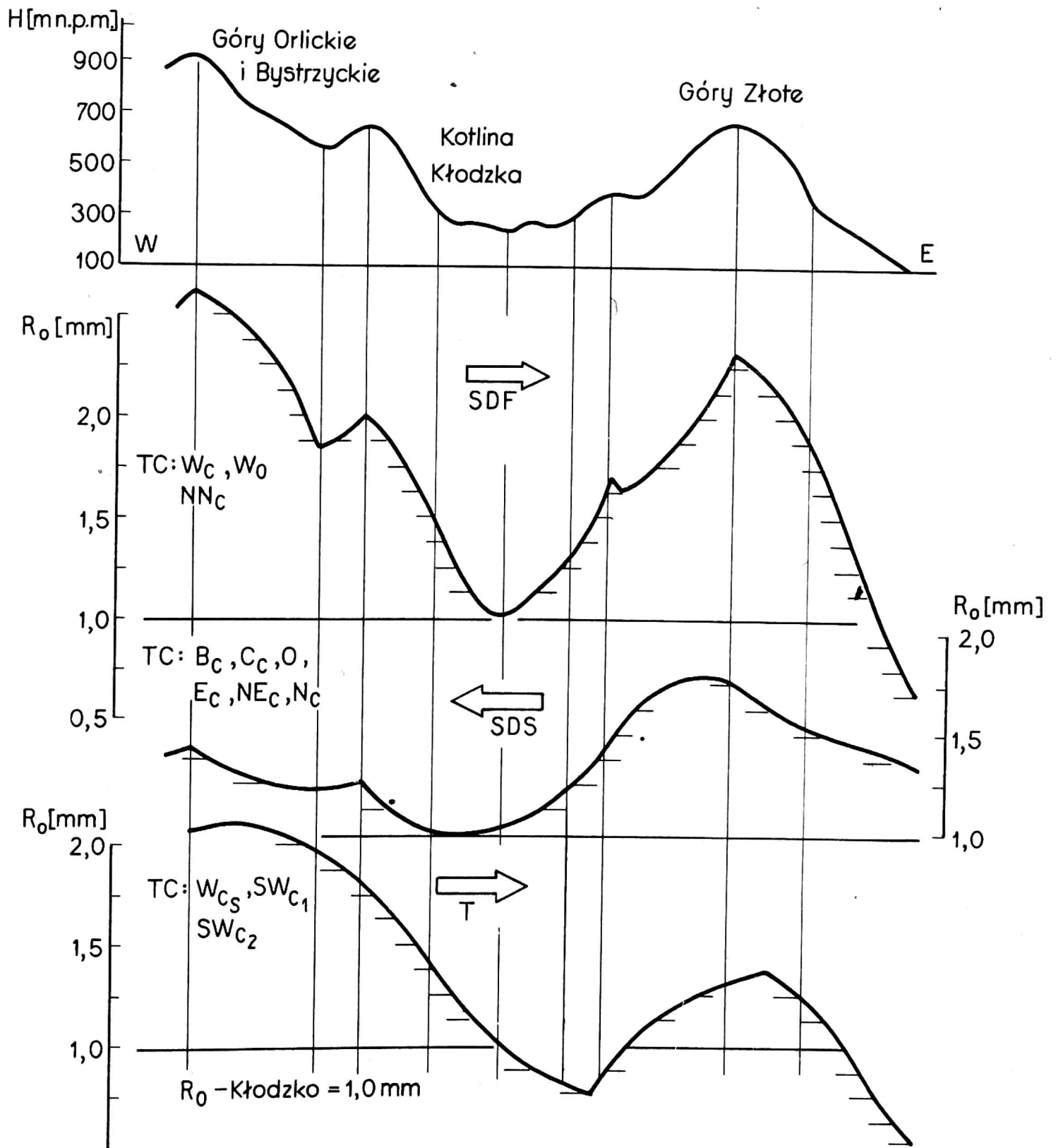
Zmiany wielkości R_0 na analizowanych profilach są przedstawione na stacji dolinnej; jest to Jelenia Góra (rys. 4), Kłodzko (rys. 5), Długopole Zdrój (rys. 6) i Zgorzelec (rys. 7). Bez względu na wielkość opadów w poszczególnych profilach i przy różnych efektach orograficznych są silnie zróżnicowane nie tylko między sezonem ciepłym i chłodnym, ale także między jedną sytuacją pogodową a drugą. Liczbę analizowanych okresów opadowych wzdłuż poszczegól-



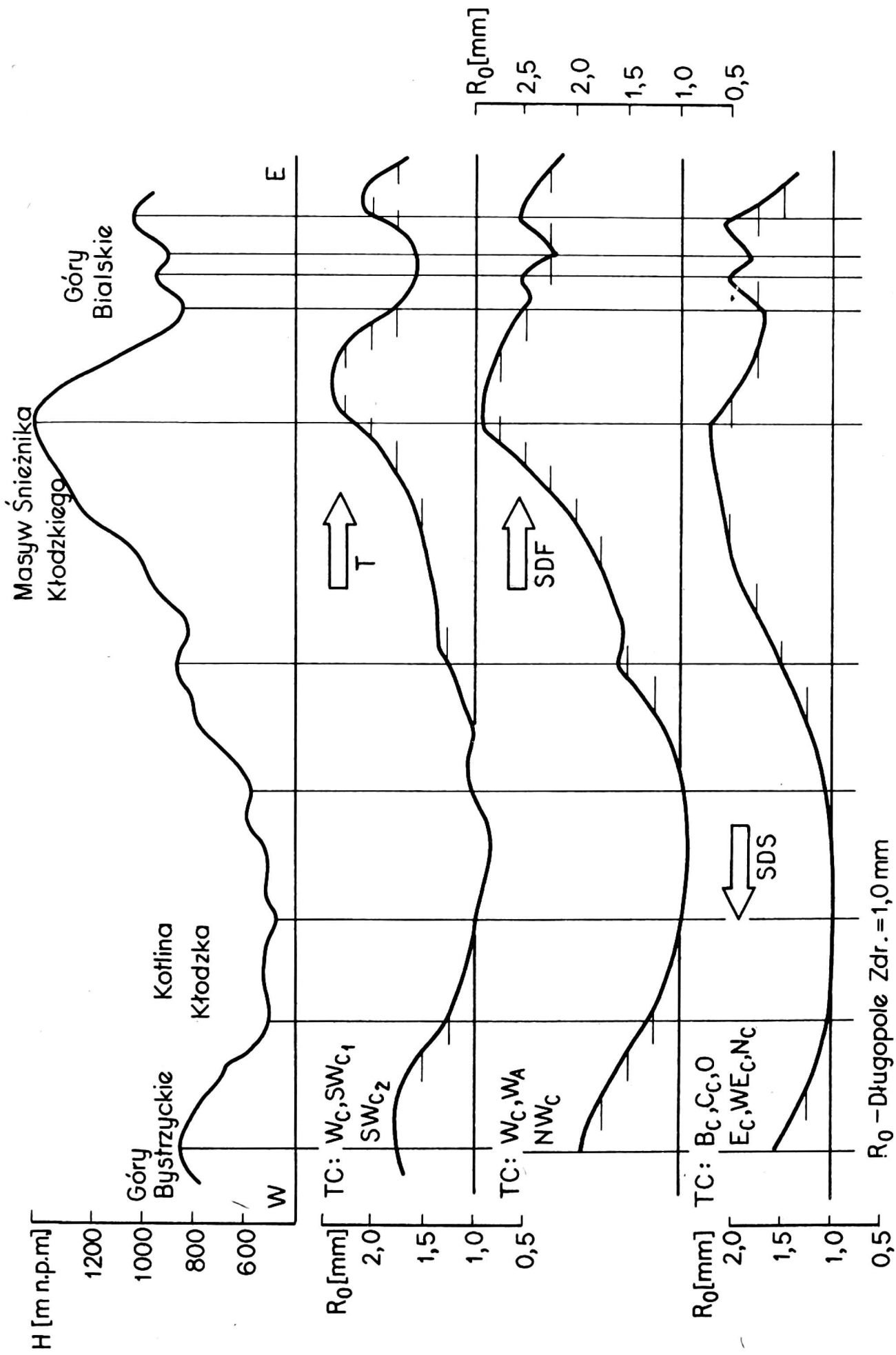
Rys. 4. Schemat rozkładu opadów rzeczywistych wzdłuż profilu: Karkonosze - Kotlina Jeleniogórska - Góry Kaczawskie, przy występowaniu różnych efektów orograficzno-opadowych i typach cyrkulacji. Strzałkami oznaczono kierunek ruchu powietrza

nych profilów oraz częstość występowania rozkładów opadów zgodnie z przedstawionymi schematami (rys. 4-7) podano w tabeli 6.

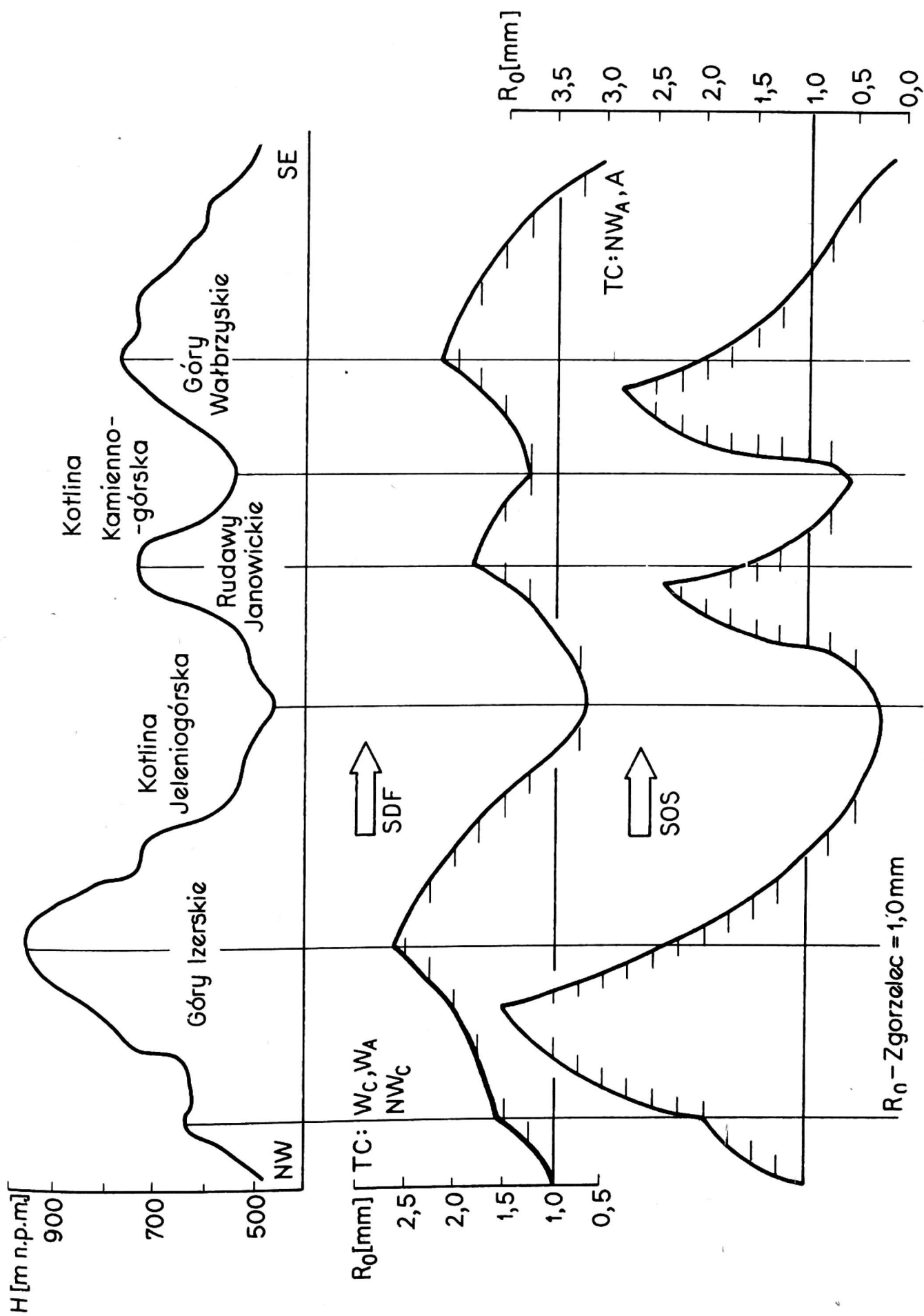
Uwagę zwraca wielka rozpiętość sumy R_0 przy efektach T i SDP między strefami hipsometrycznymi. Tu maksimum opadów R_0 występuje w strefie szczytowej i wyższych częściach stoków, minimum zaś w dnach dolin i na przedpolu gór. Inaczej jest przy SDS - tu zmien-



Rys. 5. Schemat rozkładu opadów rzeczywistych wzdłuż profilu: Góry Orlickie i Bystrzyckie - Kotlina Kłodzka część północna - Góry Złote, przy występowaniu różnych efektów orograficzno-opadowych i typach cyrkulacji. Strzałkami oznaczono kierunek ruchu powietrza



Rys. 6. Schemat rozkładu opadów rzeczywistych wzdłuż profilu: Góry Bystrzyckie - południowa część Kotliny Kłodzkiej - Masyw Śnieżnika Kłodzkiego - Góry Białskie, przy występowaniu różnych efektów onograficzno-opadowych i typach cyrkulacji. Strzałkami oznaczono kierunek ruchu powietrza



Rys. 7. Schemat rozkładu opadów rzeczywistych wzdłuż profilu: Góry Izerskie - Kotlina Jeleniogórska - Góry Wałbrzyskie, przy występowaniu różnych efektów orograficzno-opadowych i typach cyrkulacji. Strzałkami oznaczono kierunek ruchu powietrza

T a b e l a 6

Rozkłady opadów wzdłuż poszczególnych profilów oraz prawdopodobieństwo wystąpienia rozkładu opadu zgodnego ze schematem, dopuszczalna tolerancja odchyień w poszczególnych punktach $\pm 5\%$

Profil	Typ efektu orograficzno-opadowego	Liczba analiz	Prawdopodobieństwo rozkładu opadów	Schemat na rysunku
Karkonosze-Kotlina Jeleniogórska - Góry Kaczawskie	SDF-1	67	0,88	4
	SDS-1	56	0,83	4
	T	81	0,82	4
Góry Orlickie i Bystrzyckie-Kotlina Kłodzka-Góry Złote i Bardzkie	SDF-2	64	0,79	5
	SDS-2	53	0,72	5
	T	76	0,73	5
Góry Orlickie i Bystrzyckie-Kotlina Kłodzka-Masyw Śnieżnika Kł.-Góry Bialskie	SDF-2	38	0,71	6
	SDS-3	42	0,69	6
	T	46	0,74	6
Góry Izerskie-Kotlina Jeleniogórska-Rudawy Janowickie-Góry Wałbrzyskie	SDF-4	29	0,74	7
	SQS-4	41	0,77	7

ność R_0 jest znacznie mniejsza, zważywszy na fakt, iż są to opady długotrwałe i bardzo wydajne. Uświadamiamy sobie jak wielkie zagrożenie powodziowe dla regionu stanowi ten typ efektów orograficzno-opadowych.

Opady przy SQS są niewielkie. Na dowietrznych stokach Gór Izerskich (stacje: Bierna, Pobiedna, Świeradów) największe ich dobowe sumy nieznacznie tylko przekraczają 10 mm, nie mają więc one wielkiego znaczenia klimatologiczno-hydrologicznego.

Efekty transfluencyjne występują najczęściej przy typach cyrkulacji: W_C , W_{C_S} , SW_{C_1} , SW_{C_2} , a sporadycznie także przy typach SW_A , S_A i SE_A , według klasyfikacji Konceka i Reina. Efekty orograficzno-opadowe SDF występują najczęściej przy typach cyrkulacji: W_A , W_C , W_{C_S} , SW_{C_1} i NW_C ; efekty SDS przy: B_C , C_C , E_C , NE_C , N_C i O , a sporadycznie także przy typach: E_A i NE_A . Efekty opadowe SQS występują najczęściej przy typach cyrkulacji: W_A , NW_A , NE_A , SE_A i E_A .

ZAKOŃCZENIE

Przedstawiona praca określa w bardzo ogólnych zarysach charakter hipsometrycznego rozkładu opadów atmosferycznych w różnych formach ukształtowania terenu w regionie sudeckim, przy różnych kierunkach i rodzajach adwekcji. Wielkości opadów, występujących w tym regionie przy tych samych typach i odmianach efektów orograficzno-opadowych, zmieniają się w szerokim zakresie z dnia na dzień; niestety, nie ma jeszcze uzasadnionych podstaw do ich prognozowania. Można jednakże przypuszczać, że do rozwiązania tego zagadnienia przyczyni się analiza zależności łączącej wielkość opadu i wielkości parametrów fizycznych, charakteryzujących napływającą masę powietrza, zwłaszcza takich, jak stratyfikacja termiczna i wilgotnościowa oraz dynamika ruchu powietrza. Przydatna jest tu także analiza wykonana dla poszczególnych typów cyrkulacji, pół roku, subregionów oraz typów efektów orograficzno-opadowych.

LITERATURA

1. Aldridge R.: The resultant direction and inclination of rainfall at Taita Experimental Station. Lower Hutt, New Zealand, J. Hydrol., 14, 1, 1975.
2. Browning K. A.: Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 100, 425, 1974.
3. Browning K. A., Pardoe C. W., Hill F. F.: The nature of orographic rain at wintertime cold fronts. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 101, 428, 1975.
4. Burtakov L. A.: Nekotorye rezultaty issledovanija raspredelenija osadkov v gornych rajonach na primere Prielbrusja. Dokł. VI Mežd. Konf. po Meteor. Karpat, 17-23. 09. 1973, Kiev 1975.
5. Chalkecev V. A., Morgacev S. V.: Termodinamičeskie uslovija obrazovanija orografičeskogo ciklona v jugovostočnoj časti severnogo Kavkaza. Meteor. i Gidrol., 12, 1965.
6. Chappaz R.: L'effect de foehn dans la plaine d'Alsace. Monographie nr 97 de la Meteorologie Nationale Bureau Climatologique Regional, Strasbourg 1975.
7. Chodakov V. G.: K metodike učeta tverdyh osadkov v gorach. Gł. Geof. Obs. im. A. Vojejkova, 195, 1966.

8. Chung Y. S.: On lee cyclogenesis and behaviour of upper air-flows in large scale mountains. Rep. of Proc. XVI Gen. Ass. Grenoble. IAMAP Publication Toronto, 16, 1975.
9. Chung Y. S.: An observational study of the influence of large scale mountains on air-flow and lee cyclogenesis. Arch. Meteor., ser. A, Geoph. 26, 2-3, 1977.
10. Koncek M., Rein F.: Katalog der Witterungstypen für Mitteleuropa. Acta R. N. Univ. Comen., 4, 1971.
11. Kwiatkowski J.: Opady rzeczywiste w Sudetach. Prz. geof., 1, 1978.
12. Kwiatkowski J.: Opady rzeczywiste w Karkonoszach. (w druku).
13. Kwiatkowski J., Lucerski P.: Warunki śniegowe i narciarskie na północnych stokach Karkonoszy. Opera Corcontica, 16, 1980: 51-71.
14. Moese O.: Stau und Föhn, als Haupteffekte für das Klima Schlesiens. Veröff. d. Schl. Gess. f. Erdkd. E. V. Geogr. Inst. d. Univ., 23, Breslau 1937.
15. Steinhauser F.: Zur Niederschlagsmessung auf einer Berggipfel. Meteor. Z., 52, 1935.
16. Steinhäusser H.: Die Gebirgskämme der Ostalpen und ihre orographischen Einflüsse auf die Niederschlagsverteilung in Drauggebiet. Wetter u. Leben, 3, 1974.

Ян Квятковски

ЗАМЕЧАНИЯ К МЕЗОМАСШТАБНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ДЕЙСТВИТЕЛЬНЫХ ОСАДКОВ В СУДЕТАХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Р е з ю м е

Труд занимается действительными осадками в Судетах и на их ближайшем предгорьи, а также пространственной изменчивостью осадков обусловленной циркуляционным фактором.

Условием сопоставимости осадков является редукция погрешностей их измерений, особенно вызванных ветром. В труде использовали величины действительных осадков достигающих поверхности почвы в месте наблюдений, необремененные измерительными погрешностями.

Исследовали распределение действительных осадков вдоль поперечных профилей до горного барьера, охватывающих наветренные и

подветренные склоны, горные хребты и предгорные зоны. Установлено, что гипсометрическое распределение осадков обусловлено циркуляцией и погодой, а также рельефом местности. В Судетах были выделены четыре основных типа орографических деформаций поля осадков и отвечающие им орографическо-осадочные эффекты, в частности: 1) трансфлюэнтный эффект (Т) появляющийся наиболее часто в теплых адвекциях в направлении S-NW, 2) динамико-фронтальный возвышающий эффект (SDF), появляющийся обычно в холодных адвекциях в направлении SW-NW, 3) динамико-стационарный возвышающий эффект (SDS), появляющийся в разных адвекциях, обычно в направлении N-E, 4) квази-стационарный возвышающий эффект (SQS), появляющийся в холодных адвекциях в разных направлениях, чаще всего в поле повышенного давления.

Основные различия между трансфлюэнтными и возвышающими эффектами разных типов представлены на рис. 3, иллюстрирующем распределение осадков вдоль поперечного профиля однополосного горного барьера.

В случае трансфлюэнтных орографическо-осадочных эффектов (Т) осадки на наветренной стороне гор повышаются почти линейно с высотой, уменьшаясь на подветренной стороне, при передвижении к этой последней зоны наивысших осадков.

В случае возвышающих эффектов (SDF) происходит очень быстрое повышение осадков на наветренной стороне и притом на малом расстоянии, при их медленном снижении в соответствии с линейной функцией. Зона осадков передвигается незначительно к подветренной стороне.

В случае возвышающего эффекта (SDS) появляются очень пространственные осадочные поля на наветренной стороне, снижаясь довольно быстро в соответствии с гиперболической функцией на подветренной стороне. Зона осадков на наветренной стороне почти на половину больше, чем в случае эффектов SDF. Самые высокие осадки наблюдаются на кульминации горного барьера.

В случае возвышающих эффектов (SQS) самые высокие осадки выступают у подножья наветренного склона, где бывает самая большая густота туч; они снижаются вверх по склону.

Анализировали изменения величины действительных осадков в соответствии с четырьмя профилями прорезывающими Судеты и охватывающих их ближайшее предгорье в отдельных орографическо-осадочных типах (рис. 4-7).

Абсолютные величины осадков на отдельных профилях обнаруживают значительные различия не только между холодным и теплым сезоном, но и между отдельными состояниями погоды. Число анализируемых осадочных периодов, а также частота их появления приводятся в таблице 6.

Jan Kwiatkowski

REMARKS ON MESOGRADUATED VARIABILITY OF REAL
PRECIPITATIONS IN SUDETY MOUNTAINS DEPENDING ON
CIRCULATION CONDITIONS

S u m m a r y

The work is dealing with real precipitations in the Sudety mountains and on near foothills of these mountains as well as with the spatial variability of the precipitations depending on the circulation factors.

The precipitation comparability requires a reduction of precipitation measurement errors, particularly those caused by wind. The values of real precipitations reaching the soil surface at the observation place and unburdened with measurement errors were made use of in the work.

The real precipitation distribution along the transverse profiles up to the mountain barrier, covering windward and leeward slopes, mountain ridges and the submontane belt, was investigated. It has been found that the hypsometric distribution of precipitations depends on circulation and weather conditions as well as on the area relief. Four basic types of orographic deformations of the precipitation zone and orographico-precipitation effects corresponding with them have been distinguished. They are: 1) transfluent effect (T) occurring most often at warm advectations in the S-NW direction, 2) dynamico-frontal piling effect (SDF) occurring most often at cold advectations, usually in the SW-NW direction, 3) dynamico-stationary piling effect (SDS), occurring at different advectations, usually in the N-E direction, 4) quasi-static piling effect (SQS) occurring at cold advectations from different directions, most often within the zone of heightened atmospheric pressure.

Basic differences between the transfluent and piling effects of different variants are presented in Fig. 3; it is the precipitation distribution along the transverse profile of a single-range mountain barrier.

At the orographico-precipitation effects (T) the precipitations at the windward side of the mountains increases almost linearly along with the altitude, whereas at the leeward side it decreases at shifting the maximum precipitation zone towards the leeward side.

At the piling effect (SDS) very wide precipitation zones occur at the windward side, decreasing rather quickly along the hyperbolic function. The precipitation zone at the leeward side is by almost a half wider than at the SDF effects. The maximum precipitations occur at the mountain barrier culmination.

At piling effects (SQS) the highest precipitations occur at the foot of the windward slope, where the greatest density of clouds can be observed, decreasing upwards the slope.

Real precipitation changes along 4 profiles crossing the Sudety mountains and reaching their near foothill areas were analyzed for particular orographico-precipitation types (Figs. 4-7).

Absolute precipitation values in particular profiles are strongly differentiated not only between the cold and warm season, but also between the one weather state and the other. The number of analyzed precipitation periods and their occurrence frequency are presented in Table 6.